

RG 2012-02

Géologie de la région du lac Zeni

Hanafi Hammouche, Claire Legoux, Jean Goutier, Claude Dion



Camp du Lac Raude.

Géologie de la région du lac Zeni

Hanafi Hammouche¹, Claire Legoux², Jean Goutier¹, Claude Dion¹

RG 2012-02

Mots-clés : cartographie géologique, Churchill, Zone noyau, terres rares

1- MRN (Ministère des Ressources naturelles)

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

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Giguère, par intérim

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Patrice Roy, par intérim

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau, par intérim

Lecture critique

Martin Simard

Édition

Charles Gosselin

Assistance technique

Frédéric St-Pierre

Graphisme

André Tremblay

Document accepté pour publication le 8 mars 2012

Résumé

Un levé géologique au 1/50 000 a été réalisé par le MRNF au cours de l'été 2010 dans la région du lac Zeni, à 180 km à l'est de Schefferville. Ce levé fait suite aux travaux de cartographie géologique initiés en 2009 et qui ont pour but de réviser les connaissances géologiques et d'évaluer le potentiel minéral de la portion sud-est de la Province de Churchill.

Le terrain d'étude est situé dans la Zone noyau de la partie sud-est de la Province de Churchill. Il est composé de deux domaines lithotectoniques très déformés, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, et de plutons mésoprotérozoïques. Le Domaine d'Orma, qui couvre presque toute la moitié sud de la région, est constitué principalement de gneiss tonalitiques à granitiques, de paragneiss migmatitisés, de roches intrusives felsiques foliées et de granite porphyrique plus ou moins déformé. Le Domaine de Mistinibi-Raude est composé d'amphibolites, de roches intrusives felsiques et intermédiaires mylonitisées et de gneiss felsiques (Complexe du lac Zeni), de paragneiss (Complexe de Mistinibi), de diorite et de gabbro (Complexe gabbroïque du lac Raude), et d'unités non nommées de gneiss, de diorite migmatitique et d'intrusions felsiques.

Les principales intrusions tardives mésoprotérozoïques, de forme circulaire ou elliptique, occupent près de 25 % du terrain. Le Batholite de Mistastin est principalement composé de granite et de syénite quartzifère, à grain grossier et présentant par endroits une texture rapakivi. Le Granite de Ramusio est formé de granite à biotite porphyrique, à phénocristaux de feldspath potassique et de granite à biotite équi-granulaire à grain moyen. À sa bordure, on trouve également de grandes enclaves des unités plus anciennes du Domaine de Mistinibi-Raude. La Syénite de Juillet est composée de syénite à feldspath alcalin et clinopyroxène et de gabbro à biotite, fayalite et magnétite. Finalement, la partie québécoise de l'Intrusion de Michikamau comprend principalement des anorthosites, des leuconorites et des gabbro-norites.

Le grain structural ESE-WNW prend une direction NNW-SSE dans la partie ouest de la région. Il est clairement coupé par les intrusions tardives mésoprotérozoïques peu à non déformées. De larges zones de mylonites sont associées aux nombreux cisaillements. Celles-ci touchent à toutes les unités d'âge archéen à paléoprotérozoïque. Les foliations sont généralement abruptes et les linéations minérales sont à faible plongement. Elles sont principalement associées à des mouvements de décrochement dextre.

La région du lac Zeni a subi un métamorphisme prograde variant du faciès moyen des amphibolites au faciès des granulites. Par la suite, un métamorphisme rétrograde aux faciès des amphibolites et des schistes verts s'est superposé aux faciès de plus hautes températures. Les intrusions mésoprotérozoïques, quant à elles, n'ont pas subi de métamorphisme.

Les intrusions granitiques et syénitiques tardives (Batholite de Mistastin, Granite de Ramusio, Syénite de Juillet) présentent un potentiel pour les minéralisations de terres rares. Les deux premières intrusions font actuellement l'objet de travaux d'exploration. Quelques expositions de sulfures disséminés ont été également observées sur le terrain.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	6
Localisation et accès.....	6
Objectifs du projet.....	6
Méthode de travail.....	6
Travaux antérieurs	6
Remerciements	6
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	9
STRATIGRAPHIE.....	9
Zone noyau.....	9
Domaine d'Orma.....	9
Archéen.....	9
<i>Gneiss de Bourdon (Abod)</i>	9
<i>Intrusion de Brass (Abrs)</i>	10
<i>Granite de La Pinaudière (AlaiI)</i>	10
Paléoprotérozoïque.....	11
<i>Suite du lac Cabot (pPcab)</i>	11
Domaine de Mistinibi-Raude.....	11
Archéen/Paléoprotérozoïque	11
<i>Complexe du lac Zeni (ApPzen)</i>	11
Paléoprotérozoïque.....	13
<i>Complexe de Mistinibi (pPmis)</i>	13
<i>Complexe gabbroïque du lac Raude (pPrae)</i>	13
Intrusions et dykes mésoprotérozoïques	14
Granite de Ramusio (mPram)	14
Syénite de Juillet (mPjui)	14
Intrusion de Michikamau (mPmic).....	15
Batholite de Mistastin (mPmit)	16
Dykes de Harp (mPhar).....	17
Unités lithologiques.....	17
Archéen.....	17
<i>L'unité M1p</i>	17
Archéen et Paléoprotérozoïque.....	18
<i>L'unité IIDb</i>	18
<i>L'unité T2f</i>	18
Paléoprotérozoïque.....	18
<i>L'unité IIa</i>	18
<i>L'unité I2Ja</i>	19
<i>L'unité M1h</i>	19
<i>L'unité M4a</i>	19
<i>L'unité T2a</i>	20
Quaternaire.....	20

LITHOGÉOCHIMIE	20
Intrusions mésoprotérozoïques	20
Paragneiss du Domaine de Mistinibi-Raude	22
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	22
Histoire du métamorphisme	22
Détermination des faciès métamorphiques progrades	22
Métamorphisme prograde au faciès des amphibolites	22
Métamorphisme prograde au faciès des granulites	23
Intrusion granulitique archéenne (Intrusion de Brass)	23
Intrusions mésoprotérozoïques	25
GÉOLOGIE STRUCTURALE	25
Éléments structuraux	25
Domaines structuraux	25
Zones de cisaillement	27
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	27
Minéralisation en terres rares, Y, Zr et Nb	27
Minéralisations en métaux de base et métaux précieux	27
CONCLUSION	28
RÉFÉRENCES	29
ANNEXE – Photographies	32
HORS-TEXTE	
Géologie 1/125 000 – Géologie de la région du lac Zeni.....	carte RG 2012-02-C001

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région du lac Zeni est située à environ 180 km à l'est de la ville de Schefferville (figure 1) et n'est accessible que par voie aérienne. Nos travaux ont couvert un secteur de près de 3150 km², limité par la longitude 64° 30' ouest, la latitude 55° 15' au nord, et la frontière avec la province de Terre-Neuve-et-Labrador, au sud et à l'est (figure 2). Il s'agit d'un terrain à végétation de type taïga, à relief peu accidenté où dominent localement quelques sommets plus accentués. Une partie importante de la région (entre 25 et 30 %) est occupée par des plans d'eau, dont les principaux sont le lac Ramusio, le lac Cabot, le lac Juillet et le lac Zeni. Les affleurements rocheux sont relativement abondants dans la partie nord de la région alors que dans les parties sud et centre-est, ils sont recouverts en bonne partie par de vastes zones marécageuses.

Objectifs du projet

Les travaux de cartographie réalisés durant l'été 2010, à l'échelle du 1/50 000, correspondent à la phase finale d'un projet de deux ans amorcé en 2009 plus à l'ouest (figure 2; Hammouche *et al.*, 2011). Ce projet vise à approfondir la connaissance géologique et à évaluer le potentiel minéral de l'extrême sud de la Zone noyau de la Province de Churchill localisée au Québec. Il est réalisé dans le cadre d'une entente intergouvernementale impliquant les services géologiques du Québec, de Terre-Neuve-et-Labrador et la Commission géologique du Canada. La région cartographiée comprend le feuillet SNRC 23P01 et la partie québécoise des feuillets 23I09, 23I16, 13L12, 13L13, 13M03 et 13M04 (figure 2). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles, sur demande, en version numérique, ou encore, peuvent être consultées à l'aide du produit « *E-Sigéom à la carte* », à l'adresse suivante : <http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Méthode de travail

Les travaux de cartographie géologique ont été réalisés durant une période de neuf semaines par une équipe constituée de cinq géologues et de six assistants. Les cheminements sur le terrain ont été planifiés à l'aide de photos aériennes. Ils étaient généralement orientés perpendiculairement aux structures géologiques et espacés de 1 km en moyenne. Les secteurs où les affleurements sont rares et trop dispersés ont toutefois été couverts par des séries de sauts avec l'hélicoptère. Cela est le cas notamment dans la partie sud du terrain et dans la portion sud-est du feuillet 13M04.

La nomenclature des codes utilisés pour les lithologies est conforme à celle contenue dans le document MB 96-28 de Sharma (1996) et du carnet de géofiche DV-2009-04, disponibles dans le SIGÉOM. Les surfaces de plusieurs

échantillons de roches intrusives grenues, de composition felsique à intermédiaire, ont été colorées au cobaltinitrite de sodium pour en évaluer la proportion du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz. La détermination des proportions modales de ces constituants a été réalisée selon la méthode décrite dans Goutier *et al.* (2001). Près de 330 lames minces et lames minces polies ont été étudiées et 164 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en traces afin de caractériser les différentes lithologies rencontrées et déterminer les teneurs en métaux.

Les données d'un levé magnétique et spectrométrique aéroporté récent (Dumont *et al.*, 2010), ont été utilisées pour l'interprétation des cartes géologiques.

Travaux antérieurs

Peu de travaux de cartographie ont été effectués dans le secteur à l'étude. Emslie (1963) et Taylor (1979) ont réalisé des travaux de reconnaissance géologique aux échelles 1/253 440 et 1/250 000. Les travaux du premier ont touché principalement à l'intrusion de Michikamau, située dans le sud-ouest de la région (figure 2; feuillets 13L12 et 23I09). Pour sa part, Taylor (1979) a couvert le tiers nord de la région, soit les feuillets 13M03, 13M04 et 23P01. Plus tard, dans les années 1980, le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a initié un programme de cartographie dans la région de la rivière George qui a couvert l'ensemble de la région étudiée (Taner, 1987 et 1992). Avant 2010, très peu de travaux d'exploration ont été rapportés dans les limites du terrain d'étude. Récemment, Quest Uranium Corporation (maintenant Quest Rare Minerals) et Midland Exploration ont réalisé des travaux de reconnaissance géologique et d'échantillonnage pour les terres rares sur leurs propriétés situées respectivement dans le nord et l'est de la région.

De nouveaux levés magnétiques et spectrométriques aéroportés couvrent l'ensemble de la région étudiée. Ces levés ont été réalisés à l'hiver 2010 dans le cadre du projet GEM de la Commission géologie du Canada (Dumont *et al.*, 2010), selon des lignes de vol espacées au 200 m.

Remerciements

Les auteurs remercient les personnes qui ont participé à ce projet pour leur contribution et leur enthousiasme lors des travaux de terrain. Mentionnons l'apport de Thomas Clark (géologue) qui a contribué particulièrement à la cartographie de l'intrusion de Michikamau et dont certaines réflexions ont été reprises dans ce rapport. Nous tenons également à souligner la participation aux travaux de terrain de Laura Petrella (géologue) et des étudiants Robby Aumond, Amélie Duval-Courchesne, Arnaud Fontaine, Alexandre Neron, Thomas Savy et Catherine Vellet. Johanne Jobidon et Claude Guérin ont participé à la production des figures et des cartes. Enfin, nos remerciements vont à Martin Simard pour les commentaires et les améliorations suggérées à la suite de la lecture critique de ce document ainsi qu'à Charles Gosselin pour l'édition.

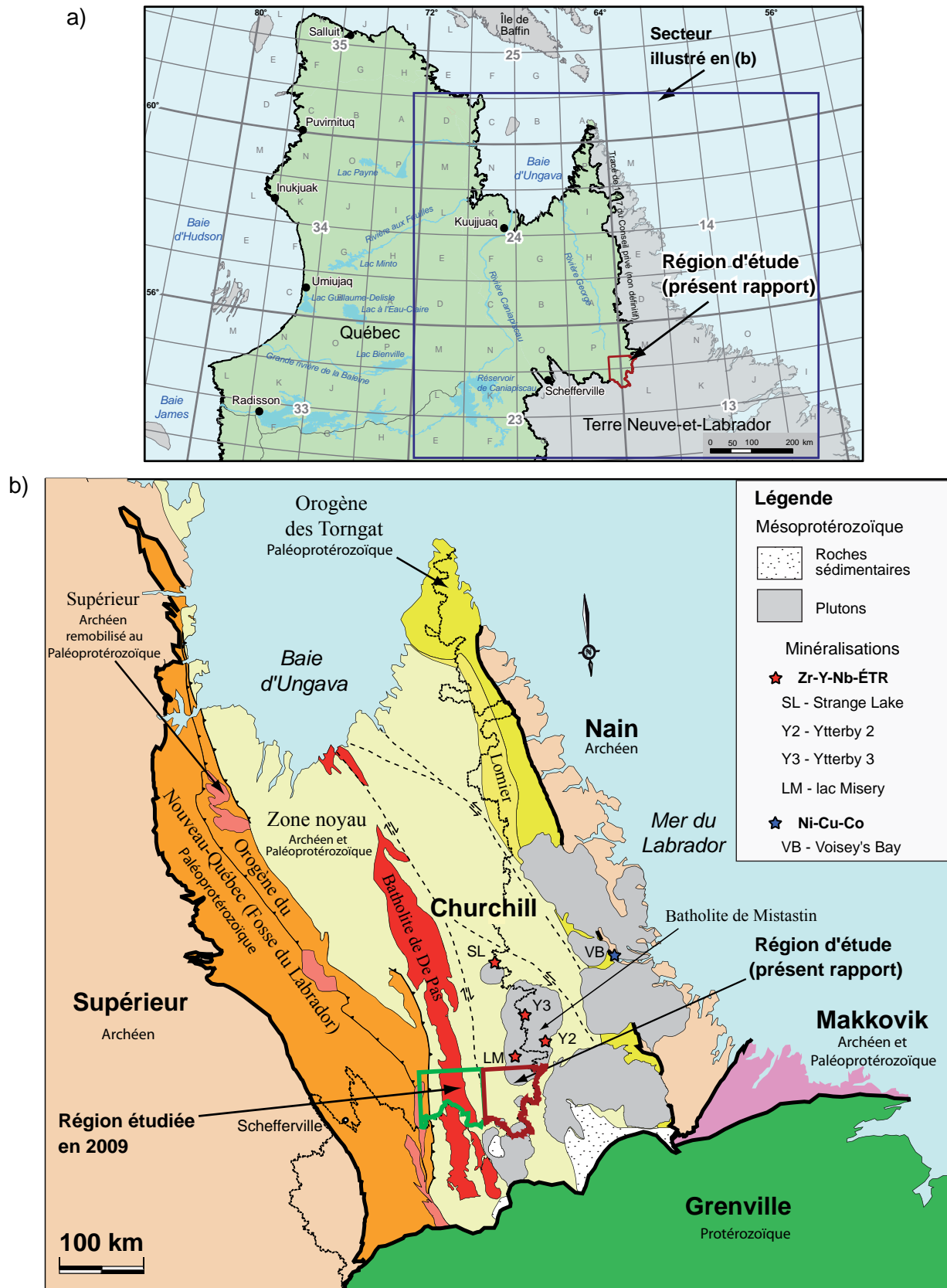


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée : a) localisation géographique de la région du lac Bonaventure dans le nord du Québec; b) carte des grands ensembles lithotectoniques de la Province de Churchill (géologie modifiée de Wardle *et al.*, 1997 et Clark et Wares, 2004).

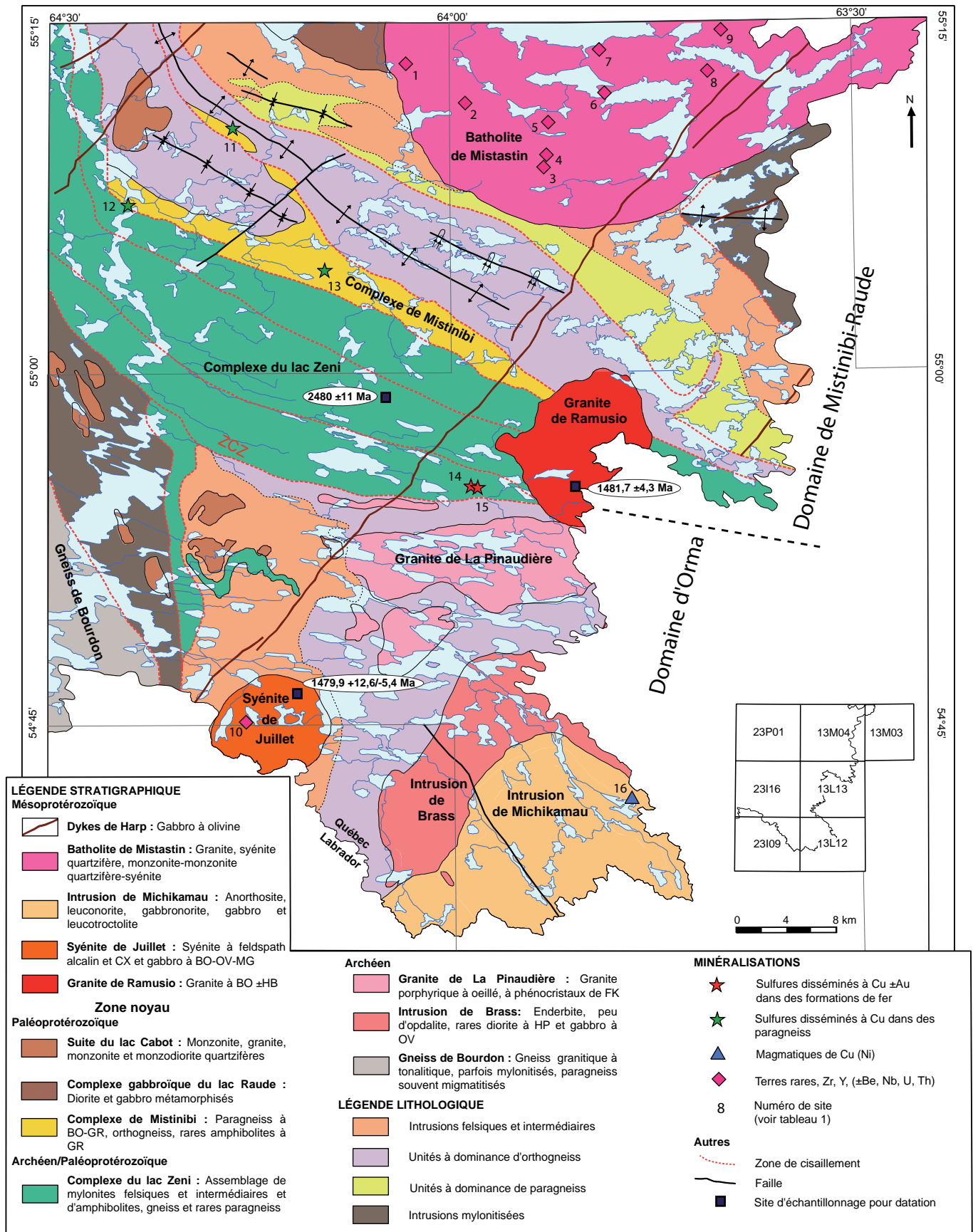


FIGURE 2 - Carte géologique et localisation des principales minéralisations rencontrées dans la région du lac Zeni. Abréviation : ZCZ = Zone de cisaillement de Zeni.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région étudiée se situe dans la Zone noyau de la partie sud-est de la Province de Churchill. Dans ce secteur, le Churchill est compris entre les cratons archéens du Supérieur, de Nain et de Makkovik, et est limité au sud par la Province protérozoïque de Grenville (figure 1).

