

RG 2012-01

Géologie de la région du lac du Milieu

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi, Pierre Lacoste, Marianne Gagnon, Jean David

Documents complémentaires / Additional files
Licence / License



Paysage montagneux au nord du feuillet SNRC 22J13. Affleurement de la Mangérite de Renwick.

2012

Québec 

Géologie de la région du lac du Milieu

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi, Pierre Lacoste, Marianne Gagnon¹, Jean David²

RG 2012-01

Mots-clés : Grenville, paragneiss, Ni-Cu, terres rares, sillimanite

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

2- GEOTOP UQAM-McGill

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

Thomas Clark

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Assistance technique

Pierre-Thomas Poulin, Kathleen O'Brien et Frédéric St-Pierre

Graphisme

Johanne Jobidon et André Tremblay

Document accepté pour publication le 22 avril 2011

Résumé

La région cartographiée est située à environ 170 km au nord de la ville de Port-Cartier sur le territoire de la Côte-Nord. Elle couvre les feuillets SNRC 22O03, 22O04, le quart ouest de 22O06, 22J13 et 22J14. Les travaux de cartographie, réalisés au cours de l'été 2010 à l'échelle 1/125 000, visent à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans la partie centrale de la Province de Grenville.

Les travaux de terrain ont permis d'identifier plusieurs unités stratigraphiques. Le socle est constitué de migmatites d'origines sédimentaire et ignée de composition variée, regroupées dans le Complexe gneissique de Gabriel. Le Complexe de la Plus-Value, situé au centre de la région, est constitué de plusieurs unités métasédimentaires. L'unité principale de ce complexe est composée d'un paragneiss quartzofeldspathique à biotite, sillimanite, graphite et grenat. On observe dans cette unité dominante un assemblage formé de niveaux de quartzite impur (<6 m), de niveaux plus ou moins continus ou en boudins (<0,5 m) de roches calco-silicatées à clinopyroxène ± scapolite et de niveaux de marbre calcitique à dolomitique (<6 m). Cet assemblage est intercalé de façon répétitive dans cette unité.

Des intrusions porphyriques à porphyroclastiques de composition felsique (granite, charnockite) à intermédiaire (mangérite) sont injectées dans ces deux complexes. Des intrusions et des dykes mafiques (gabbro, gabbronorite, lamprophyre) à ultramafiques, ainsi que des dykes de pegmatite de composition granitique sont aussi observés dans la région.

Un total de 234 analyses géochimiques ont été réalisées. Les résultats indiquent que les roches felsiques et intermédiaires se sont mises en place dans des environnements d'arc volcanique et/ou d'intraplaque. La géochimie du Complexe de la Plus-Value montre que ce dernier provient de l'érosion de roches ignées felsiques qui ont subi localement une altération issue d'une circulation de fluides. La géochimie des petites intrusions de roches mafiques à ultramafiques indique que la majorité de ces roches sont d'affinité tholéitique.

Le métamorphisme des roches intrusives du secteur cartographié se situe au faciès des granulites, caractérisé par la présence d'orthopyroxène. Les métasédiments du Complexe de la Plus-Value possèdent des assemblages minéralogiques conformes à un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Cependant, localement, l'apparition de la fusion partielle et l'absence de muscovite dans les métapélites indiquent le faciès des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites complète le portrait régional.

Les roches de la région ont été affectées par quatre phases de déformation (D1 à D4). Elles sont généralement très déformées et ont été affectées par plusieurs types de plissement. Les plis isoclinaux sont les plus communs et sont associés à la déformation D2 à laquelle est associée une foliation pénétrative S2 (G2), axiale aux plis et soulignée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens. La déformation D1 est représentée par une gneissosité ou une forte foliation pénétrative S1, qui affectent la majorité des assemblages lithologiques dans le nord-ouest de la région. Généralement, la foliation S1 est transposée et parallèle à S2. Des plis ouverts et des plis en fourreaux sont observés localement et sont associés à une foliation S3 (G3) non pénétrative et d'orientation variable. Plusieurs failles cassantes d'orientations variées sont associées à une quatrième déformation (D4). Une zone de chevauchement importante a été définie dans la partie ouest de la région cartographiée. Cette zone marque le contact entre le Complexe gneissique de Gabriel et la Mangérite de Renwick.

La région cartographiée contient des indices connus qui sont pour la plupart constitués de minéralisations de Ni-Cu ± Co présentes dans des roches mafiques à ultramafiques. Des minéralisations de Cu-Ag (Fe-Mn) sont également présentes. Nos travaux ont permis de mettre au jour trois cibles intéressantes pour des minéralisations en terres rares. Le secteur semble propice pour les minéraux industriels comme la sillimanite, le grenat et le graphite. Des zones potentielles pour la pierre de taille ont aussi été identifiées dans la région.

Table des matières

INTRODUCTION ET ACCÈS	6
Travaux antérieurs	6
Remerciements	6
STRATIGRAPHIE.....	6
Introduction	6
Description des lithodèmes.....	6
Complexe gneissique de Gabriel (mPgab).....	6
Complexe de la Plus-Value (mPlv).....	9
Mangérite de Renwick (mPrew).....	10
Suite plutonique de Bardoux (mPbar1)	11
Suite plutonique de Cacaoui (mPcaa).....	12
Suite intrusive de Touloustouc (mPtou).....	12
Suite plutonique de Caotibi (mPcao).....	12
Suite de Louis (mPlou1).....	13
Dykes mafiques et ultramafiques	13
LITHOGÉOCHIMIE.....	14
Introduction	14
Roches felsiques et intermédiaires.....	14
Roches métasédimentaires.....	16
Roches mafiques et ultramafiques.....	18
MÉTAMORPHISME.....	18
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
Structures planaires et linéaires	19
Histoire tectonique de la région	21
GÉOCHRONOLOGIE	22
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	24
Minéralisations de Ni-Cu ± Co	24
Minéralisations de Cu-Ag enrichies en fer et manganèse	25
Minéralisations en terres rares	26
Minéraux industriels.....	26
Pierre architecturale et matériaux de construction	26
DISCUSSION ET CONCLUSION	26
RÉFÉRENCES	28
ANNEXE – Photographies	30
HORS-TEXTE	
Géologie 1/125 000 – Géologie de la région du lac du Milieu	carte RG 2012-01-C001

INTRODUCTION ET ACCÈS

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique réalisé par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF) au cours de l'été 2010. La région cartographiée est localisée à environ 170 km au nord de la ville de Port-Cartier sur la Côte-Nord. Ce levé géologique couvre les feuillets SNRC 22O03, 22O04, le quart ouest de 22O06, 22J13 et 22J14 (figure 1).

À partir de la route 138, la région d'étude est accessible par la route du Chemin SM3 (barrage de Sainte-Marguerite) et par le chemin du parc partant de Port-Cartier vers le camp Caribou (figure 1). Plusieurs chemins forestiers offrent également un accès à la majeure partie du territoire cartographié. Les secteurs non accessibles par voie terrestre ont été atteints par hélicoptère, et quelques rivages de grands lacs ont été cartographiés en utilisant un bateau motorisé.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie sur la Côte-Nord ont été réalisés par Richardson (1869) et Obalski (1883). Le « Projet Grenville », réalisé par Franconi *et al.* (1975), a permis d'établir un ensemble de cartes géologiques comme références à l'échelle de 1/250 000. Une partie du feuillet SNRC 22O a fait l'objet de plusieurs projets de cartographie plus au moins détaillée par Kish (1968; 22O12, demi-ouest et 22O13, coin SW), par Côté (1992; 22O15 demi-est et 22O16 demi-ouest), par Danis (1992; 22O11 demi-ouest et 22O12 demi-est) et par Gobeil (1993 et 1997a, b et c; 22O05, 22O11 demi-est, 22O10 demi-ouest et 22O14).

Remerciements

Nos remerciements vont à toutes les personnes qui ont participé aux travaux de terrain : les géologues Thomas Clark, Daniel Lamothe et N'golo Togola; le géologue stagiaire Ahmed Boulahcen; les aides-géologues Séverine Blouin, Charles V. Lemieux, Marie Létourneau et Marie-Claude Ouellet et les personnes de soutien Robert Canapé et Wellie St-Onge. Nous tenons également à remercier Aphrodite Indares (professeure à l'Université Memorial de Terre-Neuve Labrador) pour les échanges et discussions géologiques pertinents que nous avons eus lors de cette campagne de terrain.

STRATIGRAPHIE

Introduction

La région du lac du Milieu est constituée principalement d'unités protérozoïques appartenant à la province géologique de Grenville. Les roches cartographiées font partie de

la ceinture allochtone polycyclique selon la classification de Rivers *et al.* (1989).

Les roches de la région ont été subdivisées en plusieurs unités lithodémiques en tenant compte des relations de terrain, de la géochronologie ainsi que de la stratigraphie définie par les travaux de Gobeil (1997a) dans le feuillet SNRC 22O05.

À l'ouest du territoire cartographié, dans la région du réservoir de Manicouagan, Hynes *et al.*, (2000) ont introduit le terme « terrane de Berthé », qu'ils ont subdivisée en domaines de Canyon et de Gabriel. Dans le Domaine de Canyon, ils ont reconnu un complexe de granitoïdes qui contient des radeaux de roches métapélitiques; ce complexe a été interprété par la suite comme une séquence supracrustale litée («*layered supracrustal sequence*») par Dunning et Indares, 2010. Le Domaine de Gabriel est formé de migmatites stromatiques, de gneiss quartzofeldspathique d'origine probablement sédimentaire avec des lits d'amphibolite (complexe rubané; «*Banded complex*»; Indares et Dunning, 2004), de minces feuillets d'enderbite et de l'Anorthosite de Berté, qui est très déformée et très recristallisée. La séquence supracrustale litée semble avoir une composante volcanique (Dunning et Indares, 2010). Dans notre région, aucune évidence convaincante de roches volcaniques n'a été observée. Selon ces auteurs, le terme « terrane » n'est pas approprié ici car le « terrane » de Berthé regroupe des roches de composition différente et que les phénomènes tectoniques qui les ont accolées ne sont pas connus. Nous n'utiliserons donc pas le terme « terrane » de Berthé dans ce rapport car la surface couverte par ces roches est minime dans la région d'étude et nos travaux ne peuvent confirmer ou infirmer cette définition.

Description des lithodèmes

Complexe gneissique de Gabriel (mPgab)

Le terme « Complexe gneissique de Gabriel » a été introduit par Gobeil (1997a et b) lors de la cartographie des feuillets SNRC 22N08 et 22O05. L'âge de ce complexe n'est pas défini, mais il est très probable qu'il soit méso à paléoprotérozoïque. Il est donc l'équivalent du « Domaine de Gabriel » de Hynes *et al.* (2000), qui a été cité également auparavant par Eaton *et al.* (1995). Gobeil (1997a et b) l'a subdivisé en sept unités (mpPgab1 à mpPgab7). Dans la région couverte par ce rapport, cinq unités du Complexe de Gabriel (mpPgab1, mpPgab2, mpPgab3, mpPgab5 et mpPgab6) sont reconnues.

L'unité principale, mpPgab1, couvre surtout la partie ouest du feuillet 22O04 et se trouve au contact avec la Mangérite de Renwick, la Suite plutonique de Bardoux et le Complexe de la Plus-Value. Cette unité affleure également dans la partie nord-nord-est du feuillet 22O03 et se prolonge vers le nord dans le feuillet 22O06 (figure 2, carte hors-texte). Elle est constituée de gneiss indifférenciés : gneiss tonalitique, gneiss granitique, gneiss mélanocrate

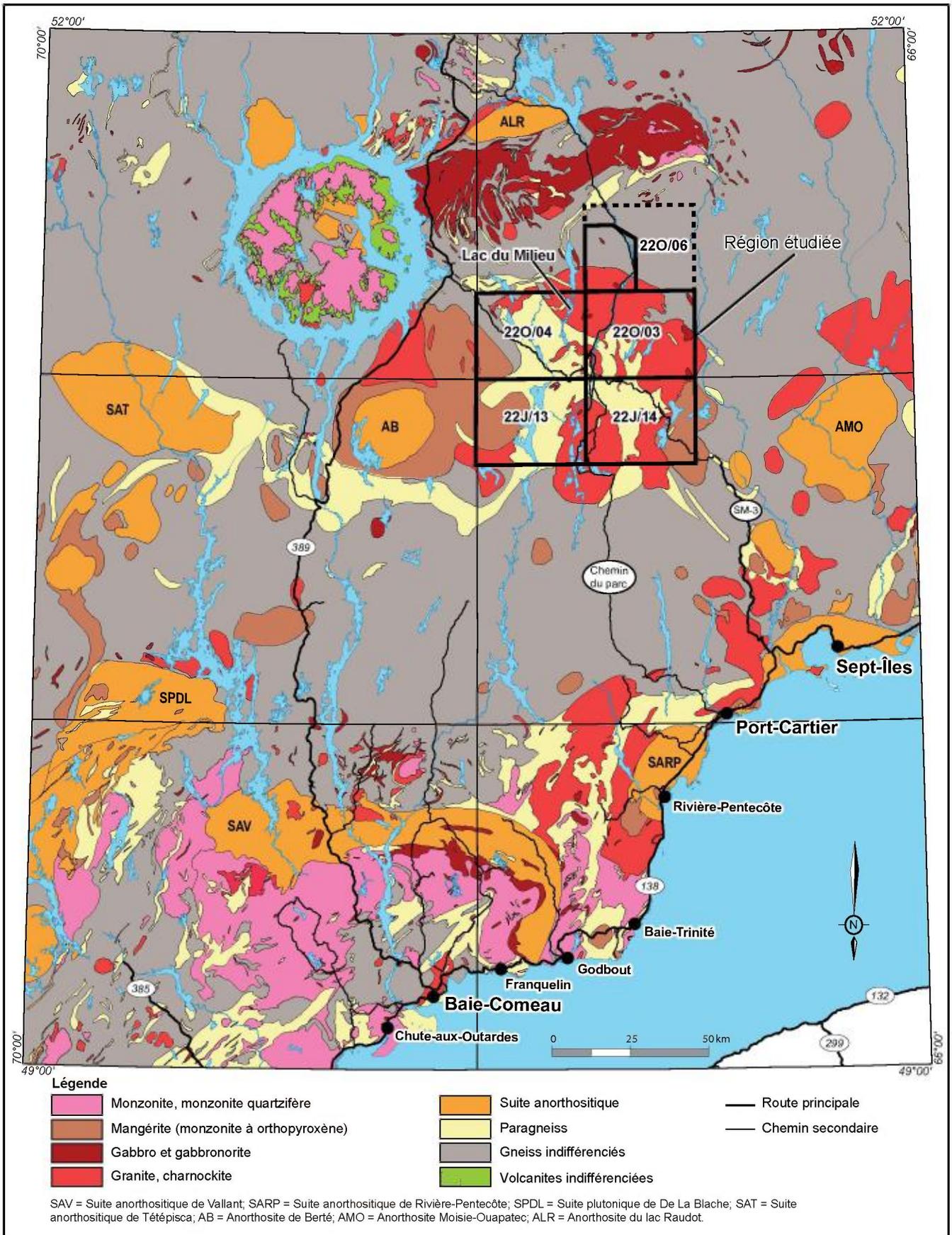


FIGURE 1 - Carte régionale montrant la localisation de la région cartographiée (SNRC 22O03, 22O04, quart ouest de 22O06, 22J13 et 22J14).

Légende stratigraphique

Mésoprotérozoïque

Suite de Louis (1060 ±2,9 Ma, David, 2006)

mPlou Gabbro, gabbro-norite, pyroxénite

Suite plutonique de Caotibi

mPcao Granite porphyrique, monzonite (magnétiques, hématitisés et épidotisés), dykes de pegmatite granitique, syénite

Suite intrusive de Touloustouc (1228 ±3 Ma, Indares et Dunning, 2004; 1510 Ma, Gobeil *et al.*, 1996)

mPtou Gabbro coronitique, gabbro ophitique, gabbro amphibolitisé, pyroxénite, périclote

Suite plutonique de Bardoux (1487,6 ±6,8 Ma, ce rapport)

mPbar Granite à grenat et biotite (porphyrique et rapakivique), monzonite, monzodiorite

Suite plutonique de Cacaoui (1318,9 ±4 Ma, ce rapport)

mPcaa Mangérite porphyrique, charnockite, granite, dykes de pegmatite granitique

Mangérite de Renwick

mPrew Mangérite très déformée, dykes de pegmatite blanche et rose, granite, charnockite

Complexe de la Plus-Value (<1765 Ma et >1487,6 Ma, ce rapport)

mPplv Paragneiss quartzofeldspathique, migmatitisé, migmatite, granite d'anatexie, paragneiss à biotite ± sillimanite ± grenat lilas ± graphite, quartzite, roches calco-silicatées, marbre

Mésopaléoprotérozoïque

Complexe gneissique de Gabriel

mpPgab Gneiss quartzofeldspathique, paragneiss à sillimanite ± grenat ± biotite, quartzite, gneiss granitique, tonalitique ± grenat