La Zone noyau (« Core Zone »), assignée autrefois à la Province de Rae (Hoffman, 1990), englobe les unités comprises entre l'Orogène des Torngat, à l'est, et l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest (Wardle *et al.*, 2002). Elle est composée principalement de roches archéennes et paléoprotérozoïques métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites (gneiss, migmatites, roches intrusives, paragneiss et amphibolites). La Zone noyau est divisée en domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des roches dominantes. Ces domaines sont séparés par de grands couloirs de cisaillement ayant une forte composante de décrochement (van der Leeden *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996). Des lambeaux kilométriques de roches paléoprotérozoïques intrusives, volcaniques et sédimentaires métamorphisées aux faciès des schistes verts et des amphibolites, ont été signalés au nord-ouest, à l'extérieur de la région étudiée (Girard, 1995).

L'agencement structural de la région résulte de collisions obliques entre les cratons de Nain et du Supérieur et de l'écrasement des blocs archéens et paléoprotérozoïques de la Zone noyau contre les roches de la Fosse du Labrador durant l'orogénèse hudsonienne entre 1860 et 1775 Ma (Stockwell *et al.*, 1982; Wardle *et al.*, 2002 et références citées). Ces collisions ont généré des systèmes de plis et des chevauchements à vergence ouest ainsi que de grands couloirs de cisaillement dextre en bordure de la Fosse du Labrador et de la Zone noyau.

Des intrusions postorogéniques de compositions variées (anorthosite-gabbro-troctolite, granite, syénite, granite hyperalcalin) et des roches sédimentaires d'âge mésoprotérozoïque ont été identifiées dans la Zone noyau, l'Orogène des Torngat et la Province de Nain (figure 1). Les intrusions postorogéniques sont importantes du point de vue potentiel minéral, puisque les minéralisations de Ni-Cu-Co de Voisey's Bay, de Zr-Y-Nb-ÉTER de Strange Lake (lac Brisson) et de lac Misery (figure 1) y sont associées.

Les minéralisations répertoriées dans la Zone noyau correspondent à deux types principaux : 1) les minéralisations Au ± Cu ± Ag dans les roches volcano-sédimentaires métamorphisées et 2) les minéralisations de Zr-Y-Nb-ÉTR liées aux pegmatites dans des intrusions alcalines et peralcalines tardives. Plusieurs nouveaux indices de ce dernier type ont été mis en évidence récemment par des compagnies d'exploration à proximité de la région à l'étude. Les plus importants sont ceux de lac Misery, Ytterby2 et Ytterby3 (figure 1).

STRATIGRAPHIE

Les divisions lithologiques utilisées précédemment par Taner (1992) dans le cadre du projet Rivière George ont été remplacées en 2003 lors de l'intégration des cartes géologiques dans la base de données du MRNF (SIGÉOM) par les codes stratigraphiques en usage au MRNF. Nous avons donc utilisé ou modifié ces dernières divisions dans le cadre de ce travail. Certaines zones de roches, qui n'ont pu être assignées à une unité stratigraphique particulière, sont décrites dans le sous-chapitre « Unités lithologiques ».

Zone noyau

La Zone noyau est composée de roches métamorphiques et de roches intrusives d'âge archéen et paléoprotérozoïque. Dans le secteur à l'étude, elle est formée de deux domaines lithotectoniques, les domaines d'Orma au sud et de Mistinibi-Raude au nord, séparés par la zone de cisaillement de Zeni (ZCZ, figure 2 et carte hors-texte). Cette limite et la définition de ces domaines ont été modifiées des travaux originaux de van der Leeden *et al.* (1990) et de James *et al.* (1996) à la suite des travaux de terrain de 2009 (Hammouche *et al.*, 2011) et des nouvelles cartes aéromagnétiques (Commission géologique du Canada et Geo Data Solutions, 2009).

Domaine d'Orma

Archéen

Le Domaine d'Orma a été défini au Labrador par Nunn et Noel (1982) et Nunn *et al.* (1990) comme étant un ensemble de roches supracrustales archéennes, au faciès des amphibolites. Ces roches sont injectées d'orthogneiss tonalitique et de dykes tonalitiques, tardifs et ayant des âges variant entre 2682 et 2675 Ma (Nunn *et al.*, 1990).

Gneiss de Bourdon (Abod)

Le Gneiss de Bourdon est un lithodème introduit dans la région du lac Bonaventure (Hammouche *et al.*, 2011), juste à l'ouest de notre région, pour décrire une séquence de gneiss et de paragneiss. Cette unité a été identifiée dans le coin sud-ouest de la carte où les affleurements sont plutôt rares. Ses limites ont donc été interprétées à partir de la carte aéromagnétique régionale. Conséquemment, la description présentée ici est en bonne partie tirée de Hammouche *et al.* (2011).

Le Gneiss de Bourdon est composé principalement de gneiss granitiques à tonalitiques, localement mylonitisés, et de paragneiss souvent migmatitisés.

Les gneiss montrent un rubanement net et régulier, parfois droit. Les rubans felsiques sont de couleur claire et d'épaisseur centimétrique pouvant atteindre parfois 15 cm. Ils s'alternent avec des rubans millimétriques plus sombres. Des niveaux sombres plus épais (jusqu'à 10 cm), intercalés régulièrement dans la séquence, donnent un aspect de

rubanement grossier à l'ensemble. Les rubans clairs sont à grain moyen, parfois à grain fin et contiennent peu de biotite. Ils sont de composition granitique ou tonalitique. Certains rubans granitiques, à granulométrie plus grossière, pourraient représenter du mobilisat. Les minéraux felsiques sont xénomorphes, avec localement des porphyroblastes de feldspath potassique. Dans les rubans mafiques, la granulométrie est fine et la biotite est le minéral dominant. La muscovite, la hornblende et le clinopyroxène sont également présents en quantité mineure (<5 %). L'altération en séricite et en épidote est faible. Le sphène et des minéraux opaques sont visibles en petite quantité, le rutile est plus rare.

Le paragneiss est à grain fin à moyen, à rubanement fin avec alternance de lamines claires et sombres, d'épaisseur submillimétriques de 1 à 2 mm. Il possède une couleur rouillée par endroits en surface et présente parfois un aspect schisteux. Il renferme entre 20 et 30 % de mobilisat blanchâtre de composition quartzo-feldspathique et contenant un peu de biotite. Il se présente généralement en rubans ou amas irréguliers et boudinés, d'épaisseur de 0,5 à 5 cm. Le paragneiss est composé de quartz, de plagioclase faiblement altéré en séricite, de biotite (jusqu'à 30 %) et, par endroits, de muscovite (3-5 %, maximum 10 %) ou de hornblende. Le quartz et le plagioclase sont xénomorphes et les micas sont lamellaires. Le grenat, en inclusions poecilites dans le quartz, l'épidote, le grenat, l'apatite et le sphène sont présents en quantité accessoire.

Le Gneiss de Bourdon comprend localement des intrusions de composition felsique et intermédiaire très déformées à mylonitisées. Des amphibolites issues de gabbro, des roches ultramafiques serpentinisées et de petites intrusions felsiques non déformées ont également été cartographiées dans cette unité dans la région plus à l'ouest (Hammouche *et al.*, 2011). Ces roches non déformées sont souvent hétérogranulaires et présentent une texture granoblastique.

Au Labrador, une datation U-Pb d'un gneiss tonalitique du Domaine d'Orma, considéré équivalent au Gneiss de Bourdon, a donné un âge de mise en place de 2678 ± 10 Ma (Nunn *et al.*, 1990).

Intrusion de Brass (Abris)

L'Intrusion de Brass est une nouvelle unité située dans la partie sud-est du terrain cartographié (figure 2). Ce lithodème se compose d'une unité d'enderbite, d'opdalite et de diorite à hypersthène (Abris1), peu ou pas foliées et d'une unité de gabbro à olivine (Abris2; carte hors-texte). L'Intrusion de Brass est localisée immédiatement au nord de l'intrusion anorthositique mésoprotérozoïque de Michikamau (figure 2 et carte hors-texte). Le contact entre ces deux intrusions n'a pas été observé sur le terrain. Emslie (1970) avait reconnu des roches à pyroxène à la périphérie de l'Intrusion de Michikamau et les interprétait comme un ensemble de roches métamorphisées au faciès des granulites. Dans ses travaux, Taner (1992) interprétait ces mêmes roches (de l'Intrusion de Brass) comme une unité marginale faisant partie de l'Intrusion de Michikamau. Toutefois,

une datation effectuée au Labrador sur une granodiorite à orthopyroxène, localisée dans la poursuite des roches assignées à l'Intrusion de Brass, a donné un âge archéen de $2581 \pm 10/-8$ Ma (James *et al.*, 2003) ce qui indique qu'elles ne peuvent être associées à l'intrusion mésoprotérozoïque de Michikamau.

L'unité Abris1 est composée principalement d'enderbite. Elle contient aussi par endroits de l'opdalite et un peu de diorite à hypersthène. Ces roches sont plus ou moins recristallisées, à grain moyen, peu ou pas foliées, et présentent un aspect homogène et équi-granulaire (photo 1, en annexe).

L'enderbite et l'opdalite sont typiquement beiges ou gris clair en cassure fraîche et brunâtres en surface altérée. Elles se composent de quartz, de plagioclase, d'orthose et de microcline en quantité variable, de biotite, d'amphibole et d'hypersthène. Le contenu en biotite peut atteindre 15 % par endroits. La magnétite en grains isolés, l'apatite et le sphène en inclusions, sont accessoires.

La diorite à hypersthène est peu répandue. De couleur blanchâtre, elle possède une granulométrie moyenne. Elle montre une texture homogène et massive et contient du clinopyroxène, de la biotite et de la magnétite.

Dans toutes ces lithologies (enderbite, opdalite et diorite à hypersthène), l'altération secondaire se manifeste par la présence de séricite, de chlorite, d'épidote et de talc. En lames minces, on observe le développement d'amphibole et de biotite secondaires aux dépens de l'hypersthène.

L'unité est recoupée par endroits par des amas de formes irrégulières, décimétriques à métriques, de leuconorite identique à celle observée dans l'Intrusion de Michikamau.

L'unité Abris2 forme une bande d'une épaisseur moyenne de 600 m située à la bordure ouest de l'unité Abris1. Elle est composée de gabbro à grain fin à moyen, légèrement folié. En surface altérée, la roche est de couleur brun foncé avec une teinte rouillée. En cassure fraîche, elle est finement tachetée de blanc (plagioclase) dans un fond verdâtre foncé. La roche est homogène, à texture hypidiomorphe, faiblement recristallisée. Elle est constituée de plagioclase, d'augite, de hornblende, d'olivine de type fayalite (5 à 7 %), d'un peu d'hypersthène (3 à 4 %) et d'environ 3 % de magnétite. La roche est peu altérée et contient un peu de chlorite et rarement de l'épidote en inclusions dans le plagioclase.

Granite de La Pinaudière (Alai1)

Le Granite de La Pinaudière est localisé dans la partie sud-est de la région (figure 2 et carte hors-texte). Originellement, Taner (1992) avait introduit cette unité sous le nom de Complexe intrusif du lac La Pinaudière en y regroupant des roches à biotite + hornblende de composition granitique à tonalitique ainsi qu'une phase moins répandue de diorite quartzifère à hornblende. Nous redéfinissons cette unité comme un lithodème, le Granite de La Pinaudière, car nous jugeons inapproprié d'utiliser le terme complexe pour cette unité. Aussi, les roches tonalitiques et dioritiques n'ont pas été rencontrées après révision des affleurements. L'unité ainsi redéfinie est constituée principalement de granite avec

localement, un peu de monzonite quartzifère. Elle contient par endroits des enclaves de gneiss granitiques à tonalitiques, provenant probablement de l'unité encaissante M1p (voir la section « Unités lithologiques » et carte hors-texte).

Le granite et la monzonite quartzifère de La Pinaudière sont des roches à grain grossier à très grossier, fréquemment foliées et possèdent une texture porphyroclastique à oeilé (photo 2, en annexe). Les phénocristaux de feldspath potassique de 3 à 4 cm en général, atteignent 8 cm par endroits, et représentent jusqu'à 30 % de la roche. La matrice légèrement recristallisée est composée de grains xénomorphes. On y observe couramment des microstructures myrmékitiques et perthitiques, et moins fréquemment une texture graphique. La roche contient de la biotite brune (5 à 7 %) en paillettes orientées, de la hornblende (maximum 5 %) et parfois du grenat (jusqu'à 2 %). Le sphène (jusqu'à 3 %) et l'apatite sont couramment observés tandis que le zircon est rare et se présente en fins cristaux. La magnétite est présente en faible quantité (<1 %). Elle est souvent entourée de sphène qui montre une texture coronitique. L'altération de la roche est faible en général et se matérialise par le développement de séricite et de chlorite. On observe parfois un peu d'épidote et de talc. Lorsque présent, l'hypersthène est partiellement remplacé par l'amphibole.

Une datation effectuée sur un granite localisé dans le prolongement est de cette unité au Labrador, à proximité de la frontière avec la Québec, a fourni un âge de 2571 \pm 6/-5 Ma (James *et al.*, 2003).

Paléoprotérozoïque

Suite du lac Cabot (pPcab)

Cette unité a été définie sous le nom de « l'intrusion du lac Cabot et du lac Résolution » par Taner (1992) pour décrire deux intrusions foliées et mylonitisées dont la composition varie de monzonitique à granitique. Nos travaux ont permis d'assigner plusieurs intrusions à cette unité en se basant sur leurs ressemblances pétrographiques, géochimiques et géophysiques. Ainsi, cette unité a été élevée au rang de suite et renommée « Suite du lac Cabot » (Hammouche *et al.*, 2011). Toutes les intrusions de cette suite forment un cortège à l'intérieur du Domaine d'Orma à l'exception d'une seule localisée plus au nord dans le Domaine de Mistinibi-Raude (SNRC 23P01, carte hors-texte). Cette dernière avait déjà été assignée par Taner (1992) à « l'intrusion du lac Cabot et du lac Résolution ».

La Suite du lac Cabot est composée de monzonite et de granite, fortement magnétiques, foliés à mylonitisés, comme décrit plus à l'ouest par Hammouche *et al.* (2011). Dans notre région, on associe également à cette suite, des granites, des monzonites et monzodiorites quartzifères, peu ou pas foliées, de granulométrie grossière à très grossière. Ces roches, peu ou non déformées, correspondent aux intrusions rencontrées à l'intérieur de l'unité IIDb, dans la partie centrale du feuillet 23I16 ainsi qu'à l'intrusion plus au nord dans le Domaine de Mistinibi-Raude (carte hors-texte).

Les roches de la Suite du lac Cabot sont de couleur gris rosâtre en cassure fraîche et rose clair en surface altérée. Elles présentent une texture porphyroblastique à oeilée avec des phénocristaux de feldspath potassique de 2 à 4 cm. Elles contiennent de la biotite (maximum 10 %), un peu de hornblende, de l'épidote et de la magnétite. Le faciès granitique contient également de la muscovite (jusqu'à 5 %). Le sphène (jusqu'à 3-4 %) présente souvent une couronne (texture coronitique) autour de la magnétite. La chlorite remplace les micas et la hornblende et les plagioclases sont souvent altérés en séricite. L'apatite, le zircon et l'allanite sont présents en quantité accessoire. Le carbonate est rare et tardif.

Domaine de Mistinibi-Raude

Archéen/Paléoprotérozoïque

Le Domaine de Mistinibi-Raude occupe la partie nord de la région (figure 2) et comprend différents ensembles volcano-sédimentaires et de paragneiss migmatitisés variant du faciès des schistes verts à granulites (van der Leeden *et al.*, 1990). Il est séparé du Domaine d'Orma par la zone de cisaillement de Zeni (ZCZ, figure 2 et carte hors-texte) qui forme un couloir mylonitique d'épaisseur kilométrique.

Complexe du lac Zeni (ApPzen)

Hammouche *et al.* (2011) ont modifié le terme « Complexe volcano-sédimentaire du lac Zeni » utilisé antérieurement par Danis (1991) et Taner (1992) par celui de « Complexe du lac Zeni » en considérant que ce complexe renferme des unités intrusives et orthogneissiques. Ils ont également redéfini le complexe qui comprend maintenant trois unités : 1) une unité d'amphibolites (ApPzen1); 2) une unité de mylonites, d'amphibolites et de gneiss (ApPzen2); et 3) une unité de paragneiss, d'amphibolites et de formations de fer (ApPzen3). Les unités ApPzen1 et ApPzen2 ont été reconnues dans la partie centrale et la partie nord-ouest de notre région (carte hors-texte). Le complexe forme une bande dont la largeur maximale est de 15 km. Il possède une signature aéromagnétique très forte ce qui le distingue nettement des unités adjacentes.

L'unité ApPzen1 est composée principalement d'amphibolites dérivées de roches intrusives mafiques et intermédiaires et de volcanites mafiques. Par endroits, des roches mylonitiques de composition tonalitique, granitique et dioritique quartzifère recoupent ou alternent avec les amphibolites. L'unité contient aussi de rares niveaux de paragneiss migmatitisés très déformés, et des intrusions tardives de compositions variables, peu ou pas déformées.

Les amphibolites sont généralement de couleur vert sombre, parfois vert clair, à grain fin ou localement, à grain très fin ou moyen. Elles sont massives et possèdent une texture granoblastique. Localement, elles sont foliées ou mylonitisées ce qui produit un rubanement submillimétrique, particulièrement en surface altérée. Par endroits, les variations granulométriques se présentent en une alternance

de rubans centimétriques à grain moyen et à grain fin. Les amphibolites contiennent des veinules de quartz de 2 à 3 mm d'épaisseur et des porphyroblastes de hornblende. Ces derniers s'apparentent fortement à des niveaux démembrés de hornblende. On note aussi la présence d'amphibolites fortement recristallisées à granulométrie grossière.

Les amphibolites de l'unité sont essentiellement composées d'amphiboles (60 à 70 %) et de plagioclase (15 à 30 %). Elles contiennent également du clinopyroxène, du quartz (généralement < 5 %), de la biotite et de l'hypersthène. Les variétés d'amphiboles observées sont la hornblende, l'actinote et la trémolite. Le grenat se présente souvent en amas sphériques et représente de 2 à 3 % de la roche, et atteint par endroits 15 %. Les amphibolites contiennent de 1 à 2 % de magnétite disséminée, et un peu d'inclusions de sphène et d'apatite. On note également une altération en séricite et parfois en épidote, le développement régulier de la chlorite sur la biotite et sur des amphiboles, la présence d'un peu de talc et une substitution du clinopyroxène par de l'amphibole. Aussi, de la calcite est observée en amas et en veinules de 0,5 mm, en association avec de la chlorite et du quartz. La présence de ces minéraux résulterait d'un phénomène hydrothermal tardif.

Les mylonites de composition tonalitique, granitique et dioritique quartzifère sont à grain fin à moyen et généralement leucocrates. La mylonitisation s'exprime par un fort aplatissement des minéraux et cela est notamment très perceptible sur le quartz qui forme souvent des rubans millimétriques. Les roches contiennent de la hornblende (5 % en moyenne), un peu d'augite (1 % et moins), du grenat, de la magnétite et de l'hypersthène. Le sphène et l'apatite sont présents en quantité accessoire. Les roches sont peu altérées, on y observe de la séricite, de la chlorite et de l'épidote. Localement, des veinules de calcite tardive sont notées.

Des niveaux de paragneiss migmatitisés sont observés sur des épaisseurs métriques à décimétriques dans l'unité ApPzen1, au nord de la ZCZ. La roche est de couleur brunâtre, à teinte rouillée en surface altérée et ne présente pas de rubanement. Elle est de granulométrie fine et se compose de plagioclase et de quartz (environ 70 %), de biotite (10 %) et de grenat granoblastique, fracturé et démembré (3 à 5 %). On y observe quelques porphyroblastes de feldspath entourés de biotite. Elle contient par endroits de l'orthopyroxène, de la cordiérite et de la sillimanite en aiguilles et en fines baguettes. Le mobilisat, de composition quartzofeldspathique, représente entre 5 et 10 % de la roche. Il se présente en rubans boudinés, d'épaisseur irrégulière variant de 0,5 à 10 cm.

L'unité comprend également des roches intrusives tardives peu ou pas déformées, de compositions variées : gabbro, gabbro-norite, diorite, tonalite et granite. Ces roches sont homogènes et se présentent en amas de dimensions difficiles à établir. Les relations avec les principaux faciès de l'unité (amphibolites, mylonites felsiques) n'ont pas été observées. Ces roches contiennent de la biotite, de la magnétite, et un peu d'épidote.

L'unité ApPzen2 est en contact cisailé avec l'unité ApPzen1. Elle est constituée principalement de mylonites felsiques à intermédiaires. Ces roches alternent avec des niveaux décimétriques à métriques, rarement décimétriques, d'amphibolites donnant à la séquence un aspect grossièrement rubané à gneissique (photo 3, en annexe). L'unité contient aussi des gneiss de composition tonalitique à granitique, parfois de monzodiorite quartzifère.

La composition des mylonites de l'unité ApPzen2 varie de tonalitique à granitique et de dioritique à monzonitique quartzifère. Elles sont le plus souvent leucocrates, à grain fin et moyen. Elles contiennent de la biotite, du grenat et de la magnétite. La hornblende est parfois présente en quantité mineure (2 à 3 %), mais peut exceptionnellement atteindre 15 %. On note quelquefois la présence d'augite et d'hypersthène. En lames minces, on observe des cristaux d'allanite remplacée en bordure par de l'épidote, ainsi que des inclusions d'apatite et de zircon. Le rubanement du quartz et l'alignement des minéraux soulignent nettement la texture mylonitique. Les minéraux felsiques sont xénomorphes avec une structure en mosaïque. La biotite se présente en agrégats fusiformes de paillettes remplissant les interstices entre les cristaux et moulant les porphyroblastes arrondis de grenat. La chlorite et la séricite, parfois l'épidote, remplacent les minéraux primaires.

Les amphibolites de l'unité ApPzen2 sont de couleur vert foncé et ont une composition minéralogique proche de celle décrite dans l'unité ApPzen1. Toutefois, l'amphibolite est ici à grain plus grossier, fortement recristallisée et contient une proportion de grenat plus importante (souvent jusqu'à 10 %) sous la forme d'amas circulaires atteignant 5 cm de diamètre. Le talc en remplacement des amphiboles est souvent observé. Toutefois, le remplacement en chlorite et en épidote représente l'altération la plus importante. La roche est également coupée par des veinules composées de porphyroclastes de plagioclase, d'amphibole, de grenat et de quartz, avec une altération importante en chlorite, séricite et épidote.

Les gneiss sont à grain fin à moyen et rubanés. Le rubanement est souligné par l'alternance de rubans millimétriques blanchâtres, de composition tonalitique ou granitique, et de rubans sombres constitués principalement de biotite. Les gneiss contiennent aussi (moins de 5 %) des rubans granitiques à grain plus grossier, de 1 à 2 cm d'épaisseur, parallèles à la foliation. Les lames minces montrent que les rubans millimétriques clairs contiennent du quartz à extinction ondulante, du plagioclase, de l'orthose, du microcline, un peu de hornblende et de biotite. Les lits sombres sont à biotite ± hornblende, avec parfois du clinopyroxène, de l'hypersthène (moins de 2 %) et de la magnétite. L'apatite, le sphène et le zircon sont accessoires. Les roches ont une microstructure granoblastique, parfois en mosaïque. On y note aussi la présence de perthites et de myrmékites. Le faible contenu en chlorite, épidote et séricite reflète une altération limitée. De la calcite est observée en rares inclusions dans le clinopyroxène.

Un échantillon de tonalite mylonitisée provenant de l'unité ApPzen2 a été prélevé par Clark *et al.* (2008) et a donné un âge de cristallisation de 2480 ± 11 Ma (David *et al.*, 2009).

Les mylonites, les amphibolites et les gneiss de l'unité ApPzen2 sont communément coupés par des intrusions tardives métriques à décamétriques, peu déformées, de composition principalement intermédiaire (diorite, monzonite, monzodiorite quartzifère, diorite quartzifère et monzodiorite), et de gabbro métamorphisé. Les roches intermédiaires sont massives, homogènes, à granulométrie variant de fine à moyenne et légèrement granoblastiques. Elles contiennent de la biotite (5 à 15 %), de la hornblende (entre 5 et 20 %), de la magnétite (jusqu'à 3 %), un peu d'épidote et du grenat. Le gabbro métamorphisé se distingue des amphibolites de l'unité par une recrystallisation moins prononcée et par une couleur tachetée en vert et blanc, donnée par les plagioclases et les amphiboles, ces derniers étant moins abondants ici.

Paléoproterozoïque

Complexe de Mistinibi (pPmis)

Le Complexe de Mistinibi couvre une superficie importante dans la partie est de la Zone noyau. Ce complexe, qui englobe un ensemble varié de lithologies dominées par des paragneiss, a été nommé plus au nord par van der Leeden (1994) dans la région du lac de la Hutte Sauvage. Cet auteur est le premier à considérer le complexe comme une unité régionale étendue et à le corréliser avec certaines unités reconnues à l'est de cette région (Bélanger, 1984) et au sud (Owen, 1989; Danis, 1991; Taner, 1992). Lors d'une compilation réalisée en 2003, le Complexe de Mistinibi avait été subdivisé en une vingtaine d'unités informelles (cartes de compilation des feuillets SNRC 24A, 13M et 23P, disponibles dans la base de données « **E-Sigéom (Examine)** » du MRNF). L'unité pPmis2 identifiée sur ces cartes de compilation forme une bande orientée NW-SE dans le centre-nord de la région (carte hors-texte). L'unité pPmis2 est constituée principalement de paragneiss à biotite et grenat, parfois migmatitisés ou graphiteux, avec une quantité moindre de gneiss dioritique et tonalitique et d'amphibolites à grenat.

Le paragneiss est à grain fin à moyen et de couleur blanchâtre avec une patine rouillée. Il présente des laminations millimétriques riches en biotite et se débite en plaquettes lorsque très altéré en surface. Par endroits, le paragneiss est très déformé à mylonitisé, dû à l'effet de cisaillement. Du mobilisat quartzo-feldspathique (10 à 15 %) est présent dans la roche, en rubans centimétriques boudinés.

Le paragneiss contient du quartz, du plagioclase, de la biotite, du grenat, ainsi que de l'orthose et du microcline en quantité mineure. Ces paragneiss dériveraient probablement d'arkose. Ils possèdent une texture granoblastique. La biotite en paillettes peut représenter jusqu'à 15 à 20 % de la roche. Le grenat est porphyroblastique, globulaire, et constitue par endroits jusqu'à 20 %. Il est souvent fortement fracturé avec des fissures infiltrées par la biotite. Plus rare-

ment, l'amphibole, l'augite, l'hypersthène et la muscovite sont observés en quantité accessoire (3 % et moins). Des minéraux accessoires tels que le sphène, l'apatite, le rutile, le zircon et les minéraux opaques (ilménite, pyrrhotine, graphite) sont observés en lames minces.

Le paragneiss contient parfois de la cordiérite et de la sillimanite. La chlorite et la séricite altèrent partiellement la biotite, l'amphibole et le plagioclase.

Certains niveaux métriques de paragneiss caractérisés par un aspect rouillé en surface, sont graphiteux et contiennent des sulfures disséminés (photo 4, en annexe). Les gneiss dioritiques et tonalitiques forment des niveaux métriques à décamétriques dans la séquence. Ces roches sont à grain fin et présentent des lamines claires et sombres. Elles sont composées de quartz, de plagioclase, d'un peu d'orthose (5 %), d'amphibole, de biotite, d'augite et de grenat. Des rubans de 2 à 5 cm d'épaisseur de mobilisat quartzo-feldspathique sont intercalés parallèlement à la foliation et représentent de 5 à 7 % de la roche.

Des niveaux d'amphibolite, décimétriques à métriques ou en lentilles et amas métriques, sont intercalés avec les gneiss et les paragneiss. Ces amphibolites sont à grain moyen, fortement foliées, et se composent de hornblende, de plagioclase, de quartz, de reliques de clinopyroxène et de grenat.

Des roches intrusives tardives recoupent les lithologies énumérées plus haut. Ce sont surtout des corps de forme irrégulière, généralement décimétriques, parfois injectés parallèlement à la foliation. On les trouve aussi, mais plus rarement, sous forme de petits dykes d'épaisseur métrique. Ils se composent de gabbronorite, de diorite à hypersthène, de diorite et de tonalite migmatitisées, par endroits, très foliées à mylonitisées. Toutes ces lithologies contiennent de la biotite, du grenat, ainsi que des minéraux d'altération (épidote, séricite et chlorite).

Complexe gabbroïque du lac Raude (pPrael)

La présence de roches intrusives de composition ultramafique à intermédiaire a été reconnue dans le secteur du lac Raude par Danis (1991) et Taner (1992). Danis a assigné ces roches au « Complexe du lac Raude » qu'il a divisé en trois unités : une unité de diorite et diorite quartzique, au cœur, entourée d'une unité de gabbro et, en bordure, une unité restreinte de métapyroxénite. La majeure partie du complexe est située à l'extérieur de la région, juste au nord. Des vérifications sur le terrain ont été réalisées dans ce secteur au cours de l'été 2010 pour vérifier la présence de la lentille de roches ultramafiques. Les affleurements qui ont été observés étaient plutôt de composition intermédiaire et ont été inclus dans l'unité intermédiaire du complexe. Le Complexe gabbroïque du lac Raude ne comprend plus que deux unités : une unité de gabbro (pPrael1) et une unité regroupant des roches de composition intermédiaire (pPrael2). Les roches de ce complexe se caractérisent par une susceptibilité magnétique élevée ce qui les distingue clairement des unités adjacentes sur la carte aéromagnétique régionale.

L'unité pPrae1 est composée de gabbro métamorphisé, légèrement folié à folié, de granulométrie fine à moyenne et possédant une texture tachetée et granoblastique. Il se compose de hornblende (50 %) et de plagioclase (45 %) presque complètement altérés en séricite et en saussurite. Les reliques de pyroxènes sont rares et la hornblende est faiblement altérée en chlorite. La roche contient aussi de l'épidote, de l'hématite, de la pyrite et du sphène en quantité accessoire.

L'unité pPrae2 est composée principalement de diorite métamorphisée. Elle contient aussi, en quantité moindre, des diorites et monzodiorites quartzifères métamorphisées. Ces roches sont hétérogranulaires, de granulométrie fine à grossière, et à texture granoblastique. Elles sont composées de plagioclase altéré en séricite (50 à 55 %), de hornblende (20 à 25 %), de quartz, d'un peu de biotite (environ 5 %), d'un peu de clinopyroxène partiellement remplacé par de l'amphibole (environ 3 %), de magnétite en grains idiomorphes épars (<1 %) et localement de fins cristaux d'épidote. La chlorite altère partiellement la biotite et l'amphibole.

Intrusions et dykes mésoprotérozoïques

Les intrusions mésoprotérozoïques sont de compositions variées et se caractérisent par une signature aérospectrométrique plus élevée que les roches archéennes et paléoprotérozoïques encaissantes. Celles de composition granitique comme le Batholite de Mistastin et le Granite de Ramusio montrent des anomalies positives en K, Th et U. La Syénite de Juillet et l'Intrusion de Michikamau sont, quant à elles, marquées par une signature légèrement plus élevée que l'encaissant.

Granite de Ramusio (mPram)

Le Granite de Ramusio est localisé au sud-ouest du lac Ramusio, dans le centre-est de la région, à la limite entre le Québec et le Labrador (figure 2 et carte hors-texte). Ce pluton granitique a été cartographié pour la première fois par Taner (1992) qui l'avait nommé « Intrusion du lac Ramusio » (unité F9). Nous renommons ce lithodème « Granite de Ramusio » pour mettre en évidence sa composition. L'intrusion a une forme circulaire d'un diamètre de 12 km. Elle coupe clairement le grain tectonique WNW-ESE et se démarque par une faible susceptibilité magnétique (Dumont *et al.*, 2010). Un échantillon de granite recueilli lors de nos travaux a donné un âge U-Pb de $1481,7 \pm 4,3$ Ma (figure 2; David et Dion, 2011).

Le Granite de Ramusio a été divisé en deux unités. Une unité de granite équi-granulaire mPram1 rencontrée à la bordure de l'intrusion et au centre, l'unité porphyrique mPram2 caractérisée par la présence de 5 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique idiomorphes de 0,5 à 3 cm (photo 5, en annexe). Outre ces variations texturales, le Granite de Ramusio est de couleur rose, à grain moyen, et contient de la

biotite avec un peu de hornblende et de fluorine. La biotite représente généralement moins de 5 % de la roche et est fréquemment remplacée par de la chlorite. Localement, les minéraux mafiques peuvent représenter 30 % de la roche. Les autres minéraux accessoires, observés en lames minces, sont l'apatite, le zircon, la titanite, l'allanite, la muscovite et la magnétite. Les plagioclases ont presque systématiquement une faible altération en séricite. Bien qu'en affleurement la roche ne présente pas d'évidence de déformation, de nombreux kinks, de l'extinction ondulante, des contacts suturés et de multiples fractures sont toutefois observés dans les minéraux en lames minces.

Des enclaves métriques des roches encaissantes (tonalites foliées à mylonitiques et des amphibolites) sont observées dans l'unité mPram2.

Syénite de Juillet (mPjui)

La Syénite de Juillet (mPjui) est une intrusion circulaire d'un diamètre de 9 km et se situe dans la partie sud de la région, juste à l'ouest du lac Juillet (figure 2 et carte hors-texte). Elle a été cartographiée pour la première fois par Taner (1992) qui l'avait nommée « Intrusion syénitique du lac Juillet » que nous modifions pour le terme simplifié de « Syénite de Juillet ». Cette intrusion correspond à un arrangement concentrique de zones plus magnétiques que les roches environnantes. Elle est intrusive dans l'unité de tonalites foliées IIDb du Domaine d'Orma (figure 2 et carte hors-texte). Un échantillon de syénite recueilli lors de nos travaux a donné un âge U-Pb de $1479,9 \pm 12,6/-5,4$ Ma (figure 2; David et Dion, 2011). Mentionnons que cet âge se compare à celui du Granite de Ramusio, mais est nettement plus ancien que celui du Granite de Michikamats (1459 ± 2 Ma, James et Mahoney, 1994) situé au Labrador, immédiatement au sud-ouest de notre région.

La Syénite de Juillet se compose de deux unités. L'unité mPjui1, dominante, est composée de syénite à feldspath alcalin et à clinopyroxène. Elle apparaît sous la forme de grands affleurements en relief, à surface lisse et peu fracturée. La roche est de granulométrie moyenne, homogène, non déformée et légèrement fracturée. Elle présente une patine blanche à brun orangé et une cassure fraîche blanc verdâtre à vert brunâtre (photo 6, en annexe). Elle est composée de 80 à 95 % d'orthose et de microcline, avec du clinopyroxène (jusqu'à 20 %) et un peu de fayalite (moins de 1 %). Les minéraux accessoires sont la magnétite, le plagioclase, le zircon, l'allanite, l'apatite, la biotite et une amphibole vert bleuté. La roche est très peu altérée. Les minéraux mafiques sont localement remplacés, en périphérie, par l'allanite et l'amphibole vert bleuté. Quelques dykes d'épaisseur centimétrique de monzonite grise à hornblende, fayalite et clinopyroxène sont observés dans cette unité. Taner (1992) décrivait ces dykes comme de possibles lamprophyres.

L'unité mPjui1 renferme aussi des enclaves décimétriques de paragneiss, de formations de fer et de volcanites

mafiques métamorphisées qui témoignent de la présence d'une ancienne couverture paléoprotérozoïque.