0 10 20 km

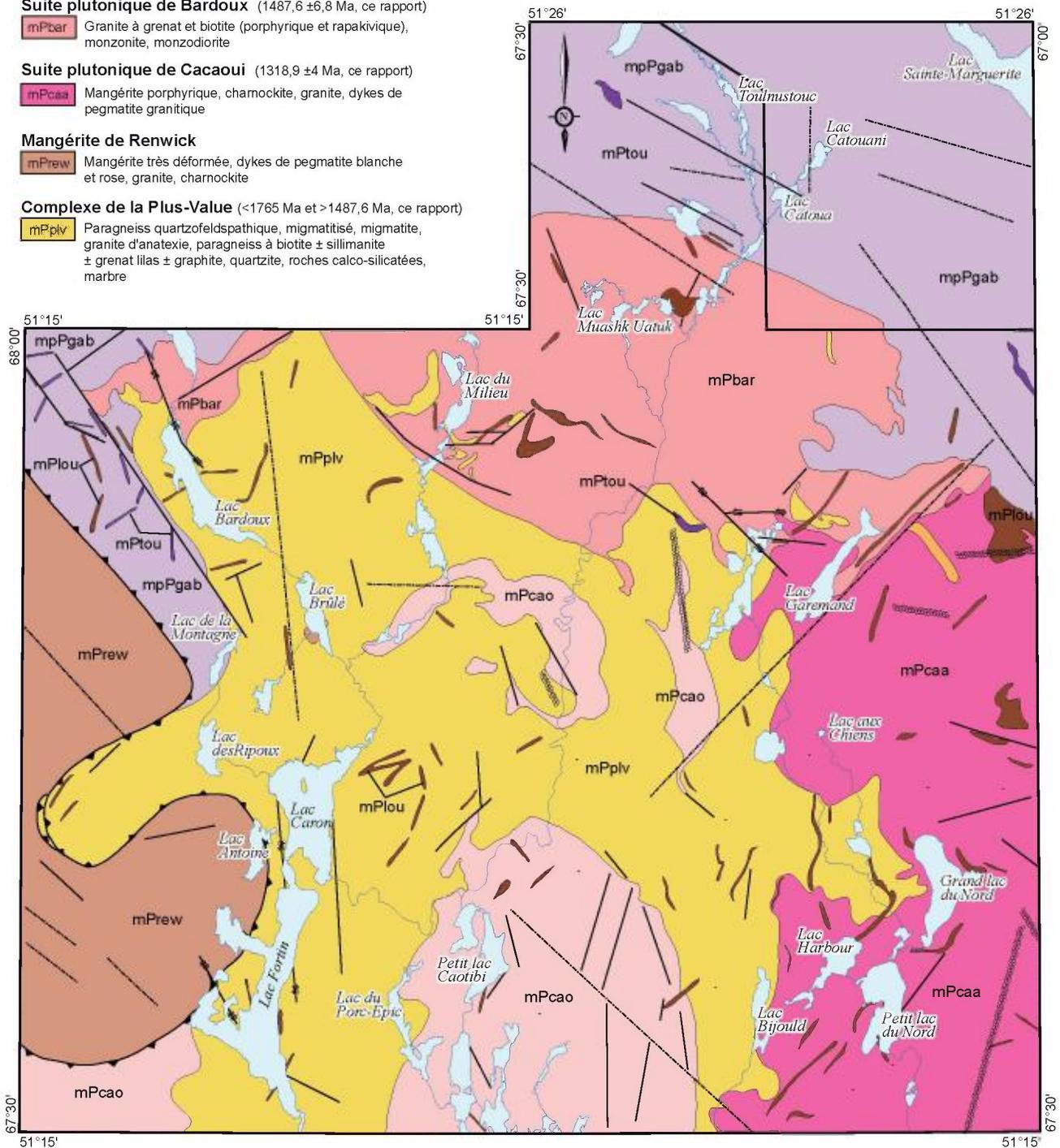
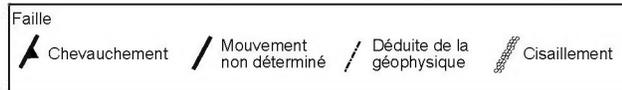


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région du lac du Milieu.

riche en hornblende et biotite (jusqu'à 25 %), de paragneiss et d'amphibolite, et de leurs équivalents migmatitisés. Des quantités mineures de paragneiss à sillimanite et des boudins de roches calco-silicatées y sont observés.

L'unité mpPgab2 est moins abondante et affleure surtout dans la partie nord-nord-ouest des feuillets 22O04 et 22O06 (carte hors-texte). Elle est constituée de gneiss tonalitique à biotite, de teinte grisâtre à grain moyen, montrant une alternance de lits sombres à biotite et de lits clairs quartzofeldspathiques. Deux sous-unités sont reconnues dans notre secteur : 1) une sous-unité contenant des quantités variables de grenat (mpPgab2b); et 2) une sous-unité d'aspect homogène avec les caractéristiques d'une roche d'origine ignée (mpPgab2c). Ces deux sous-unités constituent le prolongement dans le feuillet 22O06 des roches reconnues par Gobeil (1997a) à l'ouest dans le feuillet 22O05.

L'unité mpPgab3 est constituée de gneiss granitique et affleure principalement dans le feuillet 22O06. Ces gneiss sont roses à gris rosé, de granulométrie moyenne à grossière et d'épaisseur variant de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Ils contiennent des feldspaths potassiques, du plagioclase, du quartz et un peu de ferromagnésiens tels que la biotite et l'hornblende verte, et localement du grenat. L'origine de ces gneiss est incertaine; ils peuvent avoir une origine ignée ou une origine sédimentaire. Ces roches ont subi une fusion partielle à totale. En effet, toutes ces unités et sous-unités décrites jusqu'à maintenant sont migmatitiques, et le pourcentage de mobilisat granitique varie de 20 à 60 %.

L'unité mpPgab5 a été identifiée dans les parties nord-nord-ouest des feuillets 22O04 et 22O06. En terme de superficie, cette unité représente moins de 1 % du Complexe gneissique de Gabriel dans ces deux feuillets. Selon Gobeil (1997a), l'unité mpPgab5 est constituée de roches métasédimentaires caractérisées par la présence de grenat et/ou de traces de sulfures (pyrrhotite) donnant ainsi une couleur brun jaunâtre aux surfaces d'altération. Les trois sous-unités reconnues dans la région à l'étude (mpPgab5d, mpPgab5c et mpPgab5a) se distinguent par leur contenu minéralogique. La sous-unité mpPgab5d, un paragneiss à sillimanite, est composée de quartz, de plagioclase, d'orthose perthitique, de biotite, de sillimanite et de grenat, et constitue le prolongement de cette sous-unité dans la partie nord-nord-ouest du feuillet 22O06.

La sous-unité mpPgab5c, un paragneiss à grenat et biotite, a été reconnue uniquement à la limite nord du feuillet 22O04.

La sous-unité mpPgab5a, une petite lentille identifiée dans le feuillet 22O04, est composée de quartzite qui forme de minces lits intercalés dans les autres unités du complexe, principalement dans la sous-unité de paragneiss à sillimanite (Gobeil, 1997a).

L'unité mpPgab6 est constituée de gneiss quartzofeldspathique à texture porphyroblastique; elle se trouve dans la partie nord-nord-ouest du feuillet 22O06. Nous n'avons pas visité ce secteur, mais les données géophysiques suggèrent le

prolongement de cette unité du 22O05 vers le 22O06. Gobeil (1997a) a décrit cette sous-unité dans le feuillet 22O05 et mentionne une roche constituée de porphyroblastes de microcline ou d'orthose et/ou de plagioclase qui baignent dans une matrice à grain fin de quartz, de plagioclase, de microcline, de biotite et d'un peu de grenat et parfois de graphite.

Complexe de la Plus-Value (mPlv)

Le Complexe de la Plus-Value est une nouvelle unité formelle qui occupe plus de 50 % du territoire et se situe au centre des feuillets 22O03, 22O04, 22J13 et 22J14 (figure 2 et carte hors-texte). Il a été daté (U/Pb sur zircon détritique dans le quartzite) à <1765 Ma et >1487,6 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Ce complexe est d'origine métasédimentaire et injecté par plusieurs familles de pegmatites d'orientations variables. Nous l'avons subdivisé en trois unités distinctes (mPplv1, mPplv2 et mPplv3).

L'unité mPplv1 est l'unité principale de ce complexe. Elle est composée de paragneiss quartzofeldspathique à biotite, de couleur gris clair et faiblement migmatitisé, de migmatite, surtout stomatique, et de rare granite d'anatexie. Ce paragneiss est migmatitique par endroits, il a alors subi une fusion partielle, qui a produit des lits clairs et des lits sombres. Les lits clairs (mobilisat et/ou leucosome), d'épaisseur centimétrique à métrique, sont riches en quartz et en feldspath et contiennent une quantité mineure de biotite (rouge-brun). Les lits sombres (restite et/ou mélanosome), d'épaisseur millimétrique, sont riches en biotite et localement en sillimanite (jusqu'à 45 %) et en grenat (jusqu'à 30 %). Ces niveaux sombres peuvent être de composition pélitique d'épaisseur centimétrique. La sillimanite est en baguettes fibreuses de 0,1 à 1 cm de longueur alors que le grenat est en grains de quelques millimètres de diamètre. La présence de ces niveaux variés témoigne de l'hétérogénéité lithologique du protolithe. Dans ce dernier cas, on reconnaît facilement l'origine sédimentaire de ces gneiss, même s'ils ont subi un peu de fusion partielle. Lorsque ces gneiss contiennent de 5 à 20 %, rarement jusqu'à 50 %, de mobilisat de composition granitique, nous leur avons attribué le nom de paragneiss migmatitisés. De très rares niveaux de gneiss mafique (amphibolite) à biotite et amphibole sont présents dans cette unité. Ces gneiss sont d'origine plutonique ou volcanique. La composante de migmatite de l'unité mPplv1 est surtout à texture stomatique avec du mobilisat contenant localement de l'orthopyroxène (< 0,5 %). Ces roches contiennent plus de 50 % de mobilisat et présentent un rubanement de lits clairs et de lits sombres; ces roches proviennent également de la fusion partielle de roches sédimentaires. Quelques boudins de quartzite et de roches calco-silicatées (1 %) sont associées à l'unité mPplv1. Les quartzites et les roches calco-silicatées sont aussi présentes en interlits dans l'unité principale (mPplv1). Les roches calco-silicatées contiennent du clinopyroxène et jusqu'à 30 % de minuscules grenats rouges (dans la partie centrale

du lit), donnant ainsi une couleur rougeâtre à la roche. Généralement, la matrice contient de 5 à 10 % de scapolite. Le granite d'anatexie représente la partie fusionnée des paragneiss de l'unité mPplv1. Ce granite peut être sous forme d'amas, de veines, de veinules, de dykes ou de petites intrusions leucocrates. Il est de granulométrie moyenne à grossière et est constitué de quartz et de feldspath, avec moins de 1 % de biotite et d'amphibole. Ce granite se trouve entremêlé avec le faciès pegmatitique du Complexe de la Plus-Value; les minéraux constituants ne montrent pas d'orientation préférentielle.

L'unité mPplv2 représente moins de 2 % de la superficie du Complexe de la Plus-Value. Elle forme aussi des lits minces dans le paragneiss de l'unité mPplv1. L'unité mPplv2 est composée principalement de paragneiss à biotite ± sillimanite ± graphite ± grenat, ainsi que de rares niveaux de quartzite (millimétriques à centimétriques) et de boudins de roches calco-silicatées. Dans cette unité, la biotite, le microcline et le quartz sont les minéraux les plus abondants. La sillimanite est présente sous forme fibreuse, tandis que le grenat est millimétrique, généralement de couleur lilas et porphyroblastique. La cordiérite est présente dans quelques niveaux pélitiques et est accompagnée de sillimanite et d'un peu de grenat. L'unité mPplv2 semble moins migmatitisée que l'unité mPplv1.

L'unité mPplv3 forme environ 4 % de la superficie du Complexe de la Plus-Value. Des affleurements représentatifs de cette unité sont localisés au sud du lac du Milieu (SNRC 22O04, figure 2 et carte hors-texte) et à l'ouest du Grand lac du Nord. Elle est constituée de paragneiss rouillé à biotite, sillimanite, grenat de couleur lilas, et graphite. Localement, des nodules de cordiérite de quelques centimètres de diamètre sont observées (voir le chapitre « Métamorphisme »). L'unité mPplv3 se distingue de l'unité mPplv2 par l'abondance des niveaux riches en sillimanite, en graphite et en marbre. La sillimanite (photo 1, en annexe) est abondante, sous forme fibreuse et en gerbe. Les niveaux à sillimanite sont de dimensions variables, atteignant 50 cm d'épaisseur et 500 m de longueur. Des niveaux millimétriques à métriques de quartzite, de roches calco-silicatées et de marbre calcitique à dolomitique sont aussi présents dans cette unité. Les niveaux de quartzite sont en lits minces (décimétriques) atteignant rarement 3 m d'épaisseur, et sont toujours concordants avec l'unité de paragneiss rouillé qui les contient. Localement, ces niveaux de quartzite sont plissés (photo 2, en annexe). Ces quartzites peuvent contenir des traces de pyroxène, de graphite et de carbonates, et montrent un litage correspondant probablement à la stratification primaire (S0). Cette stratification et la présence de zircons détritiques dans ce quartzite nous renseignent sur l'origine sédimentaire de son protolithe (grès métamorphisé) et confirment qu'il ne s'agit pas d'une roche siliceuse d'origine hydrothermale. Les roches calco-silicatées sont sous forme de boudins millimétriques à centimétriques (photo 3, en annexe), en interlits continus sur plusieurs mètres de longueur et de quelques centimètres d'épaisseur. Les niveaux calco-silicatés sont riches

en diopside (20 à 90 %), accompagnée de quelques grains de quartz et de carbonates. La caractéristique de cette unité est la présence de niveaux de marbre calcitique (photo 4, annexe 1) localement dolomitiques. Ces marbres ont des épaisseurs très restreintes et ne dépassent pas 6 m d'épaisseur. L'unité de marbre la plus épaisse a été cartographiée au sud du lac du Milieu dans la partie nord-nord-est du feuillet 22O04 (carte hors-texte). Les marbres sont souvent boudinés, grenus avec une texture saccharoïdale et sont généralement intercalés avec des niveaux millimétriques de quartzite et/ou de roches calco-silicatées. Ils peuvent contenir un peu de diopside (< 5 %) et des traces de graphite. Les marbres dolomitiques sont très rares. Un affleurement de ce marbre a été cartographié sur la rive ouest du lac Caron dans le feuillet 22J13. La roche, de couleur grise et de granulométrie moyenne, est très déformée et boudinée, et contient des traces de graphite. Ces niveaux de marbre sont faciles à reconnaître sur le terrain, car ils s'altèrent facilement et sont en relief négatif.

Des niveaux millimétriques à centimétriques riches en feldspath potassique sont intercalés avec les marbres et les quartzites de l'unité mPplv3. Sous le microscope, ces niveaux montrent jusqu'à 45 % de cristaux de feldspath potassique à macles typiques en robe écossaise. Ces feldspaths sont de granulométrie moyenne et de texture granoblastique. De rares myrmékites de feldspath et des vermicules de quartz sont observées en lame mince dans ces niveaux. La roche contient un peu de quartz (10 %), des traces de biotite (< 1 %) et du pyroxène (diopside, 5 à 10 %). Sur le terrain, en cassure fraîche, la roche est de couleur gris sombre (présence de 5 % de graphite) et jaunâtre (présence de 2 à 8 % de pyrite et de pyrrhotite). La matrice est plus argileuse que calcareuse. Bien que la fraction feldspathique soit plus importante que celle quartzreuse, nous interprétons ces niveaux comme des niveaux arkosiques.

Mangérite de Renwick (mPrew)

La Mangérite de Renwick (mPrew) est une nouvelle unité formelle introduite dans notre région. Elle est située dans les parties ouest des feuillets 22O04 et 22J13 et se prolonge vers l'ouest dans les feuillets 22N01 et 22K16. Elle est très facile à cerner à partir de la carte aéromagnétique (figure 3) et on la distingue également de l'Anorthosite de Berté, qui a une forme subarrondie. La Mangérite de Renwick est subdivisée en deux unités (mPrew1 et mPrew2).

L'unité mPrew1 est constituée d'une mangérite verdâtre, très déformée, localement porphyrique, et injectée de dykes de pegmatite blanche et rose. Sous le microscope, la mangérite montre du microcline perthitique, de l'orthopyroxène, des lattes de biotite et de l'amphibole avec des traces de minéraux opaques. Sur le terrain, la mangérite renferme des quantités mineures de granite moins déformé et de charnockite à grain moyen à grossier.

L'unité mPrew2 est composée d'un granite et d'une charnockite déformés, de couleur grise à rosâtre et de

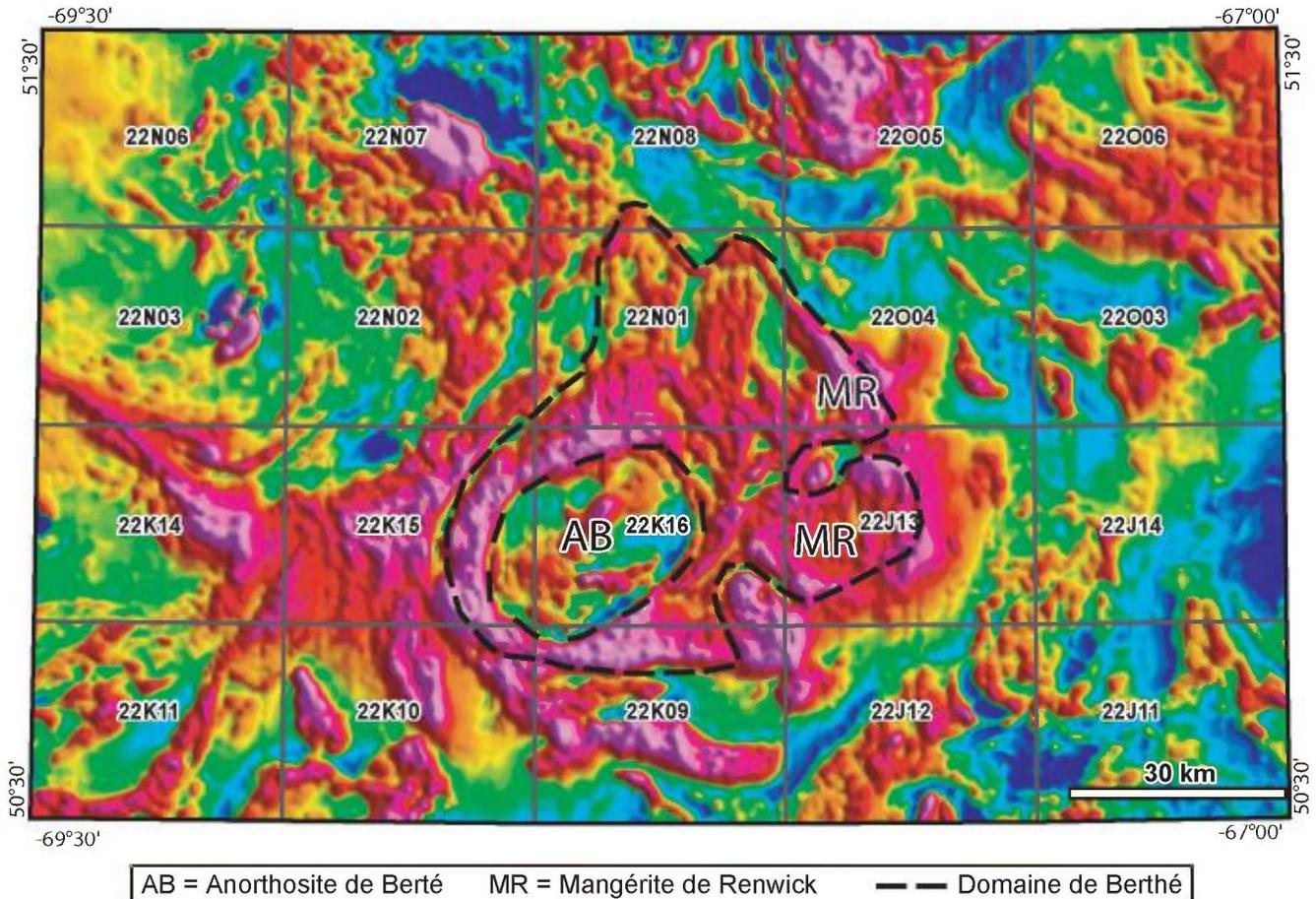


FIGURE 3 - Carte régionale du levé du champ magnétique total couvrant les feuillets cartographiés et adjacents (Isabelle D'Amours, MRNF).

granulométrie moyenne, injectés de dykes de pegmatite rose de composition granitique. Une quantité mineure de mangérite se trouve à l'intérieur de cette unité. Le contact de la Mangérite de Renwick avec son encaissant est faillé (faille de chevauchement). Sous le microscope, le quartz est polycristallin et montre des sous grains à extinction ondulante. Plusieurs grains de quartz sont étirés et parallèles à la direction d'alignement des biotites et des amphiboles. Ces observations témoignent de la déformation de la Mangérite de Renwick.