La seconde unité (mPju2) est située dans la partie centrale de l'intrusion (carte hors-texte). Il s'agit d'un gabbro homogène et massif, à grain moyen et grossier, de couleur beige à brune, fortement magnétique. La roche est constituée de plagioclase, d'augite titanifère, de biotite, de fayalite et de magnétite. La quantité de fayalite varie de <1 % à 30 % dans ce gabbro. Les cristaux de plagioclase sont hypidiomorphes à xénomorphes (de forme arrondie) et plus grossiers que les minéraux mafiques qui sont interstitiels entre les cristaux ou les amas de plagioclase. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la titanite et l'allanite.

Ce gabbro est aussi observé dans de rares affleurements isolés, à l'intérieur de l'unité mPju1. Il serait donc possible que certaines bandes fortement magnétiques, mais non affleurantes, soient reliées à la présence de ces gabbros riches en magnétite.

Intrusion de Michikamau (mPmic)

L'Intrusion de Michikamau est une intrusion stratiforme mafique de forme grossièrement circulaire qui affleure dans le coin sud-est de la région cartographiée (figure 2 et carte hors-texte). Les deux tiers de cette intrusion affleurent au Labrador. Celle-ci a fait l'objet de plusieurs études géologiques dont la plus importante, du point de vue de la cartographie, est celle de R.F. Emslie (1970). D'après celui-ci, l'intrusion est dominée par un faciès anorthositique. Nos travaux montrent que la portion québécoise de l'intrusion est de composition mixte, à anorthosite-leuconorite dans sa partie centrale, et à leuconorite-gabbro en périphérie. Une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de leucotroctolite provenant du Labrador a donné un âge de 1469 ± 1 Ma (Kerr et McNicoll, 2010). Taner (1992) a utilisé le terme « Suite anorthositique de Michikamau » pour décrire la partie québécoise de l'intrusion. Nous préférons le remplacer par le terme « Intrusion de Michikamau » puisqu'il s'agit du terme le plus utilisé au Labrador (*Michikamau Intrusion*) et qu'il ne semble pas justifié d'élever cette intrusion au rang de suite, pour l'instant.

Dans la région à l'étude, nous avons subdivisé l'Intrusion de Michikamau en cinq unités informelles : 1) l'unité de leucotroctolite (mPmic1); 2) l'unité d'anorthosite ± leuconorite (mPmic2); 3) l'unité d'anorthosite, gabbro et gabbro-norite (mPmic3); 4) l'unité de leuconorite, gabbro-norite ± gabbro (mPmic4); et 5) l'unité de leuconorite, gabbro-norite et gabbro magnétiques (mPmic5).

L'unité mPmic1 est la moins étendue et la moins bien exposée. Elle est composée de leucotroctolite recoupée localement par des dykes de gabbro. Ces derniers, décrits par Emslie (1970), n'ont pas été observés lors de nos travaux. La leucotroctolite est massive de couleur gris verdâtre foncé en surface fraîche et grise en surface altérée. Elle est homogène, de granulométrie grossière et à texture mésocumulat. Elle est composée de plagioclase de type andésine-labrador (70

à 90 %), d'olivine (10 à 20 %), d'un peu d'orthopyroxène (1 à 2 %), de clinopyroxène (1 % et moins) et de grains isolés de magnétite. Le plagioclase est idiomorphe à hypidiomorphe et représente la phase cumulus. Les minéraux mafiques sont interstitiels (intercumulus). L'olivine est généralement fraîche, de couleur vert olive ou vert noirâtre. Toutefois, elle montre un écaillage ou une texture feutrée en surface altérée avec une couleur qui varie de jaune orangé à orange brunâtre. La plupart des grains d'olivine sont en contact net avec le plagioclase adjacent. Toutefois, assez communément, l'orthopyroxène forme des couronnes partielles autour des grains d'olivine. L'orthopyroxène est par endroits altéré en serpentine et en talc. Des microfractures remplies de clinopyroxène et de chlorite tardive sont aussi notées dans la leucotroctolite.

L'unité mPmic2 occupe plus de 50 % de la surface de la partie québécoise de l'intrusion. Elle est constituée d'anorthosite contenant des amas irréguliers, généralement décimétriques, de leuconorite qui peut représenter par endroits la lithologie dominante. Ces deux lithologies sont massives et ont une texture adcumulat, plus rarement mésocumulat. Elles sont de granulométrie grossière à très grossière et composées principalement, dans la phase cumulus, de 65 % à 98 % de plagioclase (andésine-labrador) légèrement séricitisé. La taille de ces cristaux se situe entre 2 et 4 cm, et peuvent atteindre fréquemment 10 à 20 cm et exceptionnellement 40 cm. Le plagioclase présente couramment une teinte rosée et à plusieurs endroits, une iridescence bleutée. L'anorthosite contient de l'orthopyroxène et du clinopyroxène (jusqu'à 5 %), plus rarement de l'olivine (<1 %). Ces minéraux sont en position intercumulus sous la forme de grains interstitiels (photo 7, en annexe) de 1 mm à 3 cm. La magnétite et le sphène sont des phases accessoires. Des grains de forme irrégulière présentant des intercroissances graphiques de feldspath et de quartz (texture granophyrique) sont régulièrement observés en lames minces. L'orthopyroxène est souvent partiellement altéré en serpentine et en talc.

Les minéraux d'altération en faible quantité (épidote, chlorite, albite) sont logés dans les interstices entre les minéraux primaires et dans les microfractures. À un endroit, l'étude pétrographique montre un assemblage à trémolite-carbonate.

Dans la leuconorite, l'orthopyroxène légèrement serpentinisé, forme également la phase intercumulus et constitue 15 à 35 % de la roche. Le clinopyroxène est rare (<1 %) et en grains interstitiels.

L'unité mPmic3 est composée d'anorthosite, de gabbro et de gabbro-norite, massifs et localement magnétiques. L'anorthosite est de granulométrie moyenne à grossière et à texture adcumulat à mésocumulat. Elle se compose de plagioclase (90 % et plus) parfois légèrement séricitisé, d'orthopyroxène légèrement serpentinisé et de clinopyroxène. Le gabbro et le gabbro-norite sont à grain fin et moyen, homogènes et à texture mésocumulat. Ils sont caractérisés par l'assemblage plagioclase + augite + hypersthène ± magnétite ± ilménite. Une variété d'anorthosite à biotite et amphibole intercumulus

a également été observée. La biotite se présente sous la forme de paillettes disposées perpendiculairement aux arêtes des cristaux de plagioclase ainsi que sous la forme de couronnes autour de l'amphibole.

L'unité mPmic4 est composée de leuconorite, de gabbro-norite et, plus rarement, de gabbro. Ces roches sont massives, à grain moyen à grossier. Leur minéralogie est similaire à celle décrite dans les unités mPmic2 et mPmic3, soit : plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, \pm magnétite \pm ilménite. Dans la leuconorite, les pyroxènes représentent des phases intercumulus. On note parfois des couronnes de clinopyroxène autour de l'orthopyroxène. Ce dernier est par endroits partiellement remplacé par de l'amphibole (ouralitis) et du talc et contient de fines inclusions prismatiques d'hématite. Des couronnes de réaction se forment parfois sur l'orthopyroxène au contact avec le plagioclase. La texture granophyrique décrite dans l'anorthosite de l'unité mPmic2 est régulièrement observée en lames minces ce qui indique la présence d'un peu de quartz dans la roche. Le gabbro-norite et le gabbro présentent une texture mésocumulat. Dans ces roches, le plagioclase montre parfois des microfractures remplies de séricite et d'oxydes de fer.

L'unité mPmic5 occupe la partie marginale de l'intrusion et est associée à une forte anomalie magnétique positive. Elle se compose de gabbro-norite et de gabbro, et contient des niveaux de leuconorite similaire à celles décrites dans les autres unités de l'Intrusion de Michikamau. Le gabbro-norite et le gabbro sont massifs, à grain moyen à fin, et à texture mésocumulat. Ces roches contiennent du plagioclase, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et de la magnétite. L'étude pétrographique montre aussi la présence de séricite, de chlorite et d'épidote. L'orthopyroxène est partiellement altéré en antigorite et en talc.

L'unité mPmic5 contient une zone minéralisée en Cu-Ni encaissée dans un gabbro-norite (zone Catherine, photo 8, en annexe). Cette zone est décrite dans le chapitre « Géologie économique ».

Batholite de Mistastin (mPmit)

Le Batholite de Mistastin est l'un des plus grands massifs granitiques de la partie sud-est de la Province de Churchill et couvre une superficie de 5600 km² (figure 1). La région cartographiée touche à la portion sud de ce batholite (figure 2 et carte hors-texte). Il a été cartographié en entier par Taylor (1979) sous le nom de « *Mistastin Lake pluton* » puis renommé « *Mistastin Batholith* » par Emslie *et al.* (1980). Plusieurs portions de la partie québécoise du batholite ont par la suite été révisées par différents auteurs qui ont généralement utilisé le terme de « Batholite de Mistastin » (Bélanger, 1984; van der Leeden, 1986 et 1995; Owen, 1989; Danis, 1991; Taner, 1992). Ces travaux ont permis d'améliorer la connaissance sur le batholite et les différents faciès qui le composent. Le batholite a aussi fait l'objet de plusieurs études sur divers aspects (pétrographie, métallogé-

nie, géochimie, géochronologie), principalement en dehors de la surface que nous avons cartographiée.

Le Batholite de Mistastin se trouve dans le Domaine de Mistinibi-Raude et recoupe le grain structural (figure 2). La physiographie du batholite est caractérisée par un fort relief et forme un plateau avec une très faible végétation. Les nombreux affleurements exposent des roches très grenues et fréquemment affectées par une forte altération météorique. Les cristaux centimétriques de feldspath sont souvent libérés de leur matrice à grain moyen (voir la figure 20 dans van der Leeden, 1995). Des minéralisations importantes en terres rares, Zr, Y, \pm Be, Nb, U, Th ont été récemment découvertes dans le batholite (figure 2, tableau 1). La cristallisation du batholite a été estimée approximativement à 1,4 Ga en 1990 par J.C. Roddick (inédit) à partir de trois zircons provenant de trois sites différents (McNicoll, communication personnelle, 2011). Une nouvelle datation U-Pb de l'Intrusion syénitique de Misery, circonscrite dans le batholite au nord du secteur à l'étude (Petrella, 2011), indique un âge de $1409,7 \pm 1,2$ Ma (David et Dion, 2011).

Emslie *et al.* (1980) ont identifié quatre lithologies principales dans le Batholite de Mistastin. Celles-ci sont, de la plus ancienne à la plus jeune : des amas anorthositiques dans la partie nord-est du batholite; une monzonite quartzifère à pyroxène et hornblende dans sa partie centre-nord et représentant 40 % du batholite; un granite à biotite et hornblende dans sa partie sud, ouest et est, et représentant 50 % du batholite; et une monzonite à pyroxène (correspondant maintenant à l'Intrusion syénitique de Misery). La texture rapakivique est typique de la monzonite quartzifère à pyroxène et hornblende, mais moins présente dans le granite à biotite et hornblende. Les lithologies secondaires sont un granite à biotite et un granite à feldspath alcalin, leucocrate (« alaskite »).

Bélanger (1984), van der Leeden (1986, 1995), Owen (1989), Danis (1991) et Taner (1992) ont divisé ce batholite en neuf unités informelles (10a, 10b, 10c; F4a à F4h; deux variétés de F4e) qui ont été codifiées selon les normes du SIGÉOM au cours de la compilation géologique régionale de 2003 (mPmit1 à mPmit6; cartes disponibles via le produit « **E-Sigeom (Examine)** » sur le site du MRNF, secteur mine). Dans notre région, nous avons identifié deux de ces unités informelles (mPmit1 et mPmit6) et défini une nouvelle unité mPmit7.

Nos travaux indiquent qu'il y a très peu de monzonite quartzifère dans la région contrairement à ce qui avait été décrit par Taner (1992). Aussi, les roches identifiées comme des monzodiorites quartzifères ont plutôt une composition de syénite quartzifère. Aussi, contrairement aux descriptions de Taner (1992), la texture rapakivi est peu répandue en dehors de cette unité et n'y est pas dominante. Nous n'avons pas inclus dans cette unité les affleurements où la texture rapakivique représente moins de 10 %. L'unité mPmit1 est composée de granite et de syénite quartzifère, à hornblende et biotite. Ces roches ont une patine blanchâtre à rosée. Elles contiennent des cristaux grossiers à très grossiers

de feldspath alcalin, ovoïdes à hypidiomorphes, flottant dans une matrice à grain moyen de feldspath, de quartz, de hornblende et de biotite. La texture rapakivique ressort bien en surface altérée où les grands feldspaths alcalins rosés sont entourés de plagioclases blanchâtres (Emslie *et al.*, 1980; Danis, 1991; Taner, 1992; van der Leeden, 1995).

L'unité *mPmit6* est composée de granite et de syénite quartzifère, hétérogranulaires, à grain grossier et très grossier (photo 9, en annexe). Les cristaux de feldspath potassique, hypidiomorphes à idiomorphes, ne présentent généralement pas de texture rapakivique. En plusieurs endroits, notamment en périphérie de l'unité *mPmit7*, la texture générale de la roche s'apparente à celle d'un cumulat. La matrice est composée de grains moyens de feldspath, de quartz, de biotite et de hornblende (5 à 15 %). La patine est blanchâtre, jaune verdâtre à rosée. Les minéraux accessoires observés sont l'allanite, le zircon, la magnétite, l'apatite et la fluorine.

L'unité *mPmit7* est une nouvelle unité qui n'a pas été mise en évidence dans les travaux antérieurs. Elle est plus hétérogène et présente une signature magnétique plus prononcée. Elle est composée d'un granite à grain moyen à grossier, beige, rosé à rouge. Le granite contient 10 à 25 % de biotite et de hornblende. Il montre des faciès équi-granulaires, à cumulats de feldspaths potassiques rectangulaires centimétriques et porphyriques à cristaux de feldspath potassique flottant dans une matrice à grain moyen. Les minéraux accessoires observés dans ces roches sont la magnétite, l'allanite, le zircon, l'apatite et la fluorine. Ce granite est en contact graduel avec des niveaux métriques de monzonite-monzonite quartzifère-syénite, à grain moyen, à patine brune et cassure fraîche verte, fréquemment porphyrique à feldspath potassique et plus riche (30 %) en biotite, hornblende, fayalite, clinopyroxène et magnétite (photo 10, en annexe). Ces niveaux correspondent aux roches mafiques de l'unité F4e de Taner (1992). Quelques granites pegmatitiques à amazonite sont aussi présents dans cette unité sous forme d'amas irréguliers centimétriques à décimétriques.

Dykes de Harp (mPhar)

Les dykes de Harp correspondent à des intrusions de gabbro à olivine, d'orientation NE à ENE, coupant le Complexe de Harp Lake au Labrador (Meyers et Emslie, 1977) et qui transcendent la frontière entre le Québec et le Labrador (Buchan *et al.*, 2007). Ces dykes ont été subdivisés en trois groupes suivant leurs directions et caractéristiques géochimiques (Cadman *et al.*, 1993). Il s'agit des dykes de Harp CO (pour *Comma Island*), d'orientation N à NE, caractérisés par une anomalie négative en P sur les spidergrammes, des dykes de Harp UT (pour *Umiatoriak Island*), d'orientation NE à ENE, caractérisés par une anomalie positive en Ba, et des dykes de Harp PT (pour *Pitsiutatsitikulluk Island*), d'orientation et de chimie semblable aux dykes de Harp UT, mais avec une anomalie négative en P. Un âge de mise en place de 1273 ± 1 Ma a été obtenu sur un dyke de type UT (Cadman *et al.*, 1993).

Dans la région du lac Zeni, les dykes assignés à cet essaim ont été observés sur quelques affleurements isolés, localisés dans le feuillet 13M04 (carte hors-texte). Ils sont toutefois facilement identifiables sur les cartes aéromagnétiques où ils forment des anomalies linéaires positives orientées NE-SW. Leur épaisseur moyenne est estimée à 100 m et leur longueur dépasserait 75 km dans certains cas. A priori, ils semblent correspondre aux dykes de type UT, définis par Cadman *et al.*, (1993).

Ces dykes se composent de gabbro à olivine, massif, de granulométrie fine à moyenne, présentant une couleur gris noirâtre en cassure fraîche et une patine jaune brunâtre. Au microscope, la roche possède une texture ophitique hypidiomorphe. Elle est composée de plagioclase, souvent altéré en séricite, de clinopyroxène et d'olivine. Celle-ci est partiellement remplacée par de l'antigorite. On observe aussi quelques petits amas d'épidote et environ 3 % de minéraux opaques, principalement de la magnétite et de l'hématite.

Unités lithologiques

Plusieurs assemblages rocheux n'ont pas été assignés à une unité stratigraphique particulière et sont regroupés en unités lithologiques informelles (carte hors-texte). Les unités présumées d'âge archéen ou d'âge incertain (archéen ou paléoprotérozoïque) sont localisées à l'intérieur du Domaine d'Orma alors que les unités présumées paléoprotérozoïques se trouvent dans le Domaine de Mistinibi-Raude.

Archéen

L'unité M1p

L'unité M1p est localisée dans la partie sud-est de la région (carte hors-texte). Très peu d'affleurements de cette unité ont été observés lors de la cartographie. Les parties recouvertes de quaternaire ont été interprétées en s'appuyant sur la carte géologique limitrophe du Labrador (James, 1994) et sur les cartes aéromagnétiques.

L'unité est composée de gneiss tonalitiques à granitiques, par endroit migmatitisés ainsi que de tonalite et de granite foliés. Les gneiss sont à grain moyen à fin avec un rubanement fin millimétrique, discontinu. Les lamines claires sont de composition quartzo-feldspathique. Les rubans sombres contiennent principalement de la biotite et de la hornblende, faiblement altérées en chlorite, du grenat (jusqu'à 3 %) et un peu de magnétite. Le gneiss granitique contient des porphyroblastes d'orthose mesurant jusqu'à 2 cm, constituant environ 10 % de la roche.

Les tonalites et les granites foliés forment des petites intrusions locales. Les dimensions observées sont métriques à décimétriques tout au plus. Elles sont à grain fin à très fin avec une microstructure porphyroclastique. Les porphyroclastes de feldspath potassique de 0,1 à 2 mm représentent de 5 à 10 % de la roche. Ils contiennent de la biotite (10 à 20 %) et de la muscovite très fine (5 % en moyenne). Les minéraux accessoires sont le sphène, l'hématite, le carbonate

et le zircon. Les feldspaths sont fortement altérés en séricite, la biotite et la hornblende partiellement remplacées par de la chlorite. On note aussi la présence d'épidote dans des fractures submillimétriques.

Près du contact avec l'unité ApPzen1, ces roches intrusives sont très déformées à mylonitisées, visiblement affectées par la zone de cisaillement de Zeni.

Archéen et Paléoprotérozoïque

L'unité I1Db

L'unité I1Db est localisée dans la partie sud de la région et affleure très peu (carte hors-texte). Elle se compose principalement d'intrusions tonalitiques, localement migmatitisées, et de rares granites et granodiorites foliés.

La tonalite a une granulométrie fine à moyenne. Elle contient principalement de la biotite (5 à 15 %) avec un peu de hornblende, de magnétite (1-3 %) et d'hématite. Dans les portions migmatitisées, le mobilisat est composé de quartz, de plagioclase et d'un peu de biotite.

La tonalite est par endroits fortement déformée à mylonitisée. Dans ce cas, elle est caractérisée par l'aplatissement et le rubanement millimétrique à centimétrique du quartz. Des enclaves lenticulaires d'amphibolite vert sombre à grain fin à moyen (≤ 1 %) ont été observées localement dans la tonalite.

Le granite et la granodiorite ont une granulométrie qui varie de fine à grossière. Le feldspath potassique se présente parfois en porphyroclastes de 1 à 2 cm et peut constituer jusqu'à 20 % de la roche. De la biotite, de la muscovite, du sphène, de l'apatite et un peu d'épidote ont été observés.

L'unité T2f

L'unité T2f affleure dans la partie sud-ouest de la région et est limitée par de grandes zones de cisaillement (carte hors-texte). Elle a été décrite dans le rapport des travaux de 2009 (Hammouche *et al.*, 2011) et est associée aux grands mouvements de cisaillement régionaux qui ont affecté le contact entre les domaines d'Orma et de Mistinibi-Raude. L'unité est constituée de mylonites issues de la déformation de tonalites, de granites et de granodiorites et, plus rarement, de monzonites quartzifères et de diorites. Ces roches sont souvent migmatitisées et contiennent de 10 à 20 % de mobilisat quartzo-feldspathique. Les roches contiennent de la biotite, de la muscovite et de l'amphibole.

L'unité contient aussi des niveaux de paragneiss mylonitisés d'extension et d'épaisseur limitées. En lames minces, ces paragneiss contiennent du quartz, du plagioclase, de la biotite, de la muscovite, avec parfois du grenat (Hammouche *et al.*, 2011). Par endroits, des bandes centimétriques d'amphibolite à grain fin, fortement foliée, s'intercalent dans les mylonites. Des dykes et des intrusions métriques à décimétriques de granite tardif peu ou pas déformé, recoupent l'ensemble des roches de cette unité.

Paléoprotérozoïque

L'unité I1a

L'unité I1a est localisée dans la partie nord de la région (carte hors-texte). Elle se compose de roches intrusives felsiques, principalement des granites et, en quantité moindre, des granodiorites et des tonalites ainsi que de roches intrusives intermédiaires.

Les roches felsiques sont foliées, homogènes et caractérisées par une patine blanc rosâtre due à une forte hématitisation. Leur granulométrie varie de fine à grossière et leur texture est par endroits porphyrique avec 2 à 8 % de phénocristaux de feldspath potassique de 0,2 cm à 3 cm. Le principal minéral mafique présent dans ces roches est la biotite (2 à 7 %), bien que les granites renferment un peu de hornblende et de la muscovite. Les épidotes (zoïsite principalement, clinozoïsite et allanite), et la magnétite sont fréquentes. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, l'allanite et le zircon. En lames minces, les minéraux clairs présentent une texture en mosaïque, et les textures myrmékitiques et perthitiques sont bien développées. L'altération hématitique se superpose à la chloritisation des minéraux mafiques et à une faible séricitisation du plagioclase. On note aussi la présence de couronnes de clinozoïsite autour de l'allanite.

Le granite et la granodiorite renferment quelquefois 5 à 30 % d'enclaves métriques à décimétriques de diorite ou de diorite quartzifère très foliées, à grain moyen à fin. Par endroits, elles sont fortement foliées à protomylonitiques. Ces enclaves sont généralement subarrondies, parfois anguleuses. Les roches contiennent de la biotite (3 à 10 %) et de la hornblende (jusqu'à 30 %).

Les roches de composition intermédiaire sont variées et comprennent des monzonites quartzifères, des diorites, des diorites quartzifères, des monzonites et des monzodiorites. Elles sont à grain moyen, foliées à très foliées. Ces roches contiennent de la biotite (3 à 10 %) et de la hornblende (jusqu'à 30 %). En lames minces, les minéraux sont en général xénomorphes et l'on note la présence de textures myrmékitiques et perthitiques. Les minéraux accessoires les plus communs sont le sphène, l'apatite, les minéraux opaques, l'allanite et la muscovite. Les minéraux primaires sont altérés en hématite, séricite, chlorite et épidote. Par endroits, l'altération du plagioclase en séricite est presque complète.

Des dykes de granite tardif à grain grossier ou pegmatitique recoupent fréquemment les différentes roches de cette unité. Ces dykes mesurent entre 5 et 30 cm d'épaisseur et représentent entre 1 et 20 % de l'affleurement.

À plusieurs endroits, il a été observé des enclaves d'amphibolite granoblastique, finement grenue et fortement foliée, contenues dans les roches felsiques et dans les roches intermédiaires.

L'unité I2Ja

L'unité I2Ja est reconnue dans la partie nord de la région, au sud du Batholite de Mistastin (carte hors-texte). Cette unité est composée essentiellement de diorite et de diorite quartzifère. Localement, des enclaves de paragneiss et de tonalite gneissique sont présentes. Elles représentent probablement des xénolites provenant des unités gneissiques adjacentes (M4a, M1h).

La diorite et la diorite quartzifère sont foliées, localement mylonitisées et de granulométrie moyenne à fine. Les principaux minéraux mafiques (entre 15 et 50 %) sont la hornblende et la biotite. La magnétite est parfois présente, notamment dans la diorite quartzifère. On trouve accessoirement de l'apatite, du sphène, de l'hématite, de la calcite et de l'épidote. Les minéraux d'altération sont la séricite et la chlorite.

Les roches de cette unité sont souvent migmatitisées. Le mobilisat est de composition granitique à granodioritique, à grain grossier à moyen. Il constitue entre 10 à 40 % de la roche et renferme parfois des porphyroclastes de feldspath potassique de 1 à 2 cm de longueur.

On trouve également à plusieurs endroits dans cette unité, des niveaux d'épaisseur métrique ou des amas d'amphibolite, occupant de 5 à 40 % de surface des affleurements, ainsi que des injections felsiques tardives de 1 à 50 cm d'épaisseur.

L'unité M1h

L'unité M1h forme une bande d'environ 10 km de largeur, orientée NW-SE, dans la partie nord du terrain. Elle est composée principalement de gneiss granitiques à tonalitiques et de gneiss dioritiques à dioritiques quartzifères. Elle contient aussi par endroits des niveaux et des enclaves lenticulaires de paragneiss et des rubans et amas métriques d'amphibolite. Les roches de cette unité sont souvent fortement plissées.

Les gneiss sont finement rubanés, avec des rubans millimétriques de composition tonalitique à intermédiaire à granulométrie fine, et des rubans sombres. Des bandes de 0,5 à 6 cm de granite rosâtre à grain plus grossier, s'injectent dans le gneiss parallèlement à la foliation. Une partie de ces bandes ressemble à du mobilisat (photo 11, en annexe).

Les gneiss contiennent de la biotite, de la hornblende, parfois de la muscovite et de la kyanite. La biotite est le principal minéral mafique. La quantité d'amphibole devient plus importante dans les faciès intermédiaires et peut atteindre 20 % localement. L'apatite, le sphène, le zircon, la magnétite, et localement l'allanite, sont présents en quantité mineure. Au microscope, les roches montrent une texture granoblastique xénomorphe, et par endroits porphyroblastique à porphyroblastes de feldspath potassique, associée aux bandes granitiques de la roche. L'altération parfois importante est soulignée par la présence de séricite, de chlorite, d'épidote (dont la zoïsité) et localement, de carbonate.

Les paragneiss sont rubanés et migmatitisés. Le rubanement est souligné par la présence de bandes centimétriques

de mobilisat granitique blanchâtre, qui forment jusqu'à 40 % de la roche. Ces paragneiss contiennent du quartz et des feldspaths en proportions variables, de la biotite, de la hornblende, du grenat et parfois un peu de magnétite. Au microscope, on note une forte altération en séricite, chlorite et épidote, ainsi que la présence de carbonates et de cordiérite.

Des intrusions locales de tonalite, granite, diorite, diorite quartzifère et, en quantité moindre, de gabbro, recoupent l'unité. Ces intrusions, d'épaisseur métrique à décamétrique, sont foliées, et par endroits très déformées ce qui leur confère un aspect gneissique.

L'unité M4a

L'unité M4a forme une bande relativement étroite orientée NW-SE dans la partie nord de la région (carte hors-texte). Elle est constituée principalement de paragneiss migmatitisé et localement, de gneiss de composition tonalitique et intermédiaire. Le paragneiss présente un rubanement souligné par l'alternance millimétrique à centimétrique de bandes brunâtres et de bandes de mobilisat quartzo-feldspathique blanchâtre. Le paragneiss est de granulométrie fine à moyenne et se compose de quartz, de feldspath, de biotite (15 à 30 %) de grenat (1 à 10 %) et de muscovite (5 %). Les minéraux accessoires sont le sphène et l'épidote. En lames minces, les textures de recristallisation (mosaïque surtout) dominent. Le mobilisat de granulométrie moyenne à grossière représente entre 5 et 30 % de la roche. Il est de composition granitique, rarement tonalitique, à biotite. Il se présente en bandes irrégulières, parfois rectilignes et boudinées, et contient des porphyroclastes de feldspath potassique de 1 à 2 cm.

Les gneiss sont surtout rencontrés dans la partie est de l'unité (feuillet 13M04) et s'intercalent dans les paragneiss. Le gneiss tonalitique se présente en niveaux centimétriques à décimétriques alternant avec des niveaux de même épaisseur de gneiss monzodioritique, monzodioritique quartzifère, dioritique ou dioritique quartzifère. Les gneiss monzodioritiques et monzodioritiques quartzifères sont localement porphyroblastiques, en phénocristaux de feldspath potassique de 2 mm à 4 cm. Les gneiss contiennent entre 10 et 40 % de biotite et de hornblende. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'apatite, le sphène, la muscovite et l'allanite. En lames minces, on observe une séricitisation parfois complète du plagioclase, une altération des minéraux mafiques en chlorite et en actinote, et la présence d'épidote et de rares carbonates.

Les gneiss renferment aussi des lentilles et des amas irréguliers décimétriques d'amphibolite foliée (entre 5 et 15 %), à grain fin et moyen. De rares intrusions d'épaisseur décamétrique de granite et de granodiorite sont également relevées dans l'unité. Ces roches sont foliées, de granulométrie moyenne et contiennent de la biotite et un peu de magnétite.

L'unité T2a

L'unité T2a a été reconnue dans la partie nord-est de la région (carte hors-texte). Elle regroupe des mylonites de composition monzodioritique, dioritique, dioritique quartzifère, tonalitique et granitique. Les faciès intermédiaires et felsiques sont souvent en alternance. Les mylonites sont occasionnellement recoupées par des dykes de gabbro légèrement folié, d'épaisseur décimétrique.

Les mylonites intermédiaires sont à grain fin à moyen et montrent un aspect rubané à gneissique avec des rubans millimétriques à centimétrique plus riches en minéraux ferromagnésiens (photo 12, en annexe). Les minéraux sont fortement étirés et on note la présence sporadique de porphyroclastes de feldspath potassique de 1 à 3 cm ainsi que des porphyroclastes de grenat pœcilitique et automorphe. Ces roches contiennent de la biotite, de la hornblende et par endroits, de la magnétite du clinopyroxène, de l'orthopyroxène de l'épidote et de l'apatite.

Les mylonites felsiques sont à grain fin à moyen et montrent généralement des rubans de quartz. Elles contiennent de la biotite, de la hornblende, un peu de magnétite, localement du grenat et des inclusions d'apatite. Le feldspath potassique se présente parfois en porphyroclastes de 1 à 2 cm, moulés par de la biotite. L'altération se manifeste par le développement d'épidote, de séricite et de chlorite.

Localement, des amphibolites fortement foliées, finement grenues, sont présentes en enclaves ou intercalées en niveaux décimétriques à métriques dans les mylonites. Elles sont principalement composées de hornblende, d'actinote et de plagioclase. Elles contiennent également de la biotite, du grenat, parfois automorphe (1 à 7 %), du clinopyroxène (1 à 2 %), de la magnétite et parfois du quartz (<5 %).

Quaternaire

Les dépôts quaternaires d'argile, de sable et de gravier sont largement répandus dans la région. Ils masquent une grande partie du substratum rocheux, notamment dans les zones marécageuses au sud du terrain. La rareté des stries glaciaires ne permet pas de faire l'analyse des mouvements glaciaires. Le dernier mouvement, de direction E à ESE, est apparent sur les images satellitaires dans la partie sud du terrain. Ce mouvement est probablement associé à des structures de drumlins. Les eskers sont très nombreux et montrent une orientation généralement SE-NW, parfois E-W. Leur longueur atteint parfois des dizaines de kilomètres.

LITHOGÉOCHIMIE

Au total, 164 échantillons provenant des différentes unités de la région ont été prélevés pour analyse lors des travaux effectués à l'été 2010. Ces échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments en trace et les terres rares au laboratoire AcmeLabs de Vancouver par la méthode

ICP-MS. Les résultats analytiques sont disponibles dans le SIGÉOM. Le chapitre qui suit traite uniquement des résultats obtenus pour les intrusions mésoprotérozoïques (figure 3) et les paragneiss du Domaine de Mistinibi-Raude (figure 4).

Intrusions mésoprotérozoïques

La figure 3 présente à partir de plusieurs diagrammes lithogéochimiques la composition des différentes intrusions mésoprotérozoïques de la région ainsi que de l'Intrusion de Misery, hôte des minéralisations de terres rares du lac Misery, juste au nord de la région (figure 1). Mentionnons que cette intrusion a fait l'objet d'une étude géochimique dans le cadre d'une maîtrise (Petrella, 2011) et que les échantillons ont été prélevés parallèlement à nos travaux de cartographie. On réfère donc le lecteur aux travaux de Petrella (2011) pour plus de détails concernant la caractérisation lithologique et pétrographique de cette intrusion.

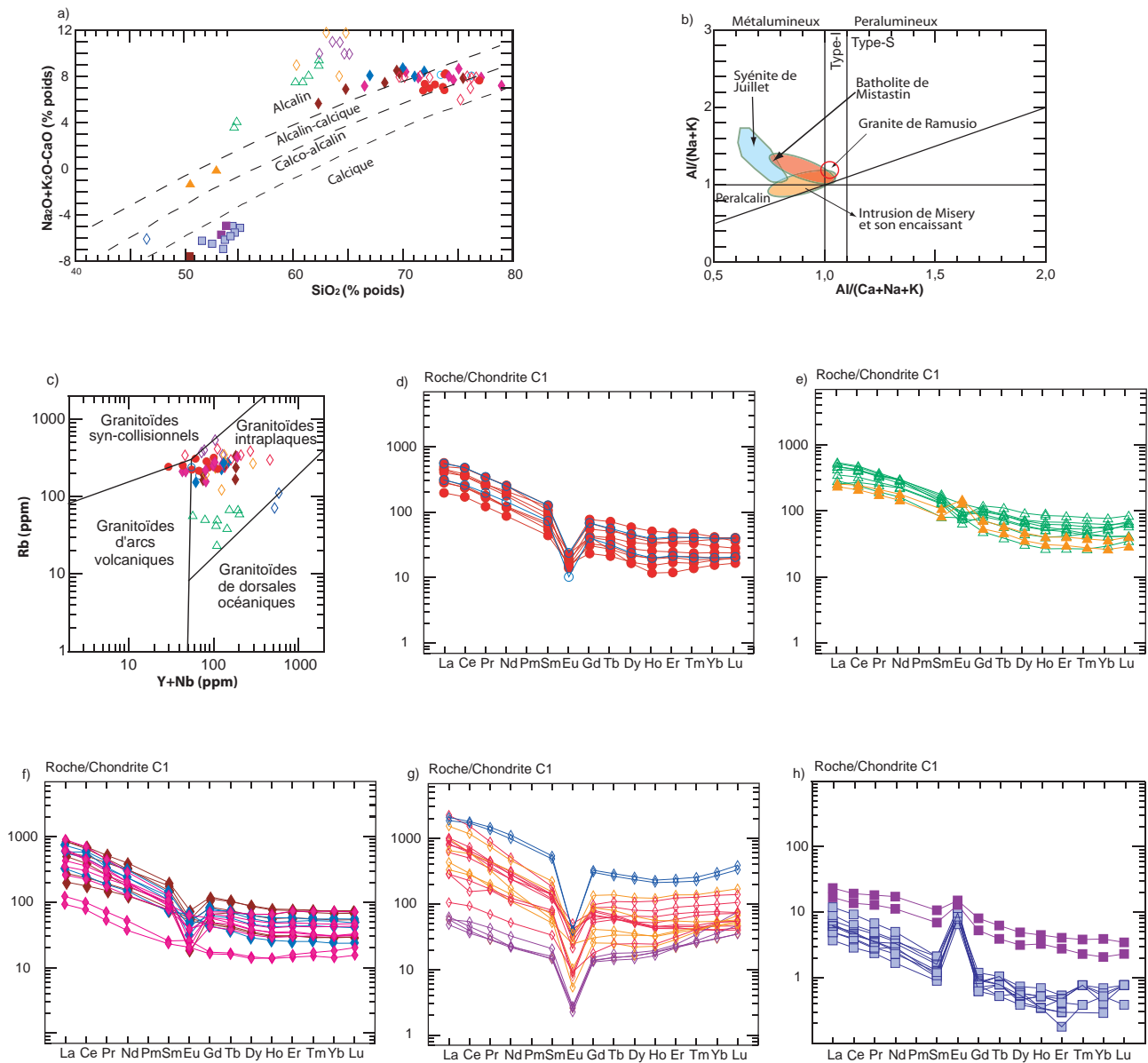
Le Granite de Ramusio montre une chimie relativement homogène, qu'il ait une texture porphyrique (mPram2) ou non (mPram1). Ce granite est d'affinité alcali-calcique (figure 3a), peralumineux (figure 3b) et présente un profil de terres rares légèrement fractionné ((La/Yb)_N = 13,4) avec une anomalie négative en Eu (figure 3d). Les échantillons de ce granite ont un rapport Eu/Eu* = 0,31.