Suite plutonique de Bardoux (mPbar1)

La Suite plutonique de Bardoux, de forme allongée et irrégulière, est un nouveau lithodème formel. Il a été daté (U/Pb sur zircon) à $1487,6 \pm 6,8$ Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Cette suite est constituée de granite de couleur grisâtre à grenat et à biotite, porphyrique en feldspath potassique (microcline) et localement rapakivique (bordures millimétriques de plagioclase). Les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 3 cm d'épaisseur et sont généralement tabulaires; localement, ils ont une forme sphérique, et on peut également observer des couronnes millimétriques de plagioclase. Des textures ocellées sont observées dans les zones de déformation, en bordure de ces zones ou au niveau des failles. Le granite de cette suite contient jusqu'à 10 %

de grenats de taille millimétrique, subarrondis et dispersés entre les phénocristaux de feldspath; les grenats ne semblent pas avoir une orientation préférentielle. La biotite est en fines paillettes, de couleur brun orangé, et forme moins de 10 % de la roche; elle est localement altérée en chlorite. Des traces de muscovite secondaire et d'épidote sont observées sous le microscope.

Des enclaves millimétriques à centimétriques de diorite et de monzonite porphyriques en feldspath potassique, ainsi que de métasédiment, sont observées dans la plupart des affleurements de cette suite. Localement, on observe des évidences de mélange de magma (photo 6, en annexe) : 1) les contacts sont diffus entre les enclaves et la roche hôte; et 2) les cristaux (xénocristaux) de feldspath de la diorite et de la monzonite provenant de la roche hôte (granite de Bardoux) semblent être incorporés dans le magma mafique à intermédiaire (les enclaves), impliquant ainsi que les deux sont comagmatiques (comme décrit par Barbarin, 1990; Wada *et al.*, 2004). Suite à la déformation, les enclaves ne présentent pas de bordure lobée, ni de forme amiboïde, ce qui est typique des figures de mélange de magma (photo 6, en annexe). Les enclaves ont une orientation préférentielle parallèle à la foliation principale de l'intrusion. Des quantités mineures de monzonite et de monzodiorite sont associées à la Suite plutonique de Bardoux.

Suite plutonique de Cacaoui (mPcaa)

La Suite plutonique de Cacaoui est une nouvelle unité formelle cartographiée dans les feuillets 22O03 et 22J14. Cette suite a été datée (U/Pb sur zircon) à $1318,9 \pm 4$ Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Elle est subdivisée en deux unités (mPcaa1, mPcaa2).

L'unité mPcaa1 est constituée de mangérite de couleur blanchâtre en surface altérée et verdâtre en surface fraîche. Les affleurements typiques sont localisés dans le coin sud-est du feuillet 22J14 à l'est du Grand et du Petit lac du Nord et au sud du lac Cacaoui (carte hors-texte). La mangérite est porphyrique en feldspath potassique perthitique et contient des orthopyroxènes en cristaux très fins, souvent altérés et accompagnés de quartz en grains de riz. Ceci témoigne de la déformation importante de la mangérite qui se traduit sur le terrain par des structures plus linéaires que planaires ($L > S$, photo 5, en annexe). Dans cette unité, on note, sous le microscope, la présence de la biotite et de l'amphibole qui semblent avoir cristallisé aux dépens de l'orthopyroxène; ces minéraux sont accompagnés de grenats et de minéraux opaques. Plusieurs affleurements de cette unité sont des charnockites de granulométrie moyenne; celles-ci sont bien foliées et contiennent de l'orthopyroxène, de la biotite et de l'amphibole. Une quantité mineure de granite à grain fin à moyen, avec moins de 2 % de biotite et d'amphibole, fait partie de cette unité. Des dykes centimétriques à métriques de pegmatite rose de composition granitique sont injectés dans la mangérite.

L'unité mPcaa2 représente plus de 70 % de cette suite. Elle est composée surtout de granite à granulométrie moyenne à grossière, localement à texture porphyrique et parfois rapakivique, avec ou sans orthopyroxène. Sous le microscope, le granite montre des traces de biotite verte avec du grenat subarrondi donnant à la roche une texture porphyroblastique. Comme dans le cas de l'unité mPcaa1, le quartz est en grains de riz et est étiré. Des dykes de pegmatite rose sont injectés dans cette unité. Des quantités mineures de mangérite à grain moyen sont associées à cette unité.

Suite intrusive de Toulnostouc (mPtou)

La Suite intrusive de Toulnostouc a été introduite par Gobeil (1997b) pour définir des intrusions mafiques (gabbro) ou ultramafiques (péridotite, pyroxénite) recoupant le Complexe métamorphique de Manicouagan (non décrit dans ce rapport) et le Complexe gneissique de Gabriel dans les feuillets 22N08 et 22O05. Indares et Dunning (2004) ont obtenu un âge de 1228 ± 3 Ma (U/Pb sur baddeleyite) sur un sill de gabbro à olivine de la Suite intrusive de Toulnostouc injectée dans le Terrane de Hart Jaune (22N06). Gobeil *et al.* (1996) ont obtenu un âge de 1510 Ma (U/Pb sur zircon) pour un exemple « typique » de cette suite. En effet, cette suite comprend des roches mafiques et ultramafiques mis en place dans un intervalle très large.

Dans notre région, cette suite est constituée de trois unités : 1) péridotite à plagioclase (mPtou3); 2) pyroxénite (mPtou5); et 3) gabbro coronitique, gabbro ophitique et gabbro amphibolitisé (mPtou9).

L'unité mPtou3 est constituée d'une petite intrusion de péridotite à plagioclase, localisée à environ 5 km au nord-nord-ouest du lac Trouvé (feuillet 22O03, carte hors-texte). Cette péridotite contient des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite) finement disséminés, semi-massifs à massifs et a donné des valeurs intéressantes en Ni-Cu \pm Co (indice Amiral; voir le chapitre « Géologie économique »). Sous le microscope, la roche, sans sulfures, contient surtout du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, de l'olivine et, localement, du plagioclase en traces. L'étude des lames minces des roches altérées de cette unité indiquent qu'il peut s'agir d'une websterite à olivine ou d'une lherzolite contenant de l'orthopyroxène, de la magnétite et des traces de carbonates. L'olivine est xénomorphe, généralement serpentinisée, chloritisée et iddingsitisée (altération ferrugineuse de l'olivine). Une des caractéristiques de cette unité est qu'elle présente un faciès très altéré où la roche est très friable et riche en biotite et phlogopite (30 à 50 %), accompagnée de magnétite et d'hydroxydes de fer (limonite). Ces caractéristiques sont typiques des roches ayant subi une altération hydrothermale (météorique).

L'unité mPtou5 a été reconnue uniquement dans la partie ouest du feuillet 22O06 (carte hors-texte) où elle est constituée de pyroxénite contenant de la magnétite finement disséminée, du spinelle, de la biotite et des traces d'olivine. Le seul affleurement cartographié de cette unité est altéré et amphibolitisé. Bien qu'il soit assez grand, il est très difficile de savoir s'il s'agit d'un affleurement en place ou de grands blocs erratiques dont la taille est supérieure à 8 m³. La dimension de cette unité a été exagérée afin de la tracer sur la carte géologique, car elle constitue une cible pour la minéralisation en Ni-Cu (voir le chapitre « Géologie économique »).

L'unité mPtou9 affleure principalement dans le feuillet 22O04, sous forme de dykes injectés dans le Complexe gneissique de Gabriel. Quelques dykes ou petites intrusions de cette unité ont été cartographiés dans la partie nord-nord-est du feuillet 22O03 et dans le sud du feuillet 22O06. Cette unité est composée de gabbro coronitique, de gabbro ophitique et de gabbro amphibolitisé. La texture coronitique est définie par une répartition de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et de l'amphibole autour de l'olivine ou du clinopyroxène (avec ou sans hercynite); cette couronne isole l'olivine du plagioclase. Certains gabbros ont une texture primaire ophitique préservée alors que d'autres sont amphibolitisés.

Suite plutonique de Caotibi (mPcao)

La Suite plutonique de Caotibi est une nouvelle unité formelle introduite pour définir les roches ignées tarditectoniques de la région. Elle est située principalement au centre

de la région et dans les parties est du feuillet 22J13 et ouest du feuillet 22J14 (carte hors-texte). Cette suite est formée de deux unités : 1) unité de granite porphyrique (mPcao1); et 2) unité de syénite (mPcao2).

L'unité mPcao1 est l'unité principale car elle représente plus de 90 % de la suite. Elle est constituée de granite ou de monzonite porphyriques; ces roches sont localement déformées et sont souvent fortement hématitisées et épidotisées. Le granite et la monzonite, très magnétiques, sont faciles à délimiter sur la carte aéromagnétique. Des dykes de granite à grain fin, d'épaisseur centimétrique à métrique et à texture magmatique, s'injectent dans cette unité. Plusieurs familles de dykes de pegmatite rose et de composition granitique, également riches en magnétite et hématitisés, coupent l'unité mPcao1. Ces dykes peuvent donc être considérés comme les derniers magmas qui se sont mis en place et pourraient donc provenir d'une même source que la lithologie principale. Les pegmatites abritent une des cibles de terres rares de la région (voir le chapitre « Géologie économique »), qui est constituée d'amas et de dykes contenant de l'allanite visible en affleurement, de la titanite et du zircon en traces. De nombreuses enclaves et de nombreux dykes à contours lobés de roches mafiques (diorite, diorite quartzifère) sont aussi associés à cette unité et sont probablement contemporains à la mise en place du granite. La monzonite de l'unité mPcao1 contient du plagioclase partiellement altéré accompagné de titanite en traces, d'épidote et de minéraux ferromagnésiens altérés en chlorite.

L'unité mPcao2 affleure à environ 2 km au nord du lac Caotibi (carte hors-texte) où elle constitue une petite intrusion d'environ 6 km² bien visible sur la carte aéromagnétique. En effet, les affleurements visités sont moyennement à fortement magnétiques. Cette unité est constituée d'une syénite de granulométrie moyenne à fine, généralement foliée et contient de grosses enclaves de gneiss à biotite et porphyroclastique en feldspath potassique ressemblant au faciès déformé de la Suite plutonique de Bardoux (unité mPbar1). La syénite contient localement des *schlierens* de biotite. Sous le microscope, la syénite montre du microcline altéré et hématitisé, des textures magmatiques (quartz en grosses plages, macles polysynthétiques du plagioclase parallèles à subparallèles entre elles) et une bonne quantité de minéraux opaques (10 à 15 %). Sur le terrain, la syénite contient de petits grains entourés d'un halo rougeâtre, résultant probablement d'une altération radiogénique autour d'un minéral radioactif (non identifié). Elle contient aussi des traces de monazite, une quantité faible de pyrite et des traces de chalcopyrite. L'unité mPcao2 contient également des quantités mineures de monzonite et de syénite quartzifère.

Suite de Louis (mPlou1)

La Suite de Louis, datée à $1060 \pm 2,9$ Ma (David, 2006), a été introduite par Moukhsil *et al.* (2007) pour décrire un ensemble de roches mafiques à ultramafiques non apparentées avec les intrusions anorthositiques de la région de Baie-

Comeau (feuillet 22F, Moukhsil *et al.*, 2009). Cette suite a été divisée en deux unités distinctes : 1) gabbro et gabbro-norite, à texture ophitique, subophitique ou granoblastique, contenant de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène en partie ou entièrement remplacé par de la hornblende (mPlou1); et 2) diorite et gabbro en lambeaux, en enclaves ou en injections boudinées dans les unités encaissantes (mPlou2).

L'unité mPlou1 a été reconnue dans la région cartographiée et correspond à de petites intrusions ou dykes de gabbro, de gabbro-norite, de diorite et de diorite à hypersthène. Cette suite regroupe des roches de textures variées qui appartiennent probablement à différentes familles d'intrusions qu'il n'a pas été possible de différencier à l'échelle de nos travaux. En effet, les roches de la Suite de Louis se retrouvent en enclaves ou en injections boudinées dans les unités avoisinantes, ce qui suggère que l'unité peut contenir des intrusions d'âges différents. Sur le terrain, il est très difficile de différencier la Suite de Louis et la Suite intrusive de Toulmoustouc (les âges sont variables dans les deux cas). Pour des raisons de cartographie antérieure dans la région de Baie-Comeau où la Suite de Louis a été introduite, nous avons groupé dans cette suite les gabbros et gabbro-norites rencontrés dans la région sous étude.

La Suite de Louis est l'hôte d'un indice connu de sulfures disséminés, semi-massifs à massifs de Ni-Cu (indice SMT; voir le chapitre « Géologie économique »). Les échantillons choisis possèdent des textures granoblastiques, ignées, ophitiques ou subophitiques bien préservées. Ces intrusions peuvent contenir ou non de l'orthopyroxène qui semble d'origines ignée ou métamorphique. Plusieurs gabbros et gabbro-norites de cette suite sont amphibolitisés et montrent des amphiboles vertes et des chlorites associées à de la biotite brunâtre.

Dykes mafiques et ultramafiques

Quelques dykes mafiques et ultramafiques (lamprophyre?) sont présents dans la région. Ces dykes sont généralement millimétriques à centimétriques, ne dépassent pas 4 m d'épaisseur et se prolongent sur plusieurs centaines de mètres. Les plus importants dykes en terme de superficie sont localisés à environ 3 km au sud du lac Bardoux (feuillet 22O04), le long du chemin principal menant à Fermont. Ils ont des compositions minéralogiques et géochimiques qui s'apparentent à celles des gabbros et, rarement, à celles des pyroxénites. Ces dykes, non déformés, sont généralement enrichis en biotite brunâtre (10 à 30 %) et peuvent contenir du pyroxène, du feldspath, des traces de titanite, de magnétite, d'apatite et de minéraux opaques (pyrite). En raison de cet enrichissement en biotite, ils ont été classifiés sur le terrain comme des dykes de lamprophyre (mafiques ou ultramafiques). Les analyses géochimiques de ces dykes ont retourné des valeurs de $K_2O < 2,66$ %; le rapport K_2O/Na_2O varie de 0,18 à 1,81, et des valeurs de MgO , de 6 à 13 %. Ces teneurs géochimiques ne coïncident pas avec celles des roches ultrapotassiques de Foley *et al.* (1987),

pour lesquelles la teneur en $K_2O > 3\%$ et le rapport $K_2O/Na_2O > 2\%$. Par contre, dans la littérature, il existe des dykes de lamprophyre dont les teneurs sont variables en K_2O (de 0,88 à 6 %) et en MgO (de 2,75 à 22 %). Ceci est le cas, par exemple, des lamprophyres mésozoïques marocains (Bouabdli *et al.*, 1988) et de ceux dans la région de Mont-Laurier dans le Grenville ouest (Corriveau *et al.*, 1996). Dans la région de Manicouagan (au nord-nord-ouest de la région cartographiée), des dykes ultrapotassiques ont été reconnus dans le Domaine de Canyon (Valverde, 2009). Ces dykes, riches en biotite, ne dépassent pas 20 cm de largeur; du point de vue géochimique, ils ont des teneurs en $K_2O > 3\%$ et en MgO variant de 3,8 à 10,8 %.

LITHOGÉOCHIMIE

Introduction

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des différentes lithologies de la région cartographiée. Un total de 234 échantillons de roches provenant des différentes unités de la région du lac du Milieu ont été analysés. Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS) chez ACME Analytical Laboratories de Vancouver. Parmi ceux-ci, 55 échantillons ont été choisis pour des analyses économiques, pour les valeurs en Ni, Cu, EGP et S. Les résultats complets des analyses sont disponibles dans la banque de données du SIGÉOM.