La Syénite de Juillet possède une partie centrale de gabbro à olivine (unité mPjui2) entourée d'une couronne périphérique dominée par les syénites (unité mPjui1). Les roches sont relativement riches en CaO (2,5 à 8,8 %, moyenne de 5 %), ce qui explique leur position dans le diagramme 3b. Les deux faciès ont des profils de terres rares similaires, sauf pour l'euporium qui présente une légère anomalie positive dans les gabbros (Eu/Eu* = 1,5) et une légère anomalie négative dans les syénites avec un ratio Eu/Eu* = 0,77 (figure 3e).

Les roches du Batholite de Mistastin dans notre secteur sont dominées par des granites et des syénites quartzifères. Ces roches sont d'affinité alcaline à alcali-calcique (figure 3a) et sont métalumineuses à légèrement peralumineuses (figure 3b). Les profils de terres rares de l'ensemble des unités du batholite sont passablement regroupés et généralement appauvris en Eu (Eu/Eu* moyen = 0,72, figure 3f). Toutefois, deux échantillons de granite de l'unité mPmit6, recueillis dans la partie périphérique du batholite, font exception. Ils se situent dans le champ calco-alcalin (figure 3a), et présentent plutôt un léger enrichissement avec un rapport Eu/Eu* moyen de 1,15 (figure 3f). Il est donc possible qu'il y ait une différence géochimique entre la bordure et la partie centrale de l'intrusion. Des analyses supplémentaires seraient toutefois nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Les échantillons de l'Intrusion syénitique de Misery proviennent de différents faciès décrits par Petrella (2011; syénite à grain grossier, syénite à grain moyen et mélano-syénite). L'intrusion est encaissée dans des granites qui s'apparentent aux granites de l'unité pPmit6. Macroscopiquement, la syénite à grain grossier est semblable à celle de l'unité mPmit7. Les profils de terres rares des différents

Intrusions mésoprotérozoïques



Légende

Granite de Ramusio

- Unité mPram1 : granite
- Unité mPram2 : granite porphyrique

Syénite de Juillet

- △ Unité mPjui1 : Syénite
- ▲ Unité mPjui2 : Gabbro

Intrusion de Michikamau

- Unités mPmic1 à mPmic5 : leucotroctolite, anorthosite, leuconorite
- Unités mPmic4 et mPmic5 : gabbro-norite

Batholite de Mistastin

Région cartographiée

- ◆ Unité mPmit1: granite, syénite quartzifère
- ◆ Unité mPmit6: granite, syénite quartzifère
- ◆ Unité mPmit7: granite, syénite

Intrusion de Misery et son encaissant (Petrella, 2011)

- ◆ Granite (encaissant)
- ◆ Syénite à grain grossier
- ◆ Syénite à grain moyen
- ◆ Mélano-syénite

FIGURE 3 - Distribution des unités lithologiques associées aux intrusions mésoprotérozoïques dans les diagrammes : a) de classification de Frost *et al.* (2001); b) de discrimination tectonique de Maniar et Piccoli (1989); c) de contexte géodynamique de Pearce *et al.* (1984); d, e, f, g, h) des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989).

faciès de l'Intrusion de Misery (figure 3g) sont plus étalés que ceux des unités du Batholite de Mistastin (figure 3f). De plus, les échantillons de Misery montrent une anomalie négative en europium plus importante. Le rapport moyen Eu/Eu^* varie de 0,26 pour le faciès granitique (encaissant) à 0,29 pour les faciès syénitiques.

Aussi, les mélano-syénites montrent un enrichissement substantiel en terres rares, auquel sont associées les minéralisations de terres rares du lac Misery. Elles se distinguent aussi par des teneurs élevées en CaO (10 à 12 %).

Les roches de l'Intrusion de Michikamau sont riches en calcium et en aluminium en raison de l'abondance des plagioclases andésine et labradorite. On note un enrichissement relatif plus important en Eu dans les anorthosites, leucotroctolites et leuconorites des unités mPmic 1 à 5 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=9$) par rapport au gabbro norites des unités mPmic 4 et 5 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=2,6$). Les gabbro norites sont plus riches en terres rares et montrent un fractionnement en terres rares légèrement moins prononcé (figure 3h). Le rapport La/Ybn moyen est de 7,4 pour les gabbro norites, alors qu'il est de 17,1 pour les anorthosites, leucotroctolites et leuconorites.

Le diagramme de la figure 4c montre que le Granite de Ramusio, la Syénite de Juillet et le Batholite de Mistastin se sont formés en contexte intraplaque anorogénique. Comparativement au magmatisme documenté dans Province géologique de Grenville au Québec et au Labrador (Gower, 1996), la mise en place du Granite de Ramusio et de la Syénite de Juillet est contemporaine du magmatisme Pinwarrien tardif dans le Grenville, tandis que celui Batholite de Mistastin correspondrait au magmatisme elsonien précoce.

Paragneiss du Domaine de Mistinibi-Raude

Les paragneiss du Complexe de Mistinibi et de l'unité M4a ont rendu des compositions suggérant que ces roches sont dérivées de sédiments immatures de type wacke (figure 4a). La figure 4b indique une nature assez homogène pour ces paragneiss étant donné que leur distribution s'écarte peu de la ligne de variation compositionnelle. Aussi, les faibles valeurs du rapport Zr/Sc suggèrent que les sédiments à l'origine de ces roches n'auraient pas subi de recyclage et de concentration en minéraux lourds, phénomènes généralement associés à un transport important.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Histoire du métamorphisme

Les roches archéennes de la région ont subi un métamorphisme archéen atteignant le faciès supérieur des amphibolites (James et Dunning, 2000; James *et al.*, 2003; Hammouche *et al.*, 2011). Cet épisode métamorphique pourrait correspondre à celui daté à $2633,7 \pm 2$ Ma (David *et*

al., 2011) dans les Gneiss de Griffis de la Zone de Rachel-Laporte, à l'ouest de la région d'étude (Hammouche *et al.*, 2011). Par la suite, l'ensemble de la région a subi un métamorphisme paléoprotérozoïque se situant principalement au faciès des amphibolites et localement, à celui des granulites. Son âge s'étale entre 1820 et 1775 Ma (datations faites au Labrador) et serait lié aux contraintes résultant de la juxtaposition des domaines lithotectoniques lors de l'orogénèse hudsonienne (James *et al.*, 2003). Dans un échantillon prélevé dans les Gneiss de Flat Point, à l'ouest de la région d'étude (Hammouche *et al.*, 2011), des zircons indiquant un âge de $1805,3 \pm 1,9/-1,4$ Ma (David *et al.*, 2011) seraient reliés à cet événement métamorphique.

Finalement, un métamorphisme rétrograde, au faciès des amphibolites et des schistes verts s'est superposé partout dans la région aux assemblages progrades de plus hautes températures. Ce métamorphisme, dont l'âge est inconnu, est lié à l'exhumation des roches et se manifeste par l'apparition d'amphiboles et parfois de biotite en remplacement des pyroxènes et par un assemblage très répandu de zoïsite-épidote + chlorite \pm carbonate \pm actinote.

Les intrusions tardives mésoprotérozoïques n'ont pas été affectées par le métamorphisme prograde régional. Ces roches ont conservé leurs textures magmatiques primaires et leurs assemblages minéralogiques reflètent les conditions initiales de leur mise en place.

Détermination des faciès métamorphiques progrades

Le degré de métamorphisme a été déterminé à l'aide des paragenèses identifiées sur le terrain et en lames minces, ainsi que par la présence de textures métamorphiques. De plus, la migmatitisation observée dans certaines unités correspond à un phénomène de fusion partielle, ce qui implique un métamorphisme se situant au moins au faciès supérieur des amphibolites (Sawyer et Brown, 2008). La répartition des faciès métamorphiques progrades est présentée à la figure 5.

Métamorphisme prograde au faciès des amphibolites

Le faciès des amphibolites est prédominant dans le Domaine d'Orma et dans la moitié nord du Domaine de Mistinibi-Raude (figure 5). Le faciès supérieur des amphibolites (faciès II) a pu être identifié presque partout sauf dans certains secteurs où il demeure non différencié (faciès III).

Dans le Domaine D'Orma, le faciès supérieur des amphibolites est largement répandu. Les textures en mosaïques, les textures granoblastiques et la migmatitisation ont été observées à plusieurs endroits, tant dans les unités archéennes qu'archéennes/paléoprotérozoïques (figures 2 et 5). Les gneiss felsiques de Bourdon (Abod) montrent l'assemblage à plagioclase + biotite + muscovite + hornblende \pm clinopyroxène. Les paragneiss présents dans cette même unité ainsi que dans l'unité T2f présentent une paragenèse à plagioclase

Paragneiss du domaine de Mistinibi-Raude

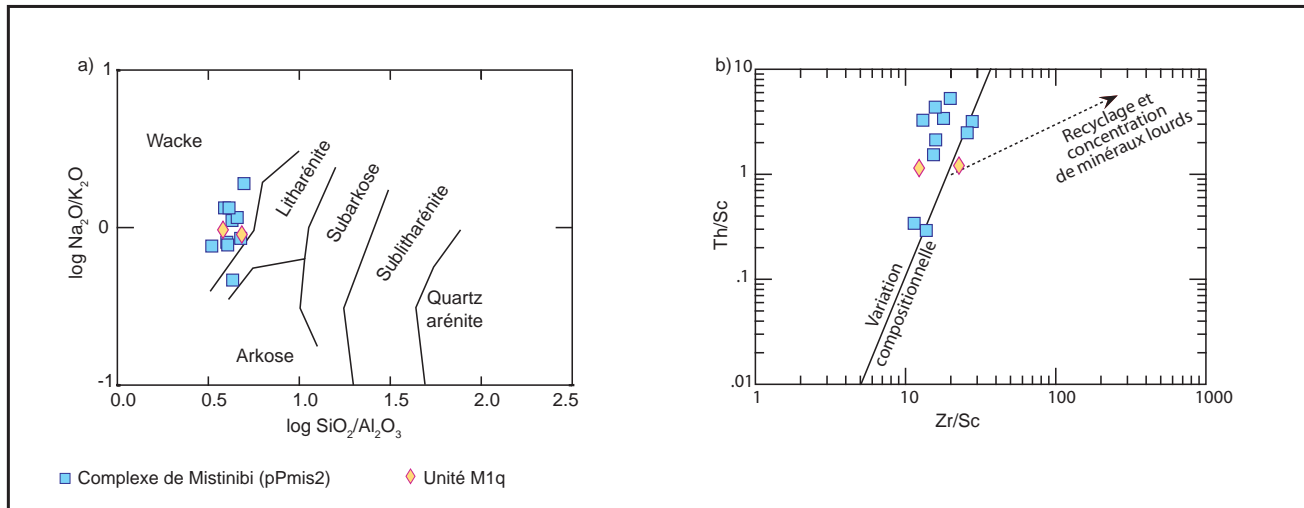


FIGURE 4 - Distribution des paragneiss du Domaine de Mistinibi-Raude dans : a) le diagramme de détermination des protolithes de Herron (1988); et b) le diagramme illustrant la variation compositionnelle des métasédiments de McLennan *et al.* (1993).

+ biotite + muscovite + amphiboles ± grenat. Les gneiss de l'unité M1p possèdent l'assemblage biotite + hornblende + grenat et les roches intrusives de l'unité I1Db, la paragenèse biotite brune + hornblende ± clinopyroxène ± grenat. Les roches assignées au Granite de La Pinaudière montrent un assemblage à plagioclase + biotite + hornblende ± grenat. Ces roches sont peu recrystallisées et non migmatitiques suggérant un métamorphisme au faciès des amphibolites, mais moins élevé que dans les unités précédentes. Toutefois, son intensité n'a pu être précisée et ces zones sont identifiées comme étant au faciès des amphibolites non différencié (faciès III, figure 5).

Dans le Domaine de Mistinibi-Raude, les gneiss de l'unité M1h sont à hornblende + biotite + muscovite et contiennent par endroits du clinopyroxène. Cette unité comprend aussi des paragneiss migmatitisés à feldspaths + biotite + hornblende ± grenat. Ceci suggère que les roches de cette unité ont atteint au moins le faciès supérieur des amphibolites. La phrénite signalée par Taner (1992) dans un échantillon d'amphibolite à l'intérieur de cette unité pourrait résulter d'un rétro-morphisme ou pourrait signifier la présence de surfaces isolées préservées au faciès des schistes verts. Les paragneiss de l'unité M4a contiennent l'assemblage feldspaths + quartz + muscovite ± grenat. Cet assemblage peut rester stable sur un large intervalle de températures. Toutefois, la migmatitisation observée sur ces roches indique des conditions du faciès supérieur des amphibolites (carte hors-texte; figure 5). Il en est de même pour les roches de l'unité I2Ja.

Les roches assignées au Complexe gabbroïque du lac Raude, dans la partie nord du Domaine de Mistinibi-Raude, sont souvent granoblastiques et partiellement recrystallisées. La paragenèse à plagioclase + amphiboles (dont la hornblende) ± biotite ± clinopyroxène et où l'amphibole est en partie métamorphique, indique le faciès des amphibolites, mais ne peut être précisé davantage (faciès III, figure 5).

L'assemblage minéral observé dans l'unité intrusive I1a est constitué de feldspath potassique + biotite ± hornblende ± muscovite. Ces roches sont légèrement recrystallisées (texture en mosaïque notamment). La présence d'enclaves d'amphibolite signifie que les roches ont atteint le faciès des amphibolites. Le sous-faciès n'a pu être précisé (faciès III, figure 5).

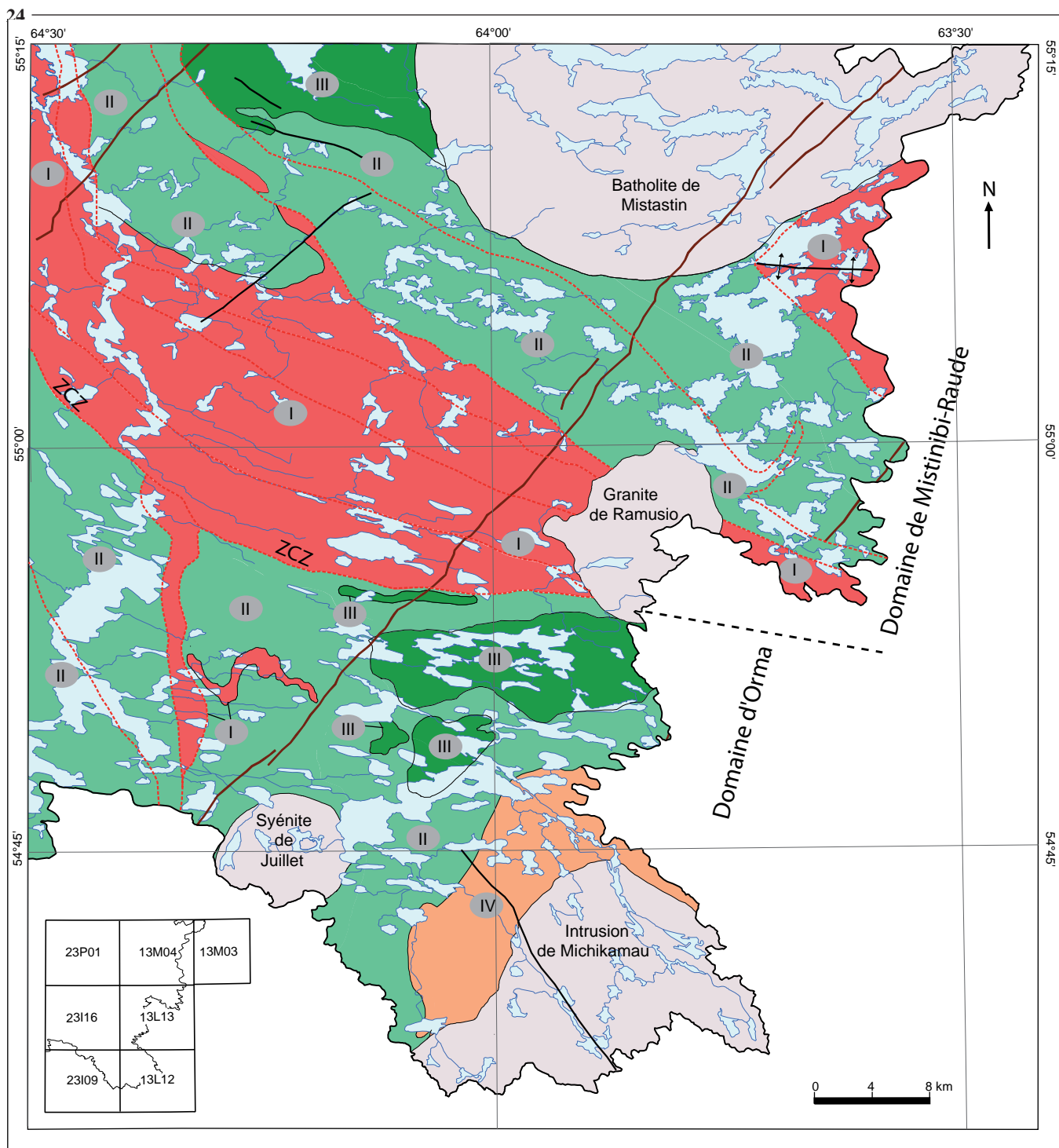
Métamorphisme prograde au faciès des granulites

Dans le Domaine de Mistinibi-Raude, les roches des complexes du lac Zeni et de Mistinibi possèdent une texture granoblastique bien développée et des assemblages minéralogiques typiques du faciès des granulites. Dans le Complexe du lac Zeni, l'assemblage plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + hornblende + grenat + biotite est observé dans les roches mafiques, et l'assemblage plagioclase + quartz + biotite + grenat + orthopyroxène, dans les paragneiss. L'orthopyroxène est également présent dans les roches intrusives mylonitisées de ce complexe. Les paragneiss du Complexe de Mistinibi possèdent la paragenèse plagioclase + quartz + biotite + grenat + orthopyroxène + clinopyroxène et, plus rarement, l'assemblage plagioclase + quartz + biotite + sillimanite ± cordiérite.

Les roches intrusives mylonitisées de l'unité T2a, dans la partie nord-est du Domaine de Mistinibi-Raude (carte hors-texte), sont également au faciès des granulites (figure 5). Elles présentent l'assemblage plagioclase + biotite + hornblende + grenat ± feldspath potassique ± clinopyroxène ± orthopyroxène.

Intrusion granulitique archéenne (Intrusion de Brass)

Dans le Domaine d'Orma, l'intrusion de Brass est identifiée comme un secteur granulitique (figure 5) en raison de la présence de l'orthopyroxène. Ces roches possèdent une



LÉGENDE

Dykes mésoprotérozoïques non métamorphisés

Faciès métamorphiques

- Faciès des granulites
- Faciès supérieur des amphibolites
- Faciès des amphibolites non différencié

Intrusions mésoprotérozoïques non métamorphisées

Roches intrusives formées dans des conditions granulitiques

Autres

- Zone de cisaillement
- Faille

FIGURE 5 - Carte des faciès métamorphiques progrades de la région du lac Zeni. Abréviation : ZCZ = Zone de cisaillement de Zeni.

texture en mosaïque, par endroits granoblastique, et l'assemblage plagioclase + quartz + orthopyroxène ± hornblende ± feldspath potassique ± biotite ± grenat. Toutefois, dans ces roches, l'orthopyroxène n'est pas d'origine métamorphique, mais ignée. Ainsi, la présence de ce minéral est reliée à la composition et aux conditions internes du magma originel et non à un métamorphisme granulitique. L'intrusion de Brass se serait mise en place dans un environnement régional où les conditions du faciès des amphibolites étaient stables puisqu'aucune évidence du faciès granulitique n'a été observée dans les roches environnantes. La présence de texture granoblastique partielle et le début de remplacement de l'hypersthène par de l'amphibole suggèrent que l'intrusion aurait pu être légèrement affectée au Paléoprotérozoïque par un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Intrusions mésoprotérozoïques

Les intrusions mésoprotérozoïques de la région ne semblent pas avoir subi de métamorphisme. Elles montrent toutefois fréquemment de l'altération soulignée par la présence de chlorite, d'épidote et de séricite. Aussi, dans l'intrusion de Michikamau, l'olivine et l'orthopyroxène sont partiellement altérés en serpentine et en talc.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le grain structural est orienté grossièrement NNW-SSE dans la partie ouest de la région, et prend rapidement à une direction ESE-WNW, à l'est. Il est clairement coupé par les intrusions tardives mésoprotérozoïques peu ou pas déformées. De larges zones de mylonites sont associées aux nombreuses zones de cisaillement. Les foliations sont généralement abruptes et les linéations minérales sont à faible plongement.

Des variations locales de direction et de pendage des structures sont perceptibles près des intrusions mésoprotérozoïques et sont probablement dues à la mise en place de celles-ci. En dehors des aires d'influence de ces intrusions, les variations rapides d'orientation de la foliation soulignent des plissements locaux, généralement isoclinaux, et des plissements en M, S, Z ou ptygmatisés résultants d'un entraînement lors d'événements compressifs.

Éléments structuraux

Le grain structural régional est matérialisé soit par la schistosité S, la gneissosité G ou la foliation mylonitique W, en fonction de l'intensité du métamorphisme ou de la déformation. Les linéations minérales sont soulignées par l'allongement préférentiel de minéraux observé dans le plan de la foliation. L'analyse statistique des mesures de foliation régionale et des linéations minérales est présentée sur les stéréogrammes de la figure 6.

Domaines structuraux

La région est divisée en deux domaines structuraux séparés par la zone de cisaillement de Zeni (ZCZ, figure 6). Le domaine I correspond au Domaine d'Orma et a été divisé en deux sous-domaines (Ia et Ib, figure 6).

Le sous-domaine Ia montre des foliations avec des pendages variés et une orientation moyenne de $087^{\circ}/71^{\circ}$ (figure 6). Le sous-domaine Ib, situé à l'est du précédent, contient un nombre limité de mesures de foliations. Elles indiquent une orientation moyenne de $355^{\circ}/77^{\circ}$. Les linéations minérales dans ce domaine (stéréogramme non présenté) sont à plongements très variables (entre 5° et 90°) vers le nord et le nord-nord-est dans les unités M1p et T2f ou vers le sud-sud-est dans l'unité Abod (carte hors-texte).

Le domaine II correspond au Domaine de Mistinibi-Raude. Les roches du Complexe du lac Zeni (carte hors-texte) y sont particulièrement déformées, alors que la déformation diminue progressivement vers le nord. La foliation principale et les zones de cisaillement majeures sont parallèles à subparallèles et orientées selon une direction NW-SE, sauf dans la partie ouest où le grain structural devient N-S. Cette réorientation est due à l'effet d'entraînement associé à un couloir régional de cisaillement dextre majeur, compris entre les zones de cisaillement du lac Tudor et de la rivière George, situées à l'ouest de la région d'étude (voir Hammouche *et al.*, 2011). Le domaine II a été scindé en trois sous-domaines. Le sous-domaine IIa correspond au Complexe du lac Zeni. Il présente des foliations abruptes inclinées vers le nord-est (plan moyen $305^{\circ}/77^{\circ}$) et des linéations faiblement plongeantes vers le sud-est (moyenne $131^{\circ}/20^{\circ}$; figure 6).

Le sous-domaine IIb, situé au nord du précédent, renferme des plis à traces axiales parallèles à la foliation régionale qui sont interprétés à partir des changements de pendage des plans de foliation (figure 6). Le plan moyen de la foliation régionale est orienté à $131^{\circ}/72^{\circ}$ et les linéations minérales ont généralement une plongée modérée vers le nord-ouest (moyenne $316^{\circ}/25^{\circ}$), quoique les plongées vers le sud-est ne sont pas rares.

Le sous-domaine IIc est situé dans l'est du terrain et englobe les roches fortement déformées de l'unité T2a. La distribution des pôles de la foliation le long d'une ceinture illustre la présence d'une structure antiforme orientée WNW-ESE avec un plan moyen de $127^{\circ}/62^{\circ}$ (figure 6) et un axe théorique à faible plongée vers l'ouest-nord-ouest. La linéation minérale observée dans ce domaine a une direction moyenne subparallèle à l'axe de ce pli ($293^{\circ}/18^{\circ}$).

De manière générale, les différents stéréogrammes montrent une forte dispersion des mesures de foliation. Celle-ci serait reliée, soit à des perturbations locales associées à des failles, ou encore à un schéma structural complexe résultant de la superposition d'une déformation régionale paléoprotérozoïque sur une phase plus ancienne (archéenne ?).

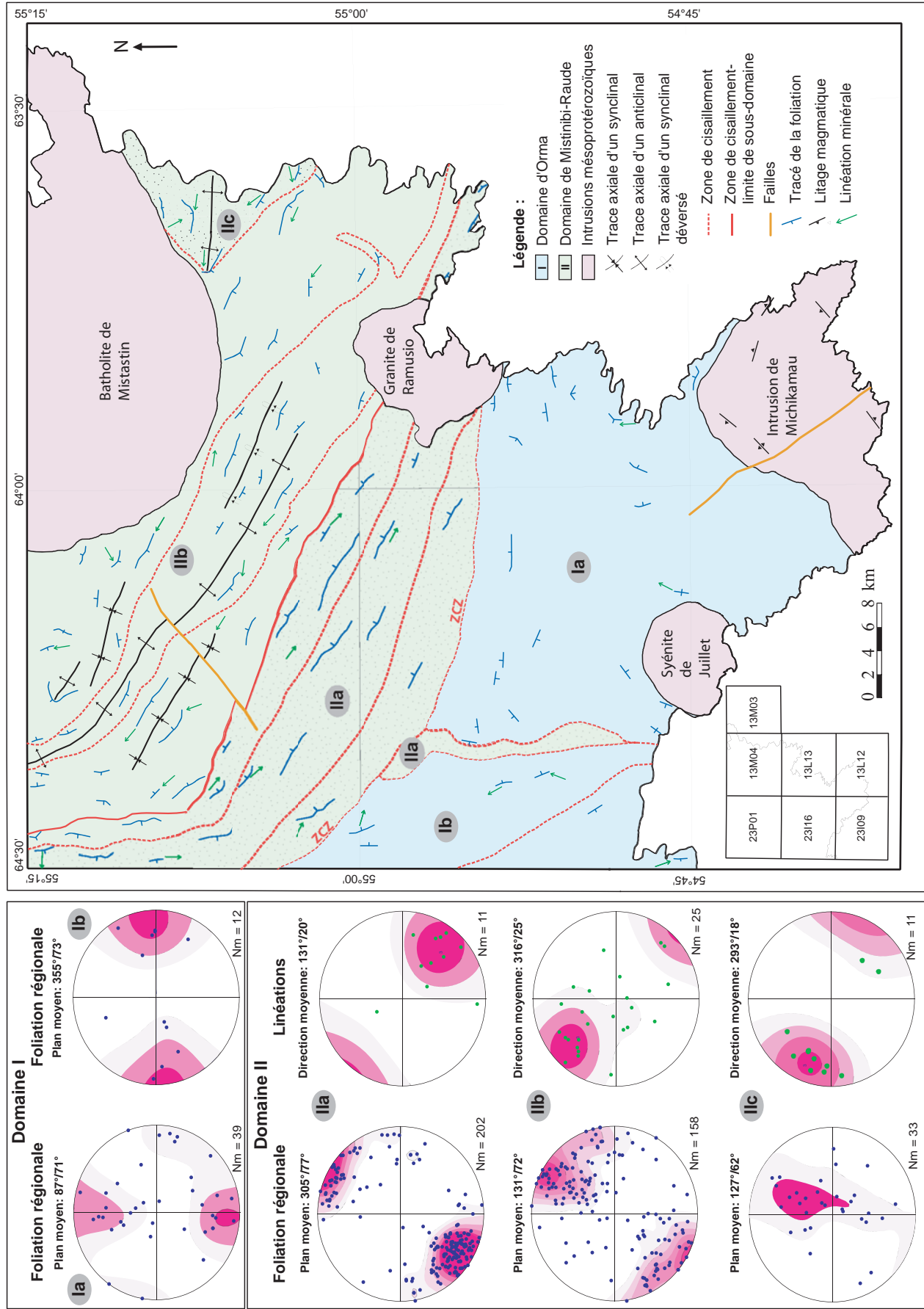


FIGURE 6 - Carte des domaines structuraux et de la trace de la foliation régionale de la région du lac Zeni. Stéréogrammes présentant la compilation statistique des mesures de la foliation et de la linéation.
Abréviation : ZCZ = Zone de cisaillement de Zeni.

Zones de cisaillement

De nombreuses zones de cisaillement traversent la région selon une orientation générale NW-SE (figure 2 et carte hors-texte), subparallèle au grain tectonique. Plusieurs d'entre elles délimitent les grandes unités stratigraphiques ou lithologiques (figure 2) et certaines portions ont été extrapolées à partir des cartes aéromagnétiques. On estime que la plupart de ces zones possèdent des largeurs d'ordre kilométrique.

La zone de cisaillement de Zeni sépare le Domaine de Mistinibi-Raude du Domaine d'Orma. Ce nom a été introduit lors des travaux de cartographie plus à l'ouest (Hammouche *et al.*, 2011), en remplacement du terme « Zone de déformation du lac Zeni » utilisé par Taner. Cette zone est large de quelques kilomètres et est caractérisée par un mouvement à composante horizontale dextre. On y trouve des fabriques mylonitiques et protomylonitiques et de fortes linéations d'étirement. Plusieurs autres zones de cisaillements sont présentes au nord de la ZCZ. Elles se manifestent aussi par la présence de fabriques mylonitiques, de fortes linéations d'étirement et de minces rubans de quartz (visible notamment dans les roches felsiques).

Des porphyroclastes de feldspath de type sigma, les seuls indicateurs cinématiques observés, montrent que la plupart de ces cisaillements ont, tout comme la ZCZ, un mouvement à composante horizontale dextre.

D'autres cisaillements de portée locale et d'épaisseur métrique sont observés dans la partie nord de la région. Ces derniers ne sont toutefois pas représentés sur la carte hors-texte en raison de l'échelle de nos travaux. Ce sont des cisaillements de diverses orientations dont le mouvement demeure indéterminé. Ils se manifestent par une mylonitisation des roches et des linéations minérales généralement à faible plongée.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

L'examen des travaux statutaires déposés au ministère (série GM) et la visite des principaux indices minéralisés, complétés par les données présentées par Taner (1992), Clark *et al.* (2008) et Clark et Wares (2004), ont permis de recenser et caractériser les minéralisations présentes dans la région. Les sites de ces minéralisations sont localisés sur la figure 2 et décrites sommairement au tableau 1.

Minéralisation en terres rares, Y, Zr et Nb

Les récents travaux d'exploration des compagnies Quest Rare Minerals et Midland Exploration ont mis au jour des minéralisations en terres rares, Y, Zr et Nb dans le Batholite de Mistastin (figure 1). Quest Rare Minerals a découvert en 2007, dans l'Intrusion syénitique de Misery (13M05, juste au-delà de la limite nord de la carte) d'intéressantes teneurs

en terres rares, Zr et Nb (ex. 8,56 % oxydes de terres rares et d'yttrium, 42,3 % Fe₂O₃, 7,12 % P₂O₅, 4,85 % TiO₂, 3,05 % ZrO₂ et 2,72 % Nb₂O₅; communiqué de presse du 19 novembre 2009). Par la suite, la compagnie Midland Exploration a identifié plusieurs zones intéressantes sur la propriété Ytterby 2 (ex. 18,0 % oxydes de terres rares et d'yttrium; 8,22 % Ce₂O₃; 3,38 % La₂O₃; 3,39 % Nd₂O₃ et 0,19 % Dy₂O₃) et Ytterby 3 (ex. 4,95 % oxydes de terres rares et d'yttrium; 2,37 % Ce₂O₃; 1,23 % La₂O₃, 0,78 % Nd₂O₃, 0,11 % Y₂O₃) (source : site internet de Midland Exploration, 2011).

Les travaux d'exploration de Quest Rare Minerals, réalisés durant l'été 2010, ont révélé plusieurs échantillons fortement anomaux en terres rares dans la partie sud du Batholite de Mistastin, à plusieurs kilomètres de l'Intrusion syénitique de Misery. Plusieurs des ces échantillons proviennent de notre région (sites 1 à 9, figure 2 et tableau 1). La meilleure teneur (site 2) a donné 4,04 % d'oxydes de terres rares (Source : rapport annuel de l'année 2010, Quest Rare Minerals). Quest Rare Minerals rapporte également la présence de nombreuses anomalies en ÉTR-Y-U-Th-Be-Pb obtenues dans le till de base de la partie sud du batholite. Taner (1987, indice 1) a obtenu des valeurs anormales (>0,10 % de Zr, 925 ppm d'ÉTR et 9,44 % de Fe) dans un échantillon du Batholite de Mistastin recueilli à 2,5 km à l'ouest du site 2.

Nos données sont présentement insuffisantes pour bien définir les caractéristiques de ces sites anomaux et d'identifier un métalotecte précis. Les minéraux potentiellement riches en terres rares sont le zircon, l'allanite et l'apatite. Ils sont plus abondants dans les faciès plus mafiques comme dans les monzonites. Plus au nord (feuille 13M05), les travaux en cours de Petrella (2011) sur l'Intrusion syénitique de Misery permettent d'identifier des faciès minéralisés en terres rares (syénite pegmatitique, mélanosyénite) qui n'ont pas été reconnus dans la partie du Batholite de Mistastin présente dans notre région.

Taner (1992) avait obtenu des valeurs anormales élevées en terres rares dans des échantillons de syénite (annexe D dans Taner, 1992) de la Syénite de Juillet. Une réanalyse d'un de ces échantillons (site 10, figure 2 et tableau 1) lors de nos travaux a confirmé des teneurs de 2144,6 ppm Zr et 2157,1 ppm de terres rares principalement légères (La, Ce, Nd, Pr). Dans ce secteur, la roche correspond à une syénite à feldspath alcalin et clinopyroxène, typique de l'unité mPjuil. En lames minces, cette roche renferme une quantité anormalement élevée de cristaux d'allanite ainsi que de nombreuses microfractures remplies d'allanite.

Minéralisations en métaux de base et métaux précieux

Nos travaux ont permis de mettre au jour quelques sites d'intérêt en métaux usuels ou précieux caractérisés par la présence de sulfures disséminés (sites 11 à 16, figure 2 et tableau 1). Il est possible de les diviser en trois types :

- les niveaux de sulfures disséminés, à pyrrhotine, pyrite secondaire et traces de chalcopryrite, dans les paragneiss graphiteux à grenat de l'unité pPmis2 du Complexe de Mistinibi (sites 11, 12 et 13).

- les minéralisations de sulfures disséminés, à pyrrhotine, pyrite secondaire et traces de chalcopryrite, dans des niveaux discontinus d'épaisseur décimétrique à métrique de formation de fer à silicates-magnétite. Elles ont été observées dans les amphibolites à grenat de l'unité ApPzen1 du Complexe du lac Zeni (sites 14 et 15).

- les minéralisations de Cu-Ni disséminés encaissées dans les gabbonorites de l'unité mPmic5 de l'Intrusion de Michikamau (site 16). À cet endroit, nous avons observé une zone minéralisée qui contient des sulfures (environ 10 %) et du graphite. Cette zone, que nous avons nommée « Zone Catherine » (photo 8) a une épaisseur variant de 0,3 à 1,3 m et est observée sur une longueur de 8 m. Les sulfures sont constitués principalement de pyrrhotine et pyrite, avec des traces de chalcopryrite. L'analyse d'un échantillon choisi, prélevé sur cette zone lors de nos travaux, a donné des valeurs subéconomiques de 951 ppm Cu et 553 ppm Ni (tableau 1).

À noter que l'intrusion de Michikamau a suscité un certain intérêt dans le milieu des années 1990 pour son potentiel pour les minéralisations de Ni-Cu à la suite de la découverte du gisement de Voisey's Bay en 1993. Des travaux réalisés sur les rives du réservoir Smallwood (Dyke *et al.*, 2004), dans la partie de l'intrusion Michikamau localisée au Labrador, au sud de notre région, ont conduit à la découverte de quelques indices de Ni-Cu. Le potentiel de cette intrusion au Québec semble nettement moindre en raison notamment de la nature de l'encaissant le long de la bordure nord de l'intrusion. En effet, l'un des facteurs jugés essentiels à la formation d'un gîte de Ni-Cu dans ce type d'intrusion est la présence d'une source de soufre, par exemple des paragneiss riches en sulfures (Scoates et Mitchell, 2000), lesquels sont clairement absents dans ce secteur.

Taner (1992) a rapporté aussi la présence de teneurs faiblement anormales en Ag-Au associées à des sulfures disséminés dans des veines de quartz centimétriques à décimétriques encaissées dans les amphibolites du Complexe du lac Zeni. Ces zones anormales n'ont pas été visitées lors de nos travaux.