Roches felsiques et intermédiaires

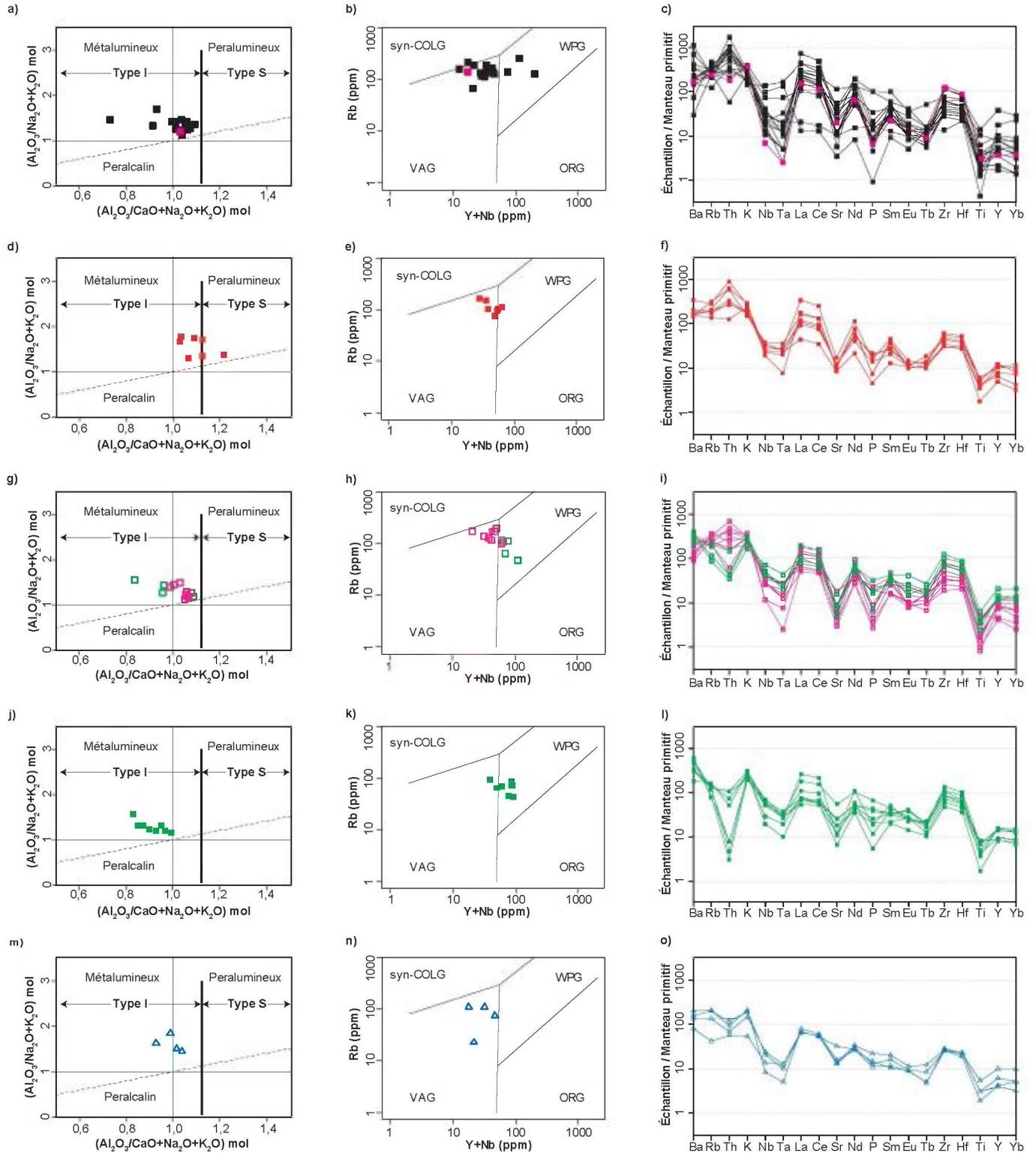
Les intrusions felsiques et intermédiaires occupent environ 50 % du socle rocheux de la région cartographiée. La figure 4 présente des diagrammes géochimiques illustrant les caractéristiques des intrusions felsiques et intermédiaires de la région étudiée.

La Suite plutonique de Caotibi est formée à 90 % par l'unité mPcao1, qui comprend la majorité des analyses géochimiques de ce type de roches. Les roches de cette unité sont peralumineuses à métalumineuses, mais restent dans le domaine des granites de type I (figure 4a). Du point de vue environnement tectonique, ces roches ont plutôt une signature géochimique de granite d'arc volcanique (figure 4b). On remarquera que quelques points se situent dans le domaine des granites intraplaques ou syncollisionnels. Cette variabilité dans les données chimiques est aussi observée sur le diagramme multiéléments, qui montre des spectres très dispersés (figure 4c). Ces observations montrent que l'unité mPcao1 provient probablement de plusieurs injections de magma d'origines légèrement différentes. De plus, les nombreuses enclaves de matériel mafique à l'intérieur de cette unité ont pu contaminer le magma de manière ponctuelle et pourraient expliquer en partie cette

dispersion. La seule analyse de l'unité mPcao2 provient d'une syénite quartzifère, peralumineuse (de type I), qui se situe dans le domaine des granites d'arc volcanique (figures 4a et 4b), comme la majorité des roches de l'unité mPcao1. Cette unité possède par contre des valeurs élevées en K, Zr et Hf et des valeurs faibles en Nb et en Ta. L'unité mPcao2 peut être considérée comme étant composée d'intrusions un peu plus évoluées que mPcao1, enrichies en K et contenant des minéraux accessoires comme le zircon. Par contre, on notera que les profils en terres rares de ces deux unités sont comparables.

La Suite plutonique de Bardoux est composée de granites peralumineux qui sont majoritairement de type I et de type S (figure 4d). Les observations de terrain montrent que le granite contient des enclaves de métasédiments et de roches mafiques. Ces roches ont pu, par mélange et par digestion, contaminer le magma granitique et pourraient ainsi expliquer les variations observées sur la figure 4d. Ces roches ont une affinité avec les granites d'arc volcanique selon le diagramme Y+Nb versus Rb (Pearce *et al.*, 1984, figure 4e) et auraient pu donc se mettre en place lors de la subduction d'une croûte océanique. Le diagramme multiéléments montre des spectres faiblement dispersés avec des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P, Eu et Ti (figure 4f). Cette faible dispersion des spectres indique que ces roches sont homogènes et que le processus de contamination et de mélange de magma se serait fait à grande échelle sur l'ensemble de l'intrusion et ne constitue pas un phénomène local.

La Suite plutonique de Cacaoui est d'affinité métalumineuse à peralumineuse et coïncide avec le domaine des granites de type I (Chappell et White, 1974; figure 4g). L'unité mPcaa1 est majoritairement métalumineuse alors que l'unité mPcaa2 est essentiellement peralumineuse. Les analyses des roches de ces unités coïncident avec les domaines des granites d'arc volcanique et des granites intraplaques selon le diagramme de discrimination tectonique de Y+Nb versus Rb (Pearce *et al.*, 1984; figure 4h). L'unité mPcaa1 coïncide avec les granites mis en place dans un contexte intraplaque alors que l'unité mPcaa2 tombe majoritairement dans un contexte d'arc volcanique. Ces variations chimiques sont souvent observées entre ces deux unités et laissent supposer que les magmas à l'origine de ces roches ont dû subir une différenciation magmatique. Les roches des deux unités de la Suite plutonique de Cacaoui ont des spectres pour les diagrammes multiéléments très similaires, avec des anomalies négatives bien visibles en Nb, Ta, Sr, P et Ti (figure 4i). Ceci démontre que malgré les petites variations chimiques entre les deux unités, ces roches auraient une origine commune. On notera cependant quelques différences entre l'unité mPcaa1 et l'unité mPcaa2 sur la figure 4i. Par exemple, une anomalie positive en europium est visible pour l'unité mPcaa1 alors qu'elle est négative pour l'unité mPcaa2. On notera aussi que les terres rares lourdes comme l'ytterbium (Yb) et les éléments à comportement similaire à celui de l'yttrium (Y) sont généralement en plus grande concentration dans l'unité mPcaa1 que dans l'unité mPcaa2.



Légende

Roches intrusives felsiques et intermédiaires

Suite plutonique de Caotibi

■ Granite - monzonite (mPcao1)

■ Syénite (mPcao2)

Suite plutonique de Cacaoui

■ Mangérite (mPcaa1)

■ Granite - charnockite (mPcaa2)

■ Mangérite de Renwick (mPrew1)

■ Suite plutonique de Bardoux (mPbar1)

▲ Complexe gneissique de Gabriel (mPgab1)

FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des intrusions felsiques et intermédiaires de la région du lac du Milieu : a, d, g, j, et m) diagrammes Al/Ca+Na+K vs Al/Na+K (Maniar et Piccoli, 1989); type I = source ignée; type S = source sédimentaire; Chappell et White, 1974; b, e, h, k, et n) diagrammes Y+Nb vs Rb (Pearce *et al.*, 1984). VAG = granite d'arc volcanique; ORG = granite de dorsale océanique; WPG = granite intraplaque; syn-COLG = granite syncollisionnel; c, f, i, l et o) diagrammes multiéléments, normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985).

Toutes ces variations sont compatibles avec une différenciation et une cristallisation fractionnée des roches intermédiaires de l'unité mPcaa1 vers des faciès plus évolués comme les roches de l'unité mPcaa2.

La Mangérite de Renwick est clairement d'affinité métalumineuse et coïncide avec le domaine des granites de type I (Maniar et Piccoli, 1989, figure 4j). Tous les échantillons de roches analysés proviennent de l'unité mPrew1. La majorité de ces roches coïncident avec le domaine des granites intraplaque selon le diagramme de discrimination tectonique Y+Nb versus Rb (Pearce *et al.*, 1984, figure 4k). Sur le diagramme multiéléments, ces roches montrent un spectre descendant avec des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P et Ti et une légère anomalie positive en europium (figure 4l). Ceci laisse supposer que la Mangérite de Renwick est une intrusion qui dans sa partie mangéritique est issue d'un magma faiblement évolué qui a pu se mettre en place dans un contexte anorogénique.

Les échantillons de roche analysés provenant du Complexe gneissique de Gabriel ont tous été prélevés dans l'unité mpPgab1. Les roches de ce complexe sont d'origine variée, mais les échantillons choisis pour analyses correspondent à des gneiss tonalitiques ou granitiques d'origine inconnue. Les échantillons ont aussi été choisis avec un minimum de mobilisat pour correspondre le plus possible à la roche initiale. Les roches de cette unité sont métalumineuses à peralumineuses, mais restent dans le domaine des granites de type I (figure 4m). D'un point de vue d'environnement tectonique, ces analyses coïncident avec le domaine des granites d'arc volcanique (figure 4n). Les magmas à l'origine de ces roches ont pu donc se mettre en place dans un contexte de zone de subduction. Les spectres pour le diagramme multiéléments sont assez plats, avec des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (figure 4o). Ces spectres se différencient des intrusions felsiques ou intermédiaires décrites auparavant par l'absence d'anomalies négatives prononcées en Sr et P. Ces roches, malgré un contexte tectonique similaire aux autres intrusions décrites précédemment, ont été définies comme formant le socle rocheux de la région et sont probablement les roches les plus anciennes de la zone d'étude. Il est donc possible qu'à cette époque géologique le magmatisme soit légèrement différent et ne corresponde pas à un magmatisme plus tardif qui permettrait la mise en place des autres intrusions telles que la Suite plutonique de Cacaoui.

Roches métasédimentaires

Les échantillons des roches du Complexe de la Plus-Value (mPplv) ont été classés en 4 principaux types : 1) roche métasédimentaire des unités mPplv1, mPplv2, et mPplv3; 2) quartzite impur; 3) roche calco-silicatée; et 4) marbre. Ces roches ont été choisies avec un minimum de mobilisat afin de représenter le plus possible leur source sédimentaire.

Les oxydes majeurs pour les roches du Complexe de la Plus-Value présentent majoritairement une tendance d'alignement pour l'ensemble de ces trois unités (figures 5a et 5b).

Cet alignement pourrait résulter d'un mélange entre des roches riches en quartz et des roches plus alumineuses, qui peut être expliqué par : 1) une différence dans la composition initiale du protolithe; et 2) un lessivage ou un dépôt de certains éléments plus mobiles (par ex. : la silice). Dans le premier cas, les différences proviendraient de changements ou variations dans la sédimentation. Le sédiment pourrait avoir une composition plus proche d'un grauwaacke et produirait ainsi des métasédiments riches en quartz, alors que si la composition est plus pélitique les métasédiments seraient enrichis en minéraux alumineux. Dans le deuxième cas, le lessivage pourrait se produire lors de l'altération de la roche par la circulation de fluide métamorphique ou de fluides reliés à la mise en place des intrusions felsiques à intermédiaires. Quelques échantillons de l'unité mPplv1 ne montrent pas d'alignement. Ceci peut être expliqué par la proportion élevée du plagioclase (enrichis en CaO et appauvries en K₂O) dans ces échantillons (figures 5b et 5c).

La géochimie des mobilisats présentée sur les figures 5b, 5c et 5e montre aussi une tendance différente de celle des métasédiments avec des valeurs plus riches en SiO₂ et K₂O, démontrant leur composition granitique.

Le diagramme ternaire (CaO*+Na₂O)-Al₂O₃-K₂O (Nesbitt, 2003) montre que la majorité des échantillons ont une composition compatible avec une source ignée de composition granodioritique à granitique (figure 5e). On notera aussi qu'une bonne partie des roches ont dû subir de l'altération, probablement par la circulation de fluides. En particulier, certains échantillons de l'unité mPplv3 ont des compositions globales qui suivent la droite d'altération et qui tombent près des pôles représentant des minéraux d'altération comme l'illite ou la muscovite. Ces mêmes échantillons se trouvent éloignés du point représentant la composition moyenne du shale type du continent nord-américain (NASC, Gromet *et al.*, 1984, figure 5e). Par conséquent, ces échantillons altérés ne reflètent pas la composition initiale de ces métasédiments. Les quartzites et les roches calco-silicatées forment aussi une tendance bien visible sur le diagramme ternaire de Nesbitt (2003; figure 5e) et sur le diagramme SiO₂ versus CaO (figure 5c). Ceci peut être expliqué par une proportion variable du contenu en diopside et par la présence d'un ciment calcaire dans certains quartzites.

Sur le diagramme Zr/Sc-Th/Sc de McLennan (1989), la plupart des métasédiments ont une composition proche de la ligne de différenciation magmatique (figure 5d). Ceci indique que ces métasédiments ont une source proximale et qu'ils n'ont pas subi beaucoup de recyclage. Par contre, les quartzites montrent un enrichissement en Zr qui est caractéristique d'un recyclage et d'enrichissement en minéraux lourds comme le zircon. Ceci pourrait signifier que les quartzites ont une origine détritique (grès quartzeux) plutôt qu'une origine chimique ou par silicification de roche préexistante (zone de décharge).

Trois échantillons de marbre ont aussi été analysés et coïncident avec le champ des marbres calcitiques, siliceux ou calco-silicatés sur le diagramme ternaire CaO-SiO₂-MgO

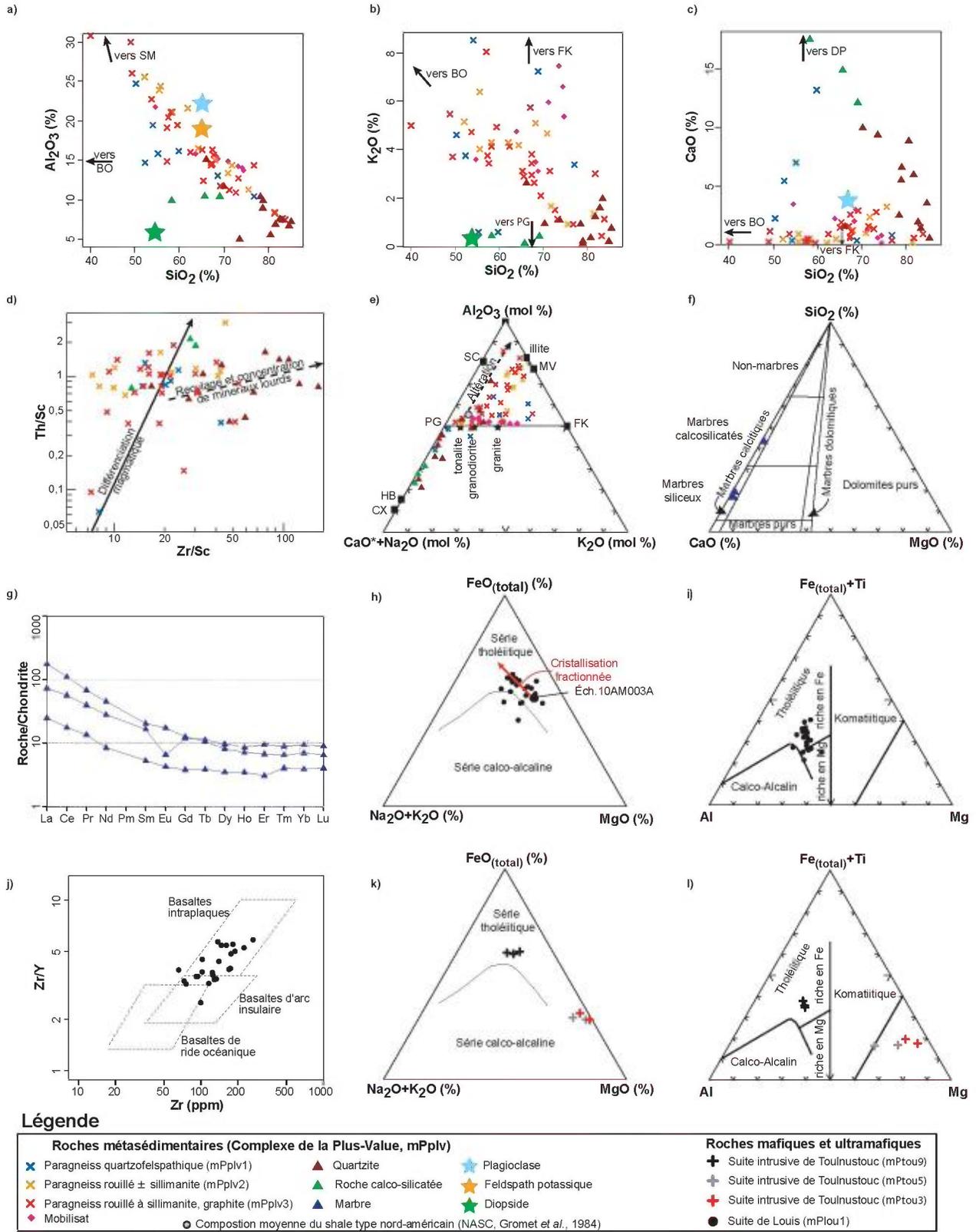


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches métasédimentaires, mafiques et ultramafiques de la région du lac du Milieu : a, b, et c) diagrammes de Harker, BO = biotite; DP = diopside; FK = feldspath potassique; PG = plagioclase; d) diagramme Zr/Sc vs Th/Sc (McLennan, 1989). La ligne noire continue représente la différenciation magmatique ou la variation compositionnelle entre les roches mafiques et les roches felsiques; e) diagramme A-CN-K (Nesbitt, 2003). CaO* = CaO molaire total - CaO molaire de l'apatite; FK = feldspath potassique; HB = hornblende; MV = muscovite; PG = plagioclase; SC = smectite; CX = clinopyroxène; f) diagramme CaO-SiO₂-MgO pour les marbres (Storey et Vos, 1981); g) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); h et k) diagrammes AFM (Irvine et Baragar, 1971); i et l) diagrammes ternaire Al-(Fe(total) + Ti)-Mg (cation) (Jensen et Pyke, 1982); j) diagramme Zr vs Zr/Y (Pearce et Norry, 1979).

de Storey et Vos (1981; figure 5f). Les marbres montrent des spectres assez parallèles pour les terres rares, mais avec des proportions variables (figure 5g). Des changements dans les conditions de sédimentation du protolith (alternances de sédimentation de minéraux silicatés et de calcaire) pourraient expliquer ces variations de composition pour les marbres. Seul un échantillon montre un pic négatif en Eu et peut être expliqué par deux processus : 1) la présence de quelques minéraux accessoires silicatés qui eux-mêmes possèdent des spectres avec un pic négatif en Eu; et 2) ce pic représente la circulation d'un fluide qui a changé par métasomatisme la composition en terres rares du marbre, comme démontré par Boulvais *et al.* (2000).