CONCLUSION

Les travaux réalisés à l'été 2010 ont permis de réviser la géologie de la région du lac Zeni. Ce travail a été appuyé par un nouveau levé aéromagnétique et spectrométrique de haute résolution qui a contribué à l'interprétation géologique, particulièrement dans les zones marécageuses au sud du terrain. La région est constituée d'un assemblage très hétérogène de roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque dominé par des gneiss à protolithes principalement felsiques, parfois intermédiaires et des roches intrusives de composition felsique à intermédiaire. On rencontre aussi des amphibolites dérivées généralement de roches intrusives mafiques. Les paragneiss sont comparativement moins abondants et ont été principalement observés dans le nord de la région.

Les roches archéennes et paléoprotérozoïques sont généralement très déformées et affectées par de nombreuses et importantes zones de cisaillement. Des intrusions peu à non déformées de compositions variées (granitique, syénitique et anorthositique) se sont mises en place plus tardivement, au Mésoprotérozoïque. De nouvelles datations U-Pb sont obtenues pour le Batholite de Mistastin (~1410 Ma), le Granite de Ramusio (~1482 Ma) et la Syénite de Juillet (~1480 Ma), en plus de celle déjà existante pour l'Intrusion de Michikamau (~1470 Ma). La mise en place de ces intrusions est contemporaine aux événements magmatiques pinwarien et elsonien connus dans la Province de Grenville. Les roches de la région ont été affectées par un métamorphisme prograde à l'Archéen qui aurait atteint le faciès supérieur des amphibolites, puis par un métamorphisme d'âge paléoprotérozoïque qui a atteint localement le faciès des granulites. Par la suite, un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites et des schistes verts, lié à l'exhumation des roches, s'est partout superposé aux faciès de hautes températures.

La région présente un fort potentiel pour les minéralisations de terres rares. Des travaux d'exploration intensifs sont déjà en cours dans le Batholite de Mistastin et le Granite de Ramusio. D'autre part, nos travaux montrent que la Syénite de Juillet présente également un certain intérêt pour ce type de minéralisation, un indice de terres rares légères y a été mis au jour.

Finalement, quelques zones anormales en métaux usuels ou précieux, principalement associées à des sulfures disséminés, ont été mises au jour lors de nos travaux.

RÉFÉRENCES

- BÉLANGER, M., 1984 – Région du lac Brisson, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-84-20, 2 cartes annotées.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Espritarea, Quebec, and implication for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 44, pages 643-664.
- CADMAN, A.C. – HEAMAN, L. – TARNEY, J. – WARDLE, R. – KROGH, T.E., 1993 – U-Pb geochronology and geochemical variation within two Proterozoic mafic dyke swarms, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1490-1504.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages, 1 carte, échelle 1/750 000.
- CLARK, T. – LECLAIR, A. – PUFAHL, P. – DAVID, J., 2008 – Recherche géologique et métallogénique dans les régions de Schefferville (23J15) et du lac Zeni (23I16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2008-01, 17 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA – GEO DATA SOLUTIONS INC., 2009 – Levé aéromagnétique haute résolution à l'est de Schefferville. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-04, 94 pages, 16 plans, données numériques.
- DANIS, D., 1991 – Géologie de la région du lac Raude (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-10, 63 pages, 5 cartes.
- DAVID, J. – DION, C., 2011 – Géochronologie d'échantillons de Géologie Québec, année 2010-2011 : rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 65676, 34 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HEBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPPIN, A.A., 2009 - Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et Churchill en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-03, 32 pages.
- DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHEAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DUMONT, R. – FORTIN, R. – HEFFORD, S. – DOSTALER, F., 2010 – Série des cartes géophysiques, parties des SNRC 13 L, 13 M, 23-I, 23 J, 23-O, 23 P, Levés géophysiques : Lac Ramusio et Lac Attikamagen, Région de Schefferville; DP 2010-07, 6 pages, 10 plans.
- DYKE, B. – KERR, A. – SYLVESTER, P.J., 2004 – Magmatic sulphide mineralization at the Fraser Lake prospect (NTS map area 13L/5), Michikamau Intrusion, Labrador. *In: Current Research (2004)*. Geological Survey, Newfoundland Department of Mines and Energy; Report 04-1, pages 7-22.
- EMSLIE, R.F., 1963 – Michikamau Lake, east half, Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada; Cartes préliminaires, 63-20.
- EMSLIE, R.F., 1970 – The geology of the Michikamau Intrusion, Labrador (13L, 23I). Geological Survey of Canada; Paper 68-57, 85 pages, 3 cartes.
- EMSLIE, R.F. – COUSENS, B. – HAMBLIN, C. – BIELECKI, J., 1980 – The Mistastin Batholith, Labrador-Quebec: an Elsonian composite rapakivi suite. *In: Current Research, Part A*. Geological Survey of Canada; Paper 80-1A, pages 95-100.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D. J. – FROST, C. D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2033-2048.
- GIRARD, R., 1995 – Géologie de la région du lac Déborah, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 185 pages, 2 cartes.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001 – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages, 4 cartes.
- GOWER, C. F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. Geological Society. Special publication N° 112, pages 197-218.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., 2011 – Géologie de la région du lac Bonaventure. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2011-03, 37 pages, 1 carte.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*; volume 58, pages 820-829.
- HOFFMAN, P.F., 1990 – Subdivision of the Churchill Province and of the Trans-Hudson Orogen. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen* (Lewry J.F. and Stauffer M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-39.
- JAMES, D.T., 1994 – Geology of the Woods Lake area (NTS area 23I), western Labrador. Geological Survey Branch, Department of Mines and Energy; Open File Map 94-239, 1/200 000.
- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*; volume 103, pages 31-54.
- JAMES, D.T. – MAHONEY, K.L., 1994 – Structural, metamorphic and intrusive relations in the hinterland of the eastern Churchill Province, Western Labrador. *In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch*; report, 94-1, pages 371-385.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 33, pages 216-230.
- JAMES, D.T. – NUNN, G.A.G. – KAMO, S. – KWOK, K., 2003 – The southeastern Churchill Province revisited : U-Pb geochronology, regional correlations, and the enigmatic Orma Domain. *In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey*; report 03-1, pages 35-45.

- KERR, A. – MC NICOLL, V., 2010 – U-Pb ages from mafic rocks associated with orthomagmatic Ni-Cu-Co sulphide mineralization in west-central Labrador. *In: Current Research. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, Geological Survey; report 10-1*, pages 23-39.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCLENNAN, S. M. – HEMMING, S. – MCDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediment. *Geological Society of America; special paper 284*, pages 21-40.
- MEYERS, R.E. – EMSLIE, R.F.E., 1977 – The Harp dikes and their relationship to the Helikian geological record in central Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 14, pages 2683-2696.
- NUNN, G.A.G. – NOEL, N., 1982 – Regional geology east of Michikamau Lake, Central Labrador. *In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; report 82-1*, pages 149-167.
- NUNN, G.A.G. – HEAMAN, L.M. – KROGH, T.E., 1990 – U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador. *Geoscience Canada; volume 17*, pages 259-265.
- OWEN, J. V., 1989 – Géologie de la région du Lac Leif (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-18, 54 pages, 3 cartes.
- PEARCE, J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDEL, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PETRELLA, L., 2011 – Caractérisation lithologique et pétrographique de l'intrusion syénitique de Misery (Québec). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 65518, 34 pages.
- SAWYER, E.W. – BROWN, M., 2008 – Working with Migmatites. *Mineralogical Association of Canada; Short course 38 chapter 5*, pages 77-96.
- SCOATES, J.S. – MITCHELL, J.N., 2000 – The Evolution of Troctolitic and High Al Basaltic Magmas in Proterozoic Anorthosite Plutonic Suites and Implications for the Voisey's Bay Massive Ni-Cu Sulfide Deposit. *Economic Geology*; volume 95, pages 677-701.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique – édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- STOCKWELL, C.H. – MCGLYNN, J.C. – EMSLIE, R.F. – SANFORD, B.V. – NORRIS, A.W. – DONALDSON, J.A. – FAHIG, W.F. – CURRIE, K.L., 1982 – Géologie du bouclier canadien. *In: Géologie et ressources minérales du Canada, partie A (chapitres I à VII)*. Douglas, R.J.W. et Tremblay, L.-P., éditeurs. Commission Géologique du Canada; rapport de géologie économique no. 1, pages 49-166.
- SUN, S.-S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London; special publications 1989, volume 42*, pages 313-345.
- TANER, M.F., 1987 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet - Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-11, 23 pages, 7 cartes.
- TANER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet - Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 cartes.
- TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Quebec, Northern Labrador and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada; Memoir 393*, 99 pages.
- VAN DER LEEDEN, J., 1986 – Géologie de la région du lac Mistinibi – Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP-86-12, 2 cartes annotées.
- VAN DER LEEDEN, J., 1994 – Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec; MB 94-32, 111 pages.
- VAN DER LEEDEN, J., 1995 – Géologie de la région du lac Mistinibi (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-45, 107 pages, 3 cartes.
- VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen (Lewry J.F. and Stauffer M.R., editors)*. Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.
- WARDLE, R. J. – GOWER, C. F. – RYAN, B. – NUNN, G. A. G. – JAMES, D.T. – KERR, A., 1997 – Geological Map of Labrador; 1:1 million scale. Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Geological Survey; Map 97-07.
- WARDLE, R. J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal Earth Science*; volume 39, 25 pages.

TABLEAU 1 – Description sommaire des sites minéralisés de la région du lac Zeni (localisation à la figure 2).

Site	Échantillon, affleurement	Type de minéralisation	Substances	Lithologie et unité encaissante	Minéralogie	Teneurs	Feuillet SNRC	UTM, NAD83 Estant Nordant
1	Échantillon 205486, Quest Rare Minerals	Minéralisations de métaux rares	Terres rares, Zr, Y, (±Be, Nb, U, Th)	Intrusions mésoprotérozoïques (ensemble granite-syénite d'affinité alcaline).	Allanite, zircon, apatite, fluorine, magnétite	> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	23P01	432729 6119281
2	Échantillon 205394, rapport annuel de l'année 2010, Quest Rare Minerals					4,04 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	437568 6116704
3	Échantillon 205435, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	443789 6110994
4	Échantillon 205429, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	444053 6111982
5	Échantillon 205383, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	444218 6115020
6	Échantillon 205263, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	448670 6117192
7	Échantillon 205248, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	448220 6120312
8	Échantillon 205418, Quest Rare Minerals					> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	456702 6118623
9	Échantillon 205296, Quest Rare Minerals	Minéralisations de métaux rares	Terres rares, Zr, Y, (±Be, Nb, U, Th)	Intrusions mésoprotérozoïques (ensemble granite-syénite d'affinité alcaline).	Allanite, zircon, apatite, fluorine, magnétite	> 0,5 % d'oxydes d'ÉTR	13M04	457905 6122400
10	Éch. 86-MT-2079, numéro d'analyse unique 1986016233					0,22 % d'ÉTR	23I16	418962 6067324
11	2010-HH-4634	Niveaux sulfurés dans paragneiss	Sulfures disséminés (±Cu)	Paragneiss graphiteux - (Complexe de Mistinibi, pPmis2)	Pyrrhotine, pyrite secondaire, limonite, ±chalcopyrite	121 ppm Cu	23P01	419405 6114531
12	2010-CD-2619					166 ppm Cu	23P01	411265 6109101
13	2010-HH-4518					616 ppm Cu	23P01	426162 6104043
14	2010-CD-2569	Formations de fer au faciès des silicates-oxydes	Sulfures disséminés (±Cu, Au)	Amphibolites à grenat - (Complexe du lac Zeni, ApPzen1)	Magnétite, pyrrhotite, pyrite secondaire, limonite, ±chalcopyrite	470 ppm Cu et 127 ppb Au.	23I16	435570 6086832
15	2010-CD-2568					229 ppm Cu et 21 ppb Au.	23I16	435856 6086709
16	2010-TC-7534 (Zone Catherine)	Minéralisations magmatiques	Sulfures disséminés (±Cu, Ni, EGP)	Gabbroïte - (Intrusion de Michikamau, mPmic5)	Pyrite, pyrrhotite, ±chalcopyrite	951 ppm Cu, 553 ppm, Ni, 620 ppm Cr ₂ O ₃	13L12	449292 6061586

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Enderbite homogène et équi-granulaire de l'unité Abrs1 (Intrusion de Brass).



PHOTO 2 - Granite porphyrique à oeillé de l'unité Alap1 (Granite de La Pinaudière).



PHOTO 3 - Niveaux d'amphibolite à grenat dans des mylonites tonaliques de l'unité ApPzen4 du Complexe du lac Zeni (Site d'échantillonnage pour datation, dans David *et al.*, 2009).



PHOTO 4 - Paragneiss graphiteux de l'unité pPmis2 (Complexe de Mistinibi) contenant des niveaux à sulfures (pyrite, pyrrhotite) avec un aspect rouillé en surface.

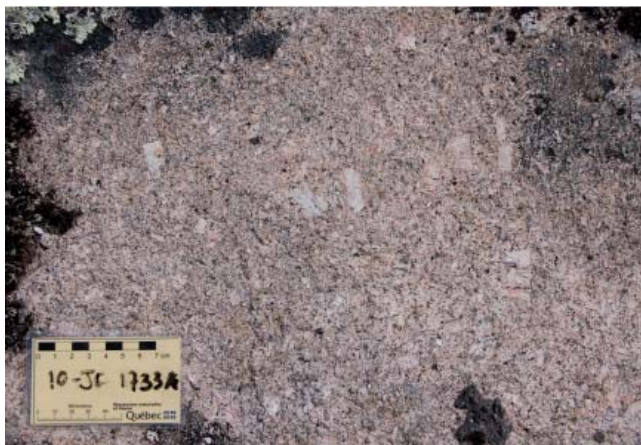


PHOTO 5 - Granite porphyrique de l'unité mPram2 (Granite de Ramusio). Les phénocristaux de feldspath potassique sont idiomorphes (site d'échantillonnage pour datation de la figure 2).



PHOTO 6 - Échantillon de syénite à pyroxène et hornblende, homogène et à grain moyen, de l'unité mPjui1 (Syénite de Juillet).

ANNEXE – Photographies (suite et fin).



PHOTO 7 - Anorthosite à orthopyroxène et clinopyroxène dans l'unité mPmic2 (Intrusion de Michikamau) avec de gros cristaux idiomorphes de plagioclase gris clair. Notez la texture intercumulus des pyroxènes (au bout du crayon). Les tâches blanches sont du plagioclase en petits grains de 1 mm.



PHOTO 8 - Zone rouillée au sein d'un gabbro-norite de l'unité mPmic5 (Zone Catherine, Intrusion de Michikamau). La zone possède une largeur variant de 0,3 à 1,3 m et contient 10 % de sulfures (pyrrhotite, pyrite et traces de chalcoprite; site 16, figure 2 et tableau 1).



PHOTO 9 - Granite hétérogranulaire à biotite et hornblende de l'unité mPmit6 (Batholite de Mistastin).



PHOTO 10 - Granite à texture de cumulat (A sur la photo) et monzonite porphyrique riche en biotite, hornblende, fayalite, clinopyroxène et magnétite (B sur la photo), de l'unité mPmit7 (Batholite de Mistastin).



PHOTO 11 - Gneiss finement rubané de l'unité M1h. Des bandes de granite rosâtre à grain plus grossier, s'injectent dans le gneiss parallèlement à la foliation.



PHOTO 12 - Mylonite de composition intermédiaire, d'aspect rubané à gneissique, de l'unité T2a. Notez le dyke de gabbro recoupant la mylonite (côté gauche de la photo).

Résumé

Un levé géologique au 1/50 000 a été réalisé par le MRNF au cours de l'été 2010 dans la région du lac Zeni, à 180 km à l'est de Schefferville. Ce levé fait suite aux travaux de cartographie géologique initiés en 2009 et qui ont pour but de réviser les connaissances géologiques et d'évaluer le potentiel minéral de la portion sud-est de la Province de Churchill.

Le terrain d'étude est situé dans la Zone noyau de la partie sud-est de la Province de Churchill. Il est composé de deux domaines lithotectoniques très déformés, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, et de plutons mésoprotérozoïques. Le Domaine d'Orma, qui couvre presque toute la moitié sud de la région, est constitué principalement de gneiss tonalitiques à granitiques, de paragneiss migmatitisés, de roches intrusives felsiques foliées et de granite porphyrique plus ou moins déformé. Le Domaine de Mistinibi-Raude est composé d'amphibolites, de roches intrusives felsiques et intermédiaires mylonitisées et de gneiss felsiques (Complexe du lac Zeni), de paragneiss (Complexe de Mistinibi), de diorite et de gabbro (Complexe gabbroïque du lac Raude), et d'unités non nommées de gneiss, de diorite migmatitique et d'intrusions felsiques.

Les principales intrusions tardives mésoprotérozoïques, de forme circulaire ou elliptique, occupent près de 25 % du terrain. Le Batholite de Mistastin est principalement composé de granite et de syénite quartzifère, à grain grossier et présentant par endroits une texture rapakivi. Le Granite de Ramusio est formé de granite à biotite porphyrique, à phénocristaux de feldspath potassique et de granite à biotite équigranulaire à grain moyen. À sa bordure, on

trouve également de grandes enclaves des unités plus anciennes du Domaine de Mistinibi-Raude. La Syénite de Juillet est composée de syénite à feldspath alcalin et clinopyroxène et de gabbro à biotite, fayalite et magnétite. Finalement, la partie québécoise de l'Intrusion de Michikamau comprend principalement des anorthosites, des leuconorites et des gabbro-norites.

Le grain structural ESE-WNW prend une direction NNW-SSE dans la partie ouest de la région. Il est clairement coupé par les intrusions tardives mésoprotérozoïques peu à non déformées. De larges zones de mylonites sont associées aux nombreux cisaillements. Celles-ci touchent à toutes les unités d'âge archéen à paléoprotérozoïque. Les foliations sont généralement abruptes et les linéations minérales sont à faible plongement. Elles sont principalement associées à des mouvements de décrochement dextre.

La région du lac Zeni a subi un métamorphisme prograde variant du faciès moyen des amphibolites au faciès des granulites. Par la suite, un métamorphisme rétrograde aux faciès des amphibolites et des schistes verts s'est superposé aux faciès de plus hautes températures. Les intrusions mésoprotérozoïques, quant à elles, n'ont pas subi de métamorphisme.

Les intrusions granitiques et syénitiques tardives (Batholite de Mistastin, Granite de Ramusio, Syénite de Juillet) présentent un potentiel pour les minéralisations de terres rares. Les deux premières intrusions font actuellement l'objet de travaux d'exploration. Quelques expositions de sulfures disséminés ont été également observées sur le terrain.