Roches mafiques et ultramafiques

Les roches constituant la Suite de Louis (mPlou1) sont de composition mafique à ultramafique (les oxydes majeurs varient de 39,36 à 54,04 % pour SiO₂ et de 3 à 13,77 % pour MgO). Sur les graphiques suivants (figure 5), seules les roches à grain fin ont été reportées afin de correspondre le plus possible aux liquides. Sur le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971; figure 5h), les échantillons de la Suite de Louis sont en majorité d'affinité tholéiitique. L'échantillon 10-AM-003A a été choisi pour sa faible valeur en SiO₂ (45,90 %) et sa forte valeur en MgO (8,41 %), comme étant le plus proche d'un liquide primitif initial. La flèche rouge sur la figure 5h représente l'évolution du liquide dans un modèle de cristallisation fractionnée en utilisant le logiciel Pelé (Boudreau, 1999). On remarquera que la majorité des analyses des roches à grain fin de la Suite de Louis suit cette tendance et pourrait représenter des liquides ayant subi de la cristallisation fractionnée. Les points qui ne suivent pas cette tendance montrent que les roches de la Suite de Louis ne proviennent pas toujours du même liquide. Ceci peut être expliqué par une source différente ou par la contamination du magma initial. Dans le diagramme de Jensen et Pyke (1982; figure 5i), ces roches coïncident majoritairement avec le domaine des roches tholéitiques riches en fer. On notera la tendance de cristallisation fractionnée avec un enrichissement en fer qui se dessine. Le diagramme Zr versus Zr/Y de Pearce et Norry (1979; figure 5j) montre que les roches à grain fin de la Suite de Louis coïncident majoritairement avec le domaine des basaltes intraplaques, mais que quelques échantillons ont aussi une affinité avec le domaine des basaltes d'arc insulaire. Ces variations montrent que les conditions de mise en place ont probablement varié au cours du temps. Cette suite est probablement composée de différentes injections de magma qui se mettent en place à différents moments dans des conditions géotectoniques différentes.

La Suite intrusive de Touloustouc est composée de différentes unités qui se distinguent clairement géochimiquement entre elles sur les figures 5k et 5l. L'unité mPtou9 est constituée de gabbro coronitique, d'affinité tholéiitique riche en fer (figure 5l). Les teneurs en MgO sont de 5,75 %

en moyenne, ce qui est faible comparativement aux autres unités. Par contre, ces roches sont riches en terres rares, avec une concentration moyenne de 22,6 ppm de La, et montrent un rapport moyen La/Yb de 4. Ces gabbros ressemblent, d'un point de vue chimique, aux roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Louis.

L'unité mPtou5, constituée de pyroxénite, est moins représentée que les gabbros de mPtou9 dans la région cartographiée. Bien que les deux roches analysées ne soient pas à grain fin et pourraient représenter des roches à cumulats, on peut conclure que ces dernières sont d'affinité komatiitique (figure 5l, diagramme de Jensen et Pyke (1982)). Les teneurs moyennes en MgO sont de 23,7 %; cela indique que ces roches sont probablement issues d'un magma moins évolué que celui de l'unité mPtou9. De plus, les teneurs en terres rares dans cette unité sont faibles avec notamment des concentrations moyennes de 11,7 ppm de La. Cette unité se distingue aussi par le rapport La/Yb de 17,8 qui est supérieur à celui des deux autres unités constituant cette suite.

Les roches de l'unité mPtou3, constituées de péridotite à plagioclase, ont généralement une perte au feu importante (~ 6 %), mais ont quand même été reportées sur les figures 5k et 5l pour comparaison avec les deux autres unités de cette suite. Cette forte perte au feu est représentée par une importante serpentinisation des olivines. Les deux roches analysées de cette unité coïncident avec le domaine komatiitique de Jensen et Pyke (1982; figure 5l). Les teneurs moyennes en MgO sont de 26,4 %, les teneurs les plus élevées parmi les roches de cette suite. Les teneurs en terres rares dans ces roches sont très faibles avec des concentrations moyennes de 3,3 ppm pour le La et un rapport La/Yb de 4,7. L'ensemble des roches de ces trois unités ont donc des caractéristiques chimiques différentes.

MÉTAMORPHISME

Les roches de la région présentent de nombreuses évidences d'un métamorphisme de haut grade. L'étude de l'évolution métamorphique régionale a été faite principalement à partir des observations minéralogiques et texturales, à la fois macroscopiques et microscopiques, d'un large éventail d'échantillons couvrant l'ensemble du territoire cartographié.

L'assemblage de biotite (BO) – sillimanite (SM) – grenat (GR) qui est commun dans toutes les sous-unités métasédimentaires du Complexe de la Plus-Value indique un métamorphisme atteignant le faciès supérieur des amphibolites. Dans les métasédiments qui ont des compositions pélitiques, on retrouve généralement la sillimanite, la biotite et souvent le grenat en présence de quartz (QZ) et d'une petite quantité de feldspaths potassiques (FK), alors qu'il n'y a pas de muscovite (MV). Cela suggère le passage de la réaction $MV + QZ \rightarrow SM + FK + BO$ (aussi appelée réaction « muscovite-out »), permettant d'atteindre le faciès

des granulites dans un gradient métamorphique P/T moyen (Winter, 2001). Notons cependant que nous avons observé localement de la muscovite granoblastique (jusqu'à 20 %) associée à du quartz et entourant des fibres fines de sillimanite. Ceci suggère la réaction rétrograde $SM + FK + BO \rightarrow MV + QZ$, indiquant un retour du faciès granulite vers le faciès supérieur des amphibolites. Aussi, la présence de cordiérite a été relevée en traces dans quelques échantillons en lames minces, et exceptionnellement sous la forme de nodules en affleurement. La cordiérite semble associée au grenat et est souvent observée à proximité de la sillimanite. Plusieurs réactions peuvent en expliquer la croissance à partir du faciès supérieur des amphibolites, et les rares nodules observés sont situés à la proximité immédiate d'un dyke mafique de quelques mètres (métamorphisme thermique?). Par ailleurs, on note des évidences de fusion partielle (migmatitisation) dans le Complexe de la Plus-Value et dans le Complexe gneissique de Gabriel. En effet, on observe sur le terrain des centres de ségrégation felsique (mobilisat/leucosome) discordants et perturbant la gneissosité. En lame mince, une ségrégation de bandes quartzofeldspathiques et granoblastiques est observée. Ceci indique un métamorphisme élevé, puisque la fusion partielle peut avoir eu lieu à partir du faciès supérieur des amphibolites. Par ailleurs, la présence de diopside dans les roches calco-silicatées des mêmes unités confirme également l'atteinte minimum des conditions du faciès supérieur des amphibolites. Il est également intéressant de mentionner que ce diopside se trouve occasionnellement en présence d'un minéral entièrement remplacé par du talc (forstérite?). En outre, la présence récurrente d'orthopyroxènes a été constatée dans plusieurs suites plutoniques felsiques à intermédiaires (mangérite de la Suite plutonique de Cacaoui; mangérite et charnockite de la Mangérite de Renwick) et mafiques (plusieurs dykes de gabbronorite de la Suite de Louis et de la Suite intrusive de Toulmoustou). Ceci suggère soit une mise en place, soit un métamorphisme prolongé à des conditions de température et de pression équivalentes à celles du faciès des granulites. Nous observons également la présence de feldspath potassique (dans la Suite plutonique de Bardoux, la Suite plutonique de Cacaoui, la Mangérite de Renwick, et dans certains niveaux partiellement migmatitisés du Complexe de la Plus-Value) à texture mésoperthitique qui indique aussi des conditions de haute température.

Par ailleurs, afin de raffiner la caractérisation du type de métamorphisme, une attention particulière a été portée aux grenats. Les grenats des métasédiments sont non seulement abondants, mais ils sont généralement poecilites et porphyroblastiques, allant jusqu'à développer des textures en filet. Ce qui suggère une croissance à la fois rapide, mais aussi prolongée afin d'atteindre de grandes dimensions.

Toutes ces observations combinées concordent avec la théorie de l'enfouissement régional et d'une évolution métamorphique de type barrovien (moyenne pression -moyenne température) passant par le faciès supérieur des amphibolites et qui atteint localement le faciès granulite.

Finalement, dans l'ensemble de la région, l'observation de remplacement partiel des pyroxènes en amphiboles et d'amphiboles à cœurs de pyroxènes, suggère un rétro-morphisme aux conditions de température du faciès inférieur des amphibolites.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Structures planaires et linéaires

Une analyse structurale des fabriques planaires (foliation, schistosité, gneissosité) et linéaires (linéations minérale et d'étirement) appliquée aux feuillets 22O03, 22O04, 22J13 et 22J14 montre que ces fabriques forment des associations permettant de définir sept domaines structuraux. Les domaines, les trajectoires et les attitudes de ces fabriques sont résumés à la figure 6 (voir également la carte hors-texte pour les différentes structures, plis, zones de déformation, linéaments, etc.). Nous n'avons pas fait l'interprétation structurale des fabriques dans le feuillet 22O06 en raison du peu de données structurales relevées dans ce feuillet.

Le domaine I (domaine de Gabriel ouest) est localisé entre deux failles, la faille de chevauchement de la Mangérite de Renwick et une faille régionale à mouvement non déterminé (figure 6), et englobe les lithologies les plus anciennes de la région. Dans ce domaine, les deux failles ont une orientation NW-SE avec un pendage modéré vers le nord-est. La fabrique planaire (gneissosité) dans ce domaine a les mêmes orientations et pendages que celles observées au niveau des deux failles. Ceci explique ainsi la relation étroite entre ces dernières et leur influence sur la déformation du Complexe gneissique de Gabriel dans cette région. En général, la fabrique linéaire (linéations minérales et d'étirement) est de type à composante pendage, du même type que celle au niveau des deux failles. Dans la région de Manicouagan, il a été reconnu que le Complexe gneissique de Gabriel surmonte les roches formant le domaine de Canyon (Hynes *et al.*, 2000).

Le domaine II (domaine de Gabriel est) est localisé dans le coin nord-nord-est de la région et comprend les fabriques du Complexe gneissique de Gabriel (figure 6). Ces dernières correspondent à une gneissosité bien développée dans le cas de la fabrique planaire et à une linéation minérale ou d'étirement, dans le cas de la fabrique linéaire. Du point de vue directionnel, la gneissosité est plus ou moins hétérogène, mais en général, une trajectoire en forme d'arc ouvert à pendage modéré vers l'est est observée. Ceci est dû à la mise en place de la Suite plutonique de Bardoux qui fait basculer les gneiss du Complexe gneissique de Gabriel vers l'est. Les structures planaires sont de type à composante directionnelle à oblique, type similaire aux structures observées à l'est de la Suite plutonique de Bardoux (figure 6).

Le domaine III (domaine de la Plus-Value) occupe une superficie importante dans le centre de la région et corres-

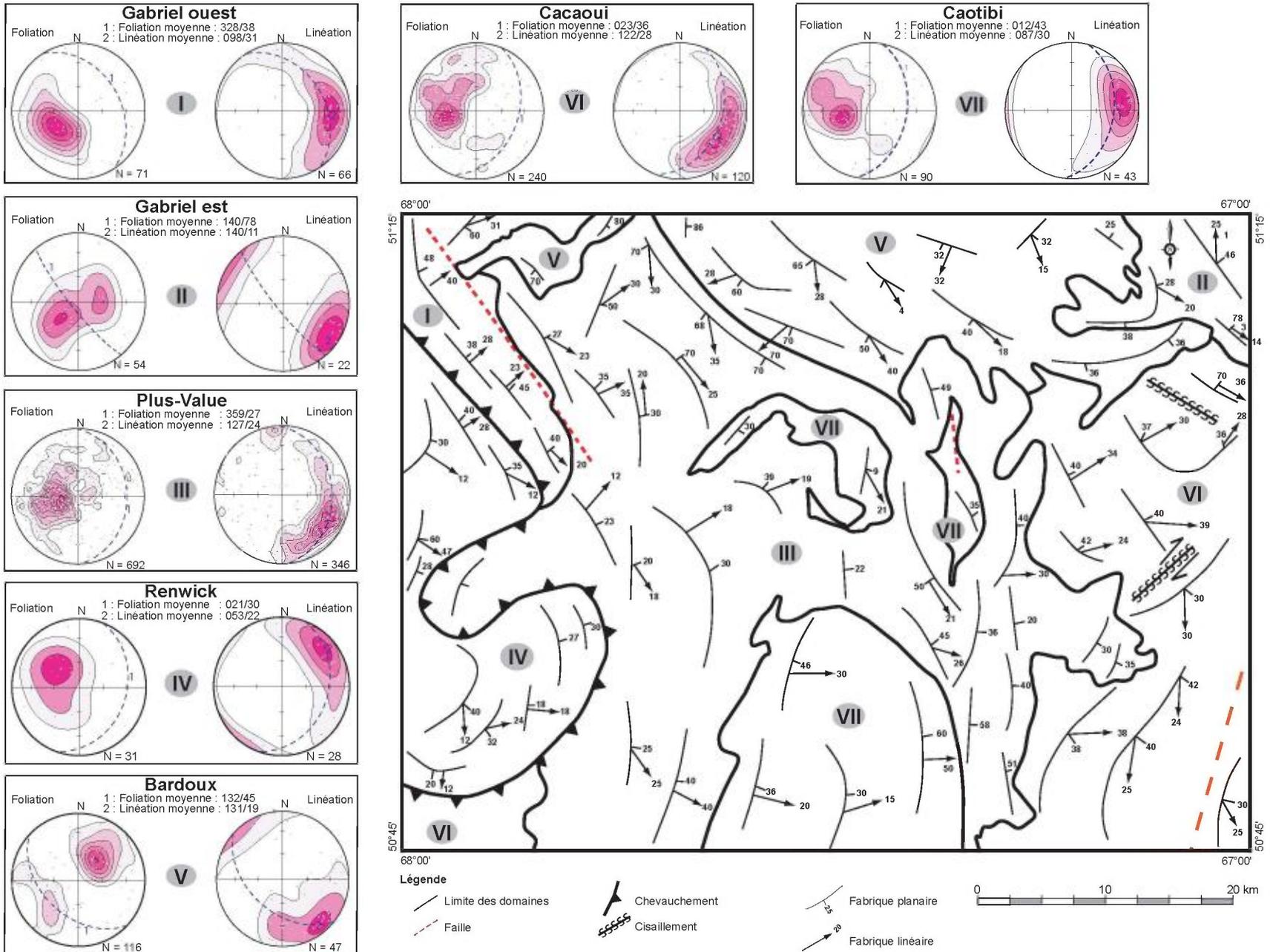


FIGURE 6 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée, limites des domaines structuraux et projections stéréographiques des fabriques planaires et linéaires, effectuées selon le canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

pond aux structures du Complexe de la Plus-Value (figure 6). Cette unité montre une fabrique planaire avec une tendance générale N-S, à pendage modéré près des bordures avec les roches intrusives de la région. La fabrique planaire demeure parallèle à ces contacts et semble mouler les intrusions. Près des bordures, la fabrique linéaire a une composante de type pendage. Dans le centre du domaine III, la direction de la gneissosité est très variable, on y observe trois directions principales : NW-SE, NNW-SSE et NNE-SSW; la direction moyenne est N-S à pendage faible à modéré vers l'est. Ces variations structurales dans ce domaine peuvent être expliquées par : 1) les multiples plissements isoclinaux; 2) l'effet de la migmatisation parfois discordante par rapport à la direction principale; 3) le démembrement dans tous les sens des paragneiss migmatitiques et des migmatites; et 4) la présence de quelques petites zones à structures en dômes et bassins dans cette unité. Il est à noter que dans le centre du domaine III, la fabrique planaire a un pendage faible, ce qui peut entraîner de légères ondulations dans sa direction. La variation du grain structural dans le domaine III pourrait être liée à l'injection de la Suite plutonique de Caotibi.

Le domaine IV (domaine de Renwick) montre l'orientation de la fabrique de la Mangérite de Renwick. Seule la partie est de cette intrusion affleure dans la région. La fabrique planaire est représentée par une foliation secondaire, car toutes les roches formant cette intrusion ont été déformées. Cette foliation suit la forme du contact de chevauchement à pendage généralement modéré vers l'est. L'orientation de cette structure se prolonge sur plusieurs kilomètres à l'intérieur de l'intrusion ainsi que sur le long de son contact avec les paragneiss du Complexe de la Plus-Value. Généralement, les plans de foliation portent des linéations minérales qui sont surtout de type à composante pendage (12° à 32°) vers l'est. Quelques indicateurs cinématiques (par ex. des plis intrafoliaux, des structures de type C/S) ont permis d'interpréter un mouvement de l'est vers l'ouest impliquant le chevauchement des paragneiss du domaine de Gabriel sur la Mangérite de Renwick. Des affleurements très déformés et spectaculaires de cette zone de chevauchement sont localisés le long de la rive ouest du lac Fortin (feuillet 22J13) où l'on rencontre des roches mylonitiques ou fortement plissées. Les différentes phases de plissement à l'intérieur de ce domaine sont difficiles à établir. Néanmoins, dans les paragneiss du Complexe de la Plus-Value, on rencontre des plis centimétriques à métriques isoclinaux très serrés avec une gneissosité de plan axial orientée généralement NNE à NE et de pendage modéré vers l'est. Ces plis sont considérés syn-chevauchement, en réponse à un raccourcissement de direction NW-SE.

Le domaine V (domaine de Bardoux) comprend la Suite plutonique de Bardoux qui a une forme elliptique (seule la moitié de la suite apparaît sur la figure 6) dont le grand axe est orienté NW-SE. La fabrique planaire correspond à une foliation de déformation à l'état solide; une forte foliation est observée dans la bordure de ce domaine. La fabrique

planaire est subparallèle au grand axe de la suite et elle porte des linéations généralement à composante directionnelle, mais à composante pendage vers le contact avec le Complexe de la Plus-Value.

Le domaine VI (domaine de Cacaoui), localisé dans la partie est de la région, comprend les deux unités de la Suite plutonique de Cacaoui. Dans ce domaine, la fabrique planaire (foliation) est généralement NE-SW à pendage modéré surtout vers l'est. Cette orientation est parallèle à subparallèle à celle observée au niveau d'une zone de déformation ductile présente dans le sud de ce domaine. Il s'agit d'une zone de cisaillement dont les indicateurs cinématiques (par ex. des porphyroclastes de type delta) ont permis d'interpréter un mouvement en décrochement dextre (affleurement 10-AM-131, carte hors-texte). Cette zone, d'une largeur d'au moins 300 m, est observée sur environ 2 km de longueur. Une deuxième zone de cisaillement d'orientation NW-SE est aussi observée dans le coin nord-nord-est du domaine VI (figure 6). Il s'agit de la structure associée à la mise en place des dernières phases granitiques du domaine de Cacaoui. Dans ce domaine, les linéations sont principalement de type à composante pendage, sauf au nord où elles sont à composante directionnelle en raison de la présence de la zone de cisaillement (mouvement indéterminé) orientée NW-SE et dans laquelle la fabrique linéaire prédomine sur la fabrique planaire (affleurement 10-AM-133; photo 5, en annexe).

Le domaine VII (domaine de Caotibi) correspond aux aires d'affleurement de la Suite plutonique de Caotibi (figure 6). Ce domaine est caractérisé par une fabrique planaire (foliation orientée NNE à SSW à N-S avec un pendage modéré vers l'est). Par contre, d'autres orientations sont observées et reflètent la structure des dykes granitiques syn à tardive en place de l'unité principale de la Suite plutonique du Caotibi. Les fabriques planaires portent des linéations minérales qui sont généralement à composante de type pendage à oblique.

Histoire tectonique de la région

Le Complexe gneissique de Gabriel constitue l'unité stratigraphique la plus ancienne de la région. Il est très déformé et développe une gneissosité caractérisée par une alternance de lits clairs (quartzofeldspathiques) et de lits sombres (mélanocrates, à biotite et à amphibole). Cette gneissosité (G1), associée à une déformation D1, a été plissée au moins une fois et a créé une seconde schistosité pénétrative de plan axial (S2 ou G2) produite par la déformation D2. Ces plis n'ont donc pas seulement déformé la stratification primaire (S0), observée nulle part dans cette unité, mais aussi la gneissosité G1 (en général, la déformation D2 a oblitéré la gneissosité G1). Ces plis sont généralement subisoclinaux à isoclinaux et leurs axes de plis ont une tendance générale NNW-SSE à pendage modéré vers l'est. En termes stratigraphiques, le Complexe de la Plus-Value est la deuxième unité la plus ancienne et a enregistré, à l'instar du Complexe gneissique de Gabriel, les mêmes déformations qui se tra-

duisent par une similitude des structures. En effet, le Complexe de la Plus-Value est très déformé et le grain structural correspond à la gneissosité G2, à orientation générale N-S. Les boudins de marbre et de roches calco-silicatées issus de la déformation des anciens lits (stratification S0) sont généralement orientés N-S et sont parallèles à subparallèles aux axes de plis isoclinaux. Localement, des plis en fourreau et des plis en dôme et bassin ont été observés dans le Complexe de la Plus-Value; ceci témoigne de la tectonique polyphasée qu'ont subie ces roches et de la complexité structurale pour la distinction des différents épisodes de déformation. La déformation D3 a produit une foliation secondaire dans les suites plutoniques de Bardoux et de Cacaoui. On observe, localement, dans ces suites ainsi que dans le Complexe de la Plus-Value, une linéation de crénulation. Les affleurements de ces unités développent aussi des plis d'interférence et d'autres plis ouverts dont les axes sont orientés généralement E-W à plongement modéré à abrupt vers l'est. Tous ces plis sont interprétés comme des plis P3. Il faut noter que ces plis peuvent être déversés vers le nord ou vers le sud, avec des plans axiaux allant d'une orientation nord-sud jusqu'à 15° vers l'est. Les zones de cisaillement ductile et de mylonite présentes dans la région (exemple à la bordure ouest du Bardoux) pourraient avoir été synchrones à cette phase qui serait probablement d'âge grenvillien.

Finalement, une déformation cassante tardive (D4), associée à des zones de failles avec ou sans mouvement, affecte toutes les roches de la région. Ces failles sont observées sur le terrain ou sont interprétées au moyen des cartes Landsat et s'expriment par des linéaments géomorphologiques. Ces zones peuvent être hématitisées et épidotisées et montrent des orientations variables, NW-SE, NE-SE et N-S.

GÉOCHRONOLOGIE

Trois échantillons (A, B, C) du projet de cartographie de l'été 2010 ont été sélectionnés sur trois lithologies spécifiques (un quartzite et deux suites plutoniques) pour datation isotopique U/Pb sur zircon. Les objectifs sont de documenter le groupe d'âges détriques du quartzite et l'âge maximal de son dépôt, et de connaître les âges de mise en place des suites plutoniques sélectionnées (Cacaoui et Bardoux).

Les analyses ont été effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique-TIMS au laboratoire GEOTOP de UQAM-McGill. La description des méthodes d'analyse est présentée en détail dans le rapport de David *et al.* (2006).

La figure 7 présente les diagrammes concordia pour les trois échantillons et les photos des zircons traités. Voir la carte hors-texte pour la localisation des échantillons analysés.

Le granite porphyrique à grenat de la Suite plutonique de Bardoux (mPbar1, **échantillon A**; figures 7a et 7b) a permis de récupérer des zircons subautomorphes dont la presque totalité des cristaux sont très émoussés (figure 7c). On trouve

aussi un pourcentage important de cristaux aciculaires, très émoussés qui résultent d'une dissolution. Il a été possible de sélectionner quelques fragments de cristaux incolores et prismatiques à section hexagonale. Ils sont généralement limpides mais caractérisés par la présence de quelques inclusions translucides. Une dizaine d'analyses ont été effectuées par la méthode d'ablation-laser. Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 1381 ± 27 Ma et 1492 ± 20 Ma. Les deux résultats qui ont produit les âges les plus jeunes ont été obtenus de l'analyse de terminaison de cristaux. L'ensemble des résultats se distribue sur une même droite pour laquelle le calcul de régression a permis de déterminer des âges de 1017 ± 360 Ma et $1489 \pm 270/-40$ Ma (figure 7b). Les erreurs importantes déterminées pour chacun des âges sont induites par le fait que la droite discordia est parallèle à la courbe concordia. La moyenne pondérée des quatre résultats les plus anciens et les moins discordants donne un âge de $1487,6 \pm 6,8$ Ma.

Cinq analyses par dilution isotopique ont été produites sur des fractions analytiques constituées de deux à trois fragments de cristaux. Un résultat très discordant (19,5 %) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ancien de $1910,4 \pm 1,6$ Ma, ce qui indique qu'une proportion des cristaux les plus émoussés sont des zircons hérités (figure 7c). Les résultats de quatre analyses sont relativement cohérents et présentent des rapports Th/U faibles qui varient entre 0,212 et 0,285 ainsi que des âges variant entre $1447,8 \pm 1,1$ Ma et $1478,1 \pm 0,9$ Ma (figure 7a). Les résultats se distribuent sur une même droite dont l'intersection supérieure correspond à un âge de 1482 ± 21 Ma. Par contre, la dispersion même faible de ces résultats se traduit par une évaluation statistique, un facteur MSWD (*Mean Squared Weighted Deviates*) moyennement élevé. Cet âge est tout de même identique à celui de $1487,6 \pm 6,8$ Ma obtenu pour les quatre analyses effectuées par ablation-laser, ce qui permet d'interpréter ce dernier âge comme la meilleure estimation pour l'âge de cristallisation du granite de la Suite plutonique de Bardoux. Cet âge placerait l'activité de mise en place de cette suite dans un événement magmatique connu à l'échelle de la Province de Grenville nommé Pinwarrien (Gower et Krogh, 2002). Des âges de cet ordre ont été identifiés dans un orthogneiss (1495 Ma) et dans une monzonite quartzifère (1491 Ma) de la région de Baie-Comeau (Moukhsil *et al.*, 2009). Cet événement est bien représenté dans le Grenville oriental où il est caractérisé par la mise en place de plusieurs masses de granite et correspond au développement de l'arc magmatique juvénile d'âge pinwarrien (Gower et Krogh, 2002).

Le quartzite à grain fin du Complexe de la Plus-Value (mPplv3, **échantillon B**) a permis de récupérer de très petits zircons en abondance. Différents types morphologiques de zircons sont reconnus, mais on distingue principalement des cristaux prismatiques courts et incolores à section rectangulaire (figure 7f). Ils sont émoussés et il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit de cristaux appartenant à une même population. On trouve aussi des zircons xénomorphes incolores dont certains sont très arrondis. Quelques spécimens sont

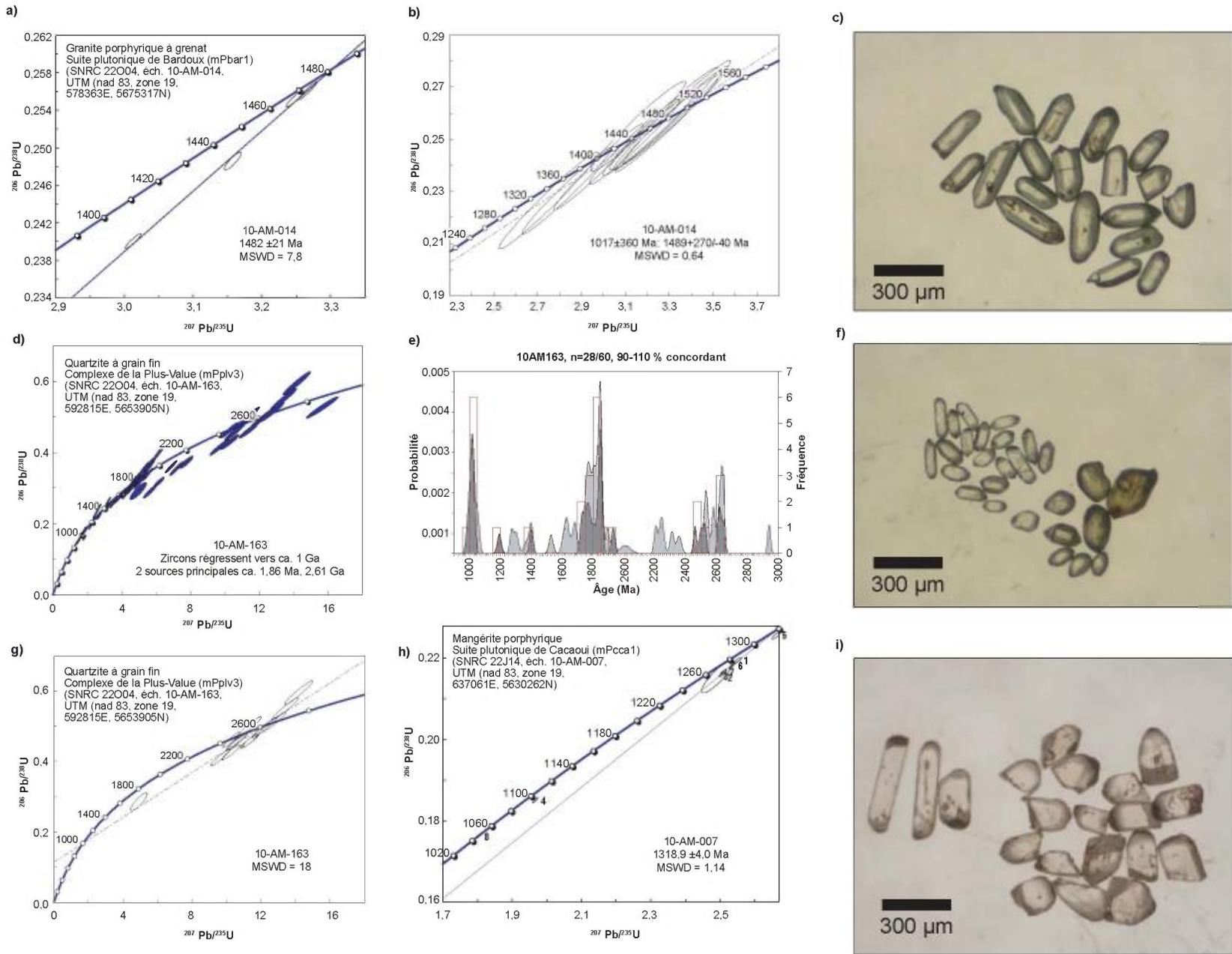


FIGURE 7 - Diagrammes concordia des analyses et photos des zircons pour les échantillons provenant : a, b, c) de la Suite plutonique de Bardoux; d, e, f, g) du quartzite du Complexe de la Plus-Value; h), i) de la mangérite de la Suite plutonique de Cacaoui. Voir la carte hors-texte pour la localisation des échantillons analysés. MSWD = Mean Squared Weighted Deviates.

brunâtres et représentent généralement des cristaux de plus grande taille. Soixante cristaux ont été analysés par ablation-laser et les résultats sont présentés sur les deux diagrammes concordia (figures 7d et 7e). Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui se répartissent entre 1000 Ma et un peu plus de 2650 Ma (figure 7e). La distribution de ces résultats en fonction de la discordance fait ressortir trois regroupements d'âge qui ont été précisés en effectuant un calcul de régression linéaire et qui ont produit des intersections représentant des âges à 1000 Ma, 1860 Ma et 2610 Ma (figure 7e). Par contre, la valeur statistique (MSWD 13 et 18) obtenue pour chacune des droites signifie qu'il s'agit plutôt d'une droite de référence et non de la droite discordia. L'ensemble des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a été traité selon la méthode de Sircombe (2004) et un diagramme de probabilité-fréquence a été produit, en prenant en considération la discordance des résultats. Ce diagramme fait clairement ressortir les trois groupes d'âges qui se distinguent sur les diagrammes concordia (figures 7d et 7g). Cette méthode permet de préciser les âges qui constituent les deux regroupements à 1860 Ma et 2610 Ma. On retrouve dans le premier de ces deux regroupements les âges de 1765 Ma, 1803 Ma et 1847 Ma, qui sont très caractéristiques des épisodes majeurs d'évolution de la région centrale de l'orogène trans-hudsonien. Le deuxième regroupement d'âges semble être composé d'âges néo-archéens tels que 2503 Ma, 2523 Ma et 2621 Ma. Ce dernier âge s'apparente à ce que l'on retrouve dans les terrains qui composent l'Ashuanipi. Finalement, l'âge le plus jeune déterminé à 1030 ± 5 Ma représente principalement des analyses effectuées sur des surcroissances et conséquemment est interprété comme un âge métamorphique. L'âge maximal de dépôt du quartzite du Complexe de la Plus-Value serait plus jeune que 1765 Ma et correspondrait à une période sédimentaire prélabradorienne. La Suite plutonique de Bardoux contient des enclaves de quartzite et de métasédiments que nous associons au Complexe de la Plus-Value. Ceci implique que la fourchette d'âges pour ce complexe serait entre 1765 et 1487,6 Ma.

La mangérite porphyrique de la Suite plutonique de Cacaoï (mPcaa, **échantillon C**; figures 7g et 7h) a permis de récupérer des zircons idiomorphes incolores qui se regroupent en une même population morphologique (figure 7i). Les cristaux sont prismatiques et émoussés avec des terminaisons pyramidales. On distingue des inclusions translucides et sphériques relativement abondantes et parfois des inclusions très allongées. Des analyses ont été produites à partir de huit terminaisons et fragments de zircons. Les résultats obtenus pour cinq analyses démontrent que les cristaux ont des concentrations en uranium relativement élevées et des rapports Th/U homogènes qui varient entre 0,317 et 0,396. Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre $1291,2 \pm 7,3$ Ma et $1301,8 \pm 1,9$ Ma qui affichent une discordance variable entre 1,9 % et 3,3 %. Les analyses s'alignent le long d'une droite qui recoupe la courbe concordia à $1318,9 \pm 4$ Ma (figure 7h), ce qui représente la meilleure interprétation pour l'âge de mise en place de

la mangérite de la Suite plutonique de Cacaoï. Cet âge placerait l'activité de mise en place de cette suite dans un événement magmatique, connu à l'échelle de la Province de Grenville nommé Elsonien moyen (Gower et Krogh, 2002). Cet âge est proche de celui obtenu pour la Suite mafique de De La Blache au nord de Baie-Comeau (1327 Ma, Gobeil *et al.*, 2002; Moukhsil *et al.*, 2009). L'âge de l'intersection inférieure est sans signification géologique et correspond à l'influence mixte du métamorphisme grenvillien et de la perte en plomb récente. Le résultat d'une analyse obtenu pour une terminaison est peu discordant (0,6 %) et a livré un âge jeune de $1051,6 \pm 1,1$ Ma. Le rapport Th/U de cette analyse est peu élevé soit 0,193, ce qui confirme la nature métamorphique de ce cristal. Par contre, un seul résultat ne peut vraiment préciser l'âge de l'épisode métamorphique qui a affecté la mangérite.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les différents indices minéralisés connus dans la région cartographiée ont été visités. La carte hors-texte contient la liste et la localisation de tous ces indices. Les travaux de l'été 2010 ont permis d'identifier plusieurs cibles potentielles pour des minéralisations métalliques et non métalliques. Ces cibles représentent des secteurs et des contextes anomaux et sont décrites dans le PRO 2010-05 (MRNF, 2010). La région contient essentiellement des indices et des cibles de nickel et cuivre \pm cobalt (Ni-Cu \pm Co) et des cibles minéralisées en terres rares (ÉTR). Le secteur est aussi propice pour les minéraux industriels comme la sillimanite, le grenat et le graphite. En effet, quatre nouvelles cibles de sillimanite offrent un potentiel minéral intéressant. Deux nouvelles cibles pour la pierre architecturale ont été découvertes durant nos travaux. L'information géologique est disponible en version numérique et elle peut être consultée dans le site du MRNF à l'aide du produit « E-Sigeom à la carte » dans la section des gisements métallifères.

Minéralisations de Ni-Cu \pm Co

La région cartographiée contient des indices de Ni-Cu \pm Co localisés dans une petite intrusion appartenant à la Suite intrusive de Toulmustouc. Cette intrusion est constituée de roches mafiques à ultramafiques et est encaissée dans des paragneiss du Complexe de la Plus-Value. L'indice Amiral (n° 1, carte hors-texte; MRNF, 2003; Théberge, 2003) représente ce type de minéralisation. La roche hôte est une péridotite à plagioclase (mPlv3) et passe localement à une pyroxénite à olivine (webstérite). La minéralisation peut atteindre par endroits jusqu'à 15 % de sulfures disséminés à semi-massifs montrant parfois une texture en filets. Ces sulfures sont constitués de pyrrhotite, de chalcopyrite, de pentlandite et de pyrite. Les teneurs sur plusieurs échantillons atteignent 1,5 % Ni, 2 % Cu et 0,06 % Co.

La pyrrhotite est la phase sulfurée dominante; les quantités de chalcopryrite et de pentlandite varient entre 1 et 5 % avec des traces de pyrite. La pentlandite, constituant la phase nickélicifère, se présente en petits amas associés ou inclus dans la pyrrhotite et est généralement altérée en bravoïte et en violarite (photo 7, en annexe). La magnétite, à grain fin, représente jusqu'à 15 % de la roche minéralisée. Les extensions latérales de l'intrusion, hôte de la minéralisation, sont environ d'une vingtaine de mètres et sa profondeur n'a pu être déterminée par des travaux de géophysique (Maison-neuve, 2003) en raison de la signature indistincte du corps dans un encaissant de paragneiss plus ou moins graphiteux. L'indice Amiral-TR4 (n° 2, carte hors-texte) est caractérisé par la présence d'une forte altération supergène. La roche altérée est une websterite-Iherzolite riche en micas de types biotite et phlogopite grenue et très friable. Pour tenter de caractériser cette altération, des indices estimant la météorisation des silicates (Zobir et Laraba, 2009) suggèrent que le type d'altération est principalement d'origine météorique. Ceci est probablement favorisé localement par des facteurs de relief et de fracturation. Néanmoins, la roche hôte et la minéralisation sulfurée de l'indice Amiral-TR4 présentent de nombreuses similitudes avec l'indice Amiral, entre autres, la composition ultramafique de la roche hôte et la présence dominante de la pyrrhotite avec de la magnétite. Par contre, les teneurs de Ni (0,62 %) et de Cu (0,88 %) de l'Indice Amiral 4 sont plus basses que celles de l'indice Amiral. Finalement, le rapport Ni/Cu pour ces deux indices est de 1 à 4, concordant avec une interprétation de gîtes de type nickel-cuivre magmatique dans des intrusions tholéitiques (Eckstrand *et al.*, 1995).

L'indice SMT (n° 3, carte hors-texte; MRNF, 2003) a été identifié dans un gabbronorite de la Suite de Louis (mPlou1) qui est injecté dans des paragneiss graphiteux du Complexe de la Plus-Value. La minéralisation sulfurée est disséminée à semi-massive et contient surtout de la pyrrhotite (photo 8, en annexe). La chalcopryrite, constituant jusqu'à 2 à 3 % de la roche, montre des grains en plages millimétriques et présente des textures de remobilisation (photo 9, en annexe). Un dyke de pegmatite granitique, de 1 à 2 m d'épaisseur, recoupe la roche mafique minéralisée et contient dans sa bordure des traces de chalcopryrite remobilisée. L'extension latérale du corps minéralisé n'est pas définie en raison de la quantité appréciable de dépôts glaciaires. Dans cet indice, le rapport Ni/Cu varie de 0,1 à 1,8, indiquant ainsi une certaine mobilité du cuivre. Les teneurs atteignent 1,43 % Ni, 1,87 % Cu et 0,08 % Co dans des échantillons choisis.

La cible Tou-5 (MRNF, 2010) présente un potentiel pour une minéralisation en Ni-Cu. La roche hôte est constituée d'une pyroxénite amphibolitisée riche en clinopyroxène avec des traces d'olivine. Cette pyroxénite fait partie de la Suite intrusive de Touloustouc (mPtou5) et a été injectée dans le Complexe gneissique de Gabriel. Bien que les échantillons analysés n'ont pas retourné des teneurs significatives en Ni-Cu, cette cible est probablement du type semblable à l'indice Amiral.

Minéralisations de Cu-Ag enrichies en fer et manganèse

L'indice Norac (22J13; n° 4, carte hors-texte) est connu essentiellement pour ses teneurs en cuivre et en argent. Le secteur comporte des roches métasédimentaires dont plusieurs horizons silicatés et calco-silicatés sont riches en fer (Fe) et en manganèse (Mn). Ces horizons à Fe-Mn présentent des caractéristiques géochimiques de formations de fer (avec $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ variant de 20 à 35 % et essentiellement constitués de silicates de Fe-Mn) ayant subi un fort enrichissement en manganèse (10 à 20 % de MnO). Suite à des analyses effectuées au microscope électronique à balayage (MEB), le manganèse est réparti dans le grenat (spessartine) et les pyroxènes (clino- et quelques ortho-), qui sont granoblastiques (photo 10, en annexe). On observe, intercalé entre ces niveaux à Fe-Mn, un horizon de paragneiss pélitique à graphite qui contient des masses siliceuses, de taille décimétrique et de formes allongées à sphéroïdes ayant subi une forte déformation (extinction ondulante marquée du quartz et formation de rubans de quartz). Dans la zone principale, la minéralisation sulfurée est semi-massive à massive et forme des masses amiboïdes de largeur pluridécimétrique à métrique. La foliation observée dans le paragneiss adjacent n'est pas affectée par la présence de ces masses sulfurées. La pyrrhotite est dominante et souvent associée à de petits amas dispersés de chalcopryrite, ainsi qu'à des traces de pyrite. Cette minéralisation semble s'être mise en place de façon tardive préférentiellement autour des masses siliceuses. Ces sulfures montrent, en lames minces, des textures d'altération (ex. : *boxworks*) très développées indiquant une altération supergène importante. La présence de graphite dans la roche souligne un environnement réducteur, qui aurait été favorable à la précipitation et à la préservation des sulfures. Aussi, la forme de la minéralisation suggère une remobilisation tardive de sulfures provenant probablement du même horizon. Finalement, l'interprétation de ce gîte comme étant de type Cu-Ni semble inappropriée étant donné les teneurs minimales en nickel (aucun échantillon à une teneur supérieure à 0,05 % Ni) comparativement au cuivre (0,18 %, MRNF, 2010 et 0,3 %, Ouellet, 2000). De plus, la présence significative d'argent (3,2 ppm, MRNF, 2010) et 10 ppm, (Ouellet, 2000) associé au cuivre, le contexte immédiat sédimentaire (métapélites, roches calco-silicatées, quartzites), la probabilité de paléo-environnements réducteurs à proximité de milieux oxydants, ainsi que l'observation de quelques apatites grenues en lames minces (proximité possible de paléo-environnements sédimentaires phosphatiques), rappellent plutôt les shales cuprifères, aussi appelés gîtes stratiformes de cuivre, dans des roches sédimentaires (Eckstrand, *et al.*, 1995).

Minéralisations en terres rares

Trois cibles intéressantes pour leur contenu en terres rares ont été découvertes durant nos travaux (**Robs, Sév et Arthur Est**; MRNF, 2010). La cible Robs (22O04; 586057E; 5673956N) est associée à un dyke de pegmatite blanche d'environ 50 cm d'épaisseur, discordant par rapport aux paragneiss migmatitisés du Complexe de la Plus-Value. L'analyse d'un échantillon choisi a retourné une teneur de 1807 ppm d'oxydes de terres rares totales ($\text{Tr}_2\text{O}_3(\text{total})$). La cible Sév (22O04; 599463E; 5657197N) est associée à un mobilisat granitique, de teinte blanchâtre, concordant avec un paragneiss à biotite très migmatitisé du Complexe de la Plus-Value. Sous le microscope, on note dans ce mobilisat la présence de titanite et de zircon. L'analyse d'un échantillon choisi a retourné une teneur de 1888 ppm de $\text{Tr}_2\text{O}_3(\text{total})$ et de 760 ppm de Zr. Le volume du mobilisat sur l'affleurement constitue environ 20 % de la roche. Les migmatites du Complexe de la Plus-Value constituent un métallotecte pour ce type de minéralisation. La cible Arthur Est est (photo 11, en annexe) contenue dans des amas et des dykes de pegmatite de composition granitique de teinte rose et discordants avec le granite à biotite et à magnétite de la Suite plutonique de Caotibi. L'analyse d'un échantillon choisi dans la pegmatite (2010-AM-089, 22J14; 606088E; 5625623N) a retourné une teneur de 1634 ppm de Tr_2O_3 total et 904 ppm de Zr.

Minéraux industriels

La région contient plusieurs sites d'intérêt pour les minéraux industriels déjà connus et ayant fait l'objet de travaux d'exploration avant notre levé géologique, principalement pour la sillimanite. Des quantités significatives de grenat et de graphite sont souvent associées à la sillimanite. Les indices connus de sillimanite sont situés dans le secteur du Grand Lac du Nord (SNRC 22J14; MRNF, 2003) et dans la partie ouest de la région étudiée (SNRC 22O04).

Le premier secteur, situé dans le sud-est de la région étudiée, comprend 4 indices : 1) indice Grand Lac du Nord-1 (n°6, carte hors-texte); 2) indice Grand Lac du Nord-2 (n°7, carte hors-texte); indice Grand Lac du Nord-3 (n°8, carte hors-texte); et 4) indice Grand Lac du Nord-4 (n°9, carte hors-texte). Le second secteur comprend les 4 indices suivants : 1) indice Du Milieu (n°10, carte hors-texte); 2) indice Marie L (n°11, carte hors-texte); 3) indice Dechêne Est (n°12, carte hors-texte); et 4) indice Carole (n°13, carte hors-texte).

La sillimanite peut composer jusqu'à 40 % de la roche; elle est fine à grenue et souvent en fines baguettes concentrées dans des niveaux millimétriques à centimétriques. Ces indices contiennent de 15 à 50 % de sillimanite (photo 12, en annexe) et leur contenu en Al_2O_3 varie entre 19 et 30 %. La roche hôte est un paragneiss à biotite, rubané et rouillé, appartenant au Complexe de la Plus-Value. Ce paragneiss contient aussi des bandes de quartzite et des niveaux de roches calco-silicatées représentant les sous-unités les

moins migmatitisées du complexe (mPplv3 et mPplv2). Mentionnons que ces roches représentent des cibles avec un potentiel économique régional intéressant. Du grenat de teinte lilas est communément présent et compose jusqu'à 15 % de la roche; on note aussi la présence de graphite, qui peut représenter jusqu'à 5 % de la roche. Toute l'information sur ces gisements est disponible sur le site du MRNF à l'aide du produit E-Sigeom à la carte, dans la section de « Gisement non métallique » du SIGÉOM.

Pierre architecturale et matériaux de construction

Deux zones potentielles pour la pierre de taille ont été identifiées au cours de nos travaux. La cible Cacaoui (feuillelet 22J14; n°14, carte hors-texte) est associée à une mangérite quartzifère de teinte verdâtre appartenant à la Suite plutonique de Cacaoui (mPcaa1). La cible Bardoux (feuillelet 22O04; n°15, carte hors-texte) est un granite porphyrique de teinte gris-noir contenant du grenat faisant partie de la Suite plutonique de Bardoux (mPbar1). Ces deux cibles sont des roches peu fracturées et dont le volume est à définir. Toute l'information sur ces cibles est disponible sur le site du MRNF à l'aide du produit E-Sigeom à la carte, dans la section « Matériaux de construction et pierres industrielles » du SIGÉOM.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Ce rapport présente les résultats des travaux de cartographie réalisés à l'été 2010 dans les feuillets SNRC 22O03, 22O04, le quart ouest du 22O06, 22J13 et 22J14, localisés à environ 170 km au nord de la ville de Port-Cartier sur la Côte-Nord, dans la Province de Greville. Ce projet a permis d'acquérir de nouvelles connaissances géoscientifiques et de dresser une nouvelle carte géologique de la région. La région du lac du Milieu est constituée principalement d'unités protérozoïques appartenant à la province géologique de Greville. Les unités cartographiées au cours de ce projet sont : 1) le Complexe gneissique de Gabriel; 2) le Complexe de la Plus-Value; 3) la Mangérite de Renwick; et 4) les suites plutoniques de Bardoux, de Cacaoui, de Caotibi et les suites mafiques à ultramafiques de Touloustouc et de Louis. Ces unités sont injectées de dykes mafiques à ultramafiques et de dykes de diabase tardifs.

Les roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région cartographiée ont une géochimie assez similaire. Toutefois, les roches du Complexe gneissique de Gabriel se distinguent des précédentes aussi bien d'un point de vue géochimique que pétrographique (composition tonalitique). Le Complexe de la Plus-Value est associé à des métasédiments détritiques qui ont subi, localement, une forte altération. Les gabbros et les gabbonorites à grain fin de la Suite de Louis sont en majorité d'affinité tholéitique et suivent générale-

ment une évolution compatible avec le processus igné de cristallisation fractionnée. Les roches de la Suite intrusive de Toulmustouc ont une géochimie variée et ne proviennent pas nécessairement de la même source magmatique.

Les roches de la région ont été affectées par quatre phases de déformation (D1 à D4). Le Complexe gneissique de Gabriel est très déformé et développe une gneissosité (G1) marquante qui se caractérise par une alternance de lits clairs (quartzofeldspathiques) et de lits sombres (mélanocrates, à biotite et amphibole). La gneissosité G1 est associée à une déformation D1. Les structures appartenant à D1 ont été plissées au moins une fois, créant ainsi une seconde schistosité pénétrative de plan axial (S2 ou G2) due à cette déformation, appelée D2. Les plis P2 sont généralement subisoclinaux à isoclinaux, et leurs plans axiaux de plis sont typiquement orientés NNW-SSE à pendage modéré vers l'est. Le Complexe de la Plus-Value a enregistré les mêmes déformations que le Complexe gneissique de Gabriel et a développé une gneissosité G2 orientée généralement N-S. Des plis en fourreau et en dôme et bassin ont été observés dans le Complexe de Plus-Value et témoignent de la tectonique polyphasée qu'ont subie les roches de la région, et de la complexité structurale pour la distinction des différents épisodes de déformation. La déformation D3 a produit une foliation tectonique dans les suites plutoniques de Bardoux et de Cacaoui. Des plis P3 sont associés à cette déformation et se manifestent sous forme de plis d'interférence et de plis ouverts dont les plans axiaux sont orientés généralement E-W, à plongement modéré à abrupt vers l'est. Une zone de chevauchement importante a été définie dans la partie ouest de la région cartographiée. Cette zone marque le contact

entre le Complexe gneissique de Gabriel et la Mangérite de Renwick. Plusieurs autres zones de cisaillement ductile et zones mylonitiques sont présentes dans la région. Toutes ces zones de déformation ont pu être synchrones de cette troisième phase de déformation (D3), qui serait probablement d'âge grenvillien. La déformation (D4) est un événement tardif et cassant. Elle est associée à des failles d'orientation variable affectant toutes les roches de la région; ces failles sont localement hématitisées et épidotisées.

Les roches intrusives ont été métamorphosées au faciès des granulites, comme le témoigne la présence d'orthopyroxène. Les métasédiments possèdent des assemblages minéralogiques conformes à un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Cependant, localement, l'apparition de la fusion partielle dans ces métasédiments et l'absence de la muscovite dans les métapélites indique le faciès des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites complète le portrait régional.

Les roches mafiques à ultramafiques de la région contiennent quelques indices déjà connus de Ni-Cu ± Co, localisés dans une petite intrusion appartenant à la Suite intrusive de Toulmustouc. Un indice de Cu-Ag-Mn (Norac, 22J13) est associé aux paragneiss du Complexe de la Plus-Value. Nos travaux ont permis de mettre au jour trois cibles intéressantes pour des minéralisations en terres rares. Ces cibles sont localisées dans la partie sud-est de la région et sont associées au Complexe de la Plus-Value. Le secteur semble propice pour les minéraux industriels comme la sillimanite, le grenat et le graphite. Des zones potentielles pour la pierre de taille ont aussi été identifiées dans la région.

RÉFÉRENCES

- BARBARIN, B., 1990 – Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra-Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*; volume 95, pages 17747-17756.
- BOUABDALI, A. – DUPUY, C. – DOSTAL, J., 1988 – Geochemistry of Mesozoic alkaline lamprophyres and related rocks from the Tamazert massif, High Atlas (Morocco). *Lithos*; volume 22, pages 43-58.
- BOUDREAU, A.E., 1999 – PELE - a version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers & Geosciences*; volume 25, pages 201-203.
- BOULVAIS, P. – FOURCADE, S. – MOINE, B. – GRUAU, G. – CUNEY, M., 2000 – Rare-earth elements distribution in granulite-facies marbles: a witness of fluid-rock interaction. *Lithos*; volume 53, pages 117-126.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A. J.R., 1974 – Two contrasting granite types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CORRIVEAU, L. – TELLIER M.L. – MORIN, D., 1996 – Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique cuprifère de Bondy; implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, Province de Grenville, Québec. En collaboration avec Y. Amelin et O. van Breemen. Commission géologique du Canada. Dossier public 3078, 76 pages.
- COTÉ, C.D., 1992 – Géologie de la région de la rivière Taoti (Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-05, 33 pages.
- DANIS, D., 1992 – Carte géologique de la région du Petit lac Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-10, 1 carte.
- DAVID, J., 2006 – Géochronologie d'échantillons provenant de Géologie Québec, année 2005-2006 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63236, 12 pages.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RP 2006-04, 22 pages.
- DUNNING, G. – INDARES, A., 2010 – New insights on the 1.7-1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan – Baie-Comeau transect. *Precambrian Research*; volume 180, pages 204-226
- EATON, D. W. – HYNES, A. – INDARES, A. – RIVERS, T., 1995 – Seismic images of eclogites, crustal-scale extension and Moho relief in eastern Grenville province, Québec. *Geology*; volume 23, n° 9; pages 855-859.
- ECKSTRAND, O.R., – SINCLAIR, W.D., – THORPE, R.I., 1995 – Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geological Survey of Canada. *Geology of Canada*, n° 8, 706 pages.
- FOLEY, S.F. – VENTURELLI, G. – GREEN, D.H., – TOSCANI, L., 1987 – The ultrapotassic rocks : characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, volume 24, pages 81-134.
- FRANCONI, A. – SHARMA, K.N.M. – LAURIN, A.F., 1975 – Région des rivières Betsiamites et Moisie (Grenville 1968-1969). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 162, 149 pages.
- GOBEIL, A., 1993 – Géologie de la région de la rivière Sainte-Marguerite (phase I) : feuillets SNRC 22O10, lac Boudart, (demie ouest) et 22O11, Montagne Blanche (demie est). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-45, 16 pages.
- GOBEIL, A., 1997a – Géologie de la région du lac Grandmesnil (SNRC 22O05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-04, 11 pages et 1 carte.
- GOBEIL, A., 1997b – Géologie de la région du lac Lacoursière (SNRC 22N08). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-03, 14 pages et 1 carte.
- GOBEIL, A., 1997c – Géologie de la région de la rivière Sainte-Marguerite (phase II) : feuillet 22O14, lac Gaillarbois, coin NW du feuillet 22O15, Rapide du Diable et coin SE du feuillet 22O13, Petit lac Manicouagan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-43, 13 pages.
- GOBEIL, A. – CLARK, T. – DAVID, J., 1996 – Nouvelles données géochronologiques U-Pb dans le Complexe métamorphique de Manicouagan. Lithoprobe, Abitibi-Grenville. Atelier 96, Résumés des présentations, page 14.
- GOBEIL, A. – HÉBERT, C. – CLARK, T. – BEAUMIER, M. – PERREAULT, S., 2002 – Géologie de la région du lac De La Blache (22K03 et 22K04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-01, 49 pages et 2 cartes.
- GOWER, C.F. – KROGH, E.T., 2002 – A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, n° 5, pages 795-829.
- GROMET, L.P. – DYMEK, R.F. – HASKIN, L.A. – KOROTEV, R.L., 1984 – The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, volume 48, pages 2469-2482.
- HYNES, A. – INDARES, A. – RIVERS, T. – GOBEIL, A., 2000 – Lithoprobe line 55: integration of out-of-plan seismic result with surface structure, metamorphism, and geochronology, and tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 141-358.
- INDARES, A. – DUNNING, G., 2004 – Crustal architecture above the high-pressure belt of the Grenville Province. *Precambrian Research*; volume 130, pages 199-228.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-546.
- JENSEN, L.S. – PYKE, D.R., 1982 – Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. *In: Komatiites. Geol. (eds) N.T. Arndt and E.G. Nesbitt (Allen and Unwin, London)*, pages 147-157.
- KISH, L., 1968 – Région de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-132, 113 pages.
- MAISONNEUVE, S., 2003 – L'indice Amiral : minéralisation Ni-Cu associée à une intrusion ultramafique, secteur au nord-ouest du lac Trouvé, Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 60265.

- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MCLENNAN, S.M., 1989 – Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*; volume 21, pages 169-200.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – SIMARD, M. – PERREAULT, S., 2007 – Géologie de la région septentrionale de Baie-Comeau (22F07, 22F08, 22F09, 22F15 et 22F16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 200704, 16 pages et 5 cartes.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009 – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 200903, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.
- MRNF, 2003 – Gîte – 22O, – 22J, gisement métallique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; Produits et services en ligne - Mines, E-Sigeom à la carte, www.mrnf.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp (Système d'information géominière du Québec).
- MRNF, 2010 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale, travaux géoscientifiques 2009; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2010-05, 8 pages.
- NESBITT, H.W., 2003 – Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *In*: Lentz, D.R., ed., *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Consideration to Mineral Deposit-Forming Environments*; Geological Association of Canada; volume 4, pages 39-51.
- OBALSKI, J., 1883 – Report of an exploration on the North Coast, from Saguenay to “La Pointe de Ste-Marguerite”. Report of commissioner of Crown Lands, Québec; annexe n° 50.
- OUELLET, L.M., 2000 – Rapport de prospection sur le projet Norac. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 59565.
- PEARCE, J.A. – NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- RICHARDSON, J., 1869 – Geological Survey of Canada; report of progress 1866-1869, pages 305-311.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonics division of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- SIRCOMBE, K.N., 2004 – Age Display: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers and Geosciences*; volume 30, pages 21-31.
- STOREY, C.C. – VOS, M.A., 1981 – Industrial minerals of the Pembroke-Renfrew area; Part I: Marble. *Ontario Geological Survey; Mineral Deposits; Circular 21*, 129 pages.
- TAYLOR, S.R. – MCLENNAN, S.M., 1985 – The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pages.
- THÉBERGE, L., 2003 – Description minéralogique en lame mince de la minéralisation sulfurée et de la roche hôte de l'indice Amiral (Cu-Ni). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, GM 60267.
- VALVERDE, C.C. 2009 – Geochemical constraints on the origin of mafic and ultrapotassic dykes from the southern Manicouagan area, Grenville Province. Thèse de maîtrise, Université Memorial, pages 5-35.
- WADA, H. – HARAYAMA, S. – YAMAGUCHI, Y., 2004 – Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. *Geological Society of America Bulletin*; volume 116, pages 788-801.
- WINTER, J.D. 2001 – An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, 699 pages.
- ZOBIR, S.H. – LARABA, A., 2009 – Altérations météoriques et hydrothermales des micaschistes du Massif de l'Edough (Annaba, Nord-Est Algérien). *European Journal of Scientific Research*; volume 27, n° 4, pages 554-564.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Paragneiss à sillimanite (SM), graphite (GP) et grenat. Notez que la sillimanite est fibreuse. Complexe de la Plus-Value (mPplv3). Affleurement 10-AB-7045.



PHOTO 2 - Niveau de quartzite plissé. Complexe de la Plus-Value (mPplv3). Affleurement 10-AM-048.



PHOTO 3 - Paragneiss à sillimanite à boudins de roches calco-silicatées (M14), plissées et transposées. Complexe de la Plus-Value (mPplv3). Affleurement 10-SB-9020.



PHOTO 4 - Niveau de marbre calcitique. Complexe de la Plus-Value (mPplv3). Affleurement 10-PL-1078.



PHOTO 5 - Mangérite fortement déformée (structure en L > S). Notez l'alignement et l'étirement des minéraux. Suite plutonique de Cacaoui (mPcaa1). Affleurement 10-AM-133.



PHOTO 6 - Granite porphyrique en feldspath potassique (FK) et rapakivi (RK), mince bordure de plagioclase blanchâtre. Notez la présence d'enclave porphyrique (EN). Suite plutonique de Bardoux (mPbar1). Affleurement 10-AM-014.

ANNEXE – Photographies (suite et fin).

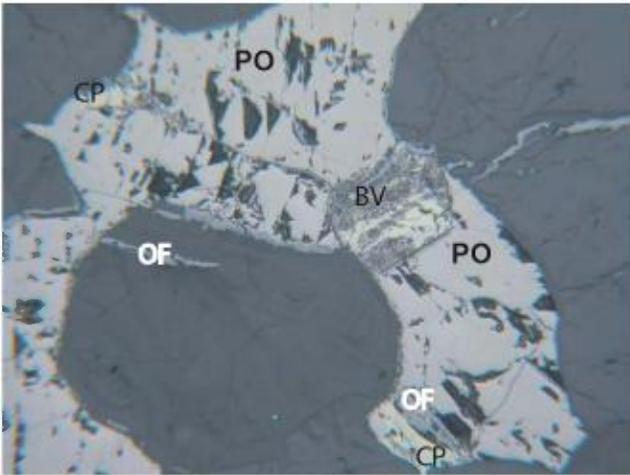


PHOTO 7 - Grandes plages millimétriques de pyrrhotite (PO) en position interstitielle par rapport aux silicates (gris foncé). Notez la bravoïte-violarite (BV) qui remplace la pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcopryrite (CP) et d'oxydes de fer (OF). Indice Amiral. Échantillon 2010-PL-1005, lumière réfléchie, largeur de la photo = 0,8 mm.

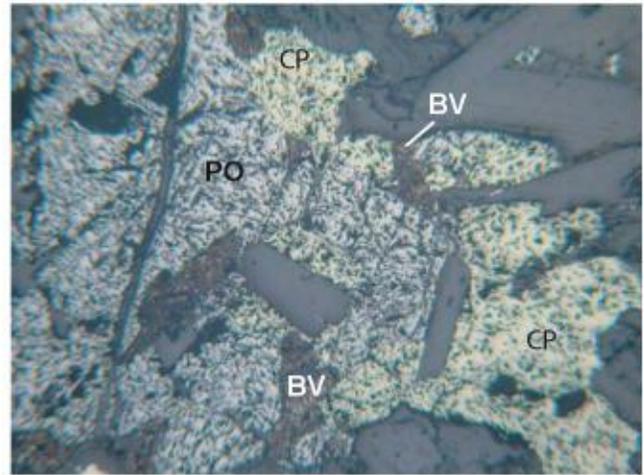


PHOTO 8 - Minéralisation semi-massive avec de grandes plages de pyrrhotite (PO) contenant de petits amas de bravoïte-violarite (BV); de la chalcopryrite (CP) se trouve en bordure des plages de pyrrhotite. Indice SMT. Échantillon 2010-PL-1039, lumière réfléchie, largeur de la photo = 3,2 mm.

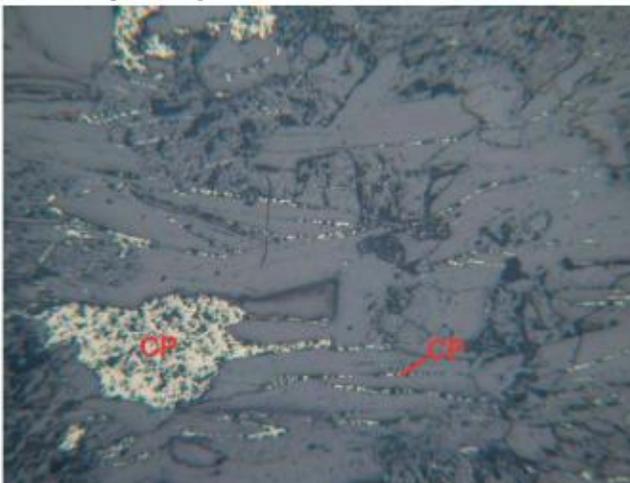


PHOTO 9 - Minéralisation disséminée et remobilisée dans les plans de la foliation. Notez que la chalcopryrite (CP) est localisée dans les plans de clivage des silicates et en position interstitielle. Indice SMT. Échantillon 2010-PL-1039, lumière réfléchie, largeur de la photo = 3,2 mm).

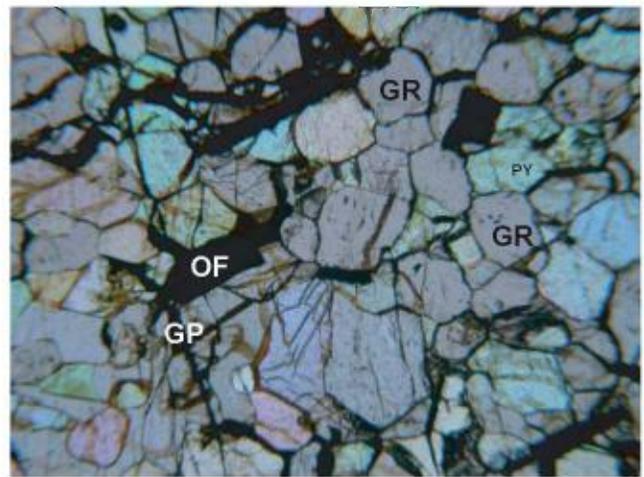


PHOTO 10 - Minéralisation disséminée constituée d'oxydes de fer (OF) et de traces de graphite (GP). Notez l'abondance des grenats (GR) riches en manganèse. Indice NORAC, échantillon 2010-PL-1200, lumière transmise, largeur de la photo = 3,2 mm.



PHOTO 11 - Pegmatite rose de plusieurs mètres d'épaisseur, contenant une minéralisation en terres rares. Cible Arthur Est, Suite plutonique de Caotibi, échantillon 2010-AM-089.

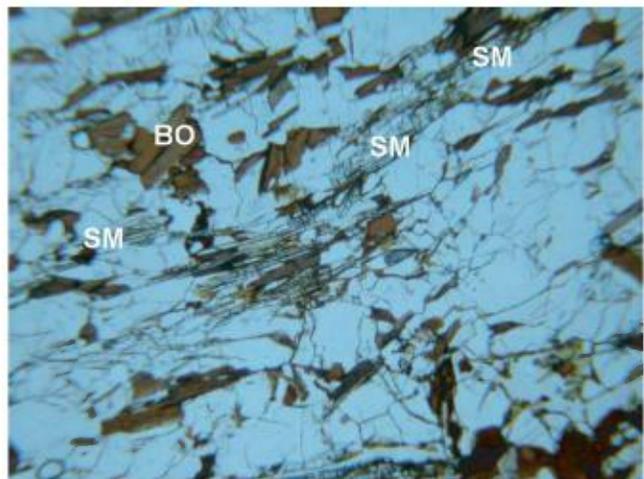


PHOTO 12 - Sillimanite (SM) en fines fibres dispersées dans un paragneiss à biotite (BO). Complexe de la Plus-Value (mPplv3). Échantillon 2010-NT-3184, lumière polarisée, largeur de la photo = 5,0 mm.

Résumé

La région cartographiée est située à environ 170 km au nord de la ville de Port-Cartier sur le territoire de la Côte-Nord. Elle couvre les feuillets SNRC 22O03, 22O04, le quart ouest de 22O06, 22J13 et 22J14. Les travaux de cartographie, réalisés au cours de l'été 2010 à l'échelle 1/125 000, visent à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans la partie centrale de la Province de Grenville.

Les travaux de terrain ont permis d'identifier plusieurs unités stratigraphiques. Le socle est constitué de migmatites d'origines sédimentaire et ignée de composition variée, regroupées dans le Complexe gneissique de Gabriel. Le Complexe de la Plus-Value, situé au centre de la région, est constitué de plusieurs unités métasédimentaires. L'unité principale de ce complexe est composée d'un paragneiss quartzofeldspathique à biotite, sillimanite, graphite et grenat. On observe dans cette unité dominante un assemblage formé de niveaux de quartzite impur (<6 m), de niveaux plus ou moins continus ou en boudins (<0,5 m) de roches calco-silicatées à clinopyroxène ± scapolite et de niveaux de marbre calcitique à dolomitique (<6 m). Cet assemblage est intercalé de façon répétitive dans cette unité.

Des intrusions porphyriques à porphyroclastiques de composition felsique (granite, charnockite) à intermédiaire (mangérite) sont injectées dans ces deux complexes. Des intrusions et des dykes mafiques (gabbro, gabbronorite, lamprophyre) à ultramafiques, ainsi que des dykes de pegmatite de composition granitique sont aussi observés dans la région.

Un total de 234 analyses géochimiques ont été réalisées. Les résultats indiquent que les roches felsiques et intermédiaires se sont mises en place dans des environnements d'arc volcanique et/ou d'intraplaque. La géochimie du Complexe de la Plus-Value montre que ce dernier provient de l'érosion de roches ignées felsiques qui ont subi localement une altération issue d'une circulation de fluides. La géochimie des petites intrusions de roches mafiques à ultramafiques indique que la majorité de ces roches sont d'affinité tholéiitique.

Le métamorphisme des roches intrusives du secteur cartographié se situe au faciès des granulites, caractérisé par la présence d'orthopyroxène. Les métasédiments du Complexe de la Plus-Value possèdent des assemblages minéralogiques conformes à un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Cependant, localement, l'apparition de la fusion partielle et l'absence de muscovite dans les métapélites indiquent le faciès des granulites. Un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites complète le portrait régional.

Les roches de la région ont été affectées par quatre phases de déformation (D1 à D4). Elles sont généralement très déformées et ont été affectées par plusieurs types de plissement. Les plis isoclinaux sont les plus communs et sont associés à la déformation D2 à laquelle est associée une foliation pénétrative S2 (G2), axiale aux plis et soulignée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens. La déformation D1 est représentée par une gneissosité ou une forte foliation pénétrative S1, qui affectent la majorité des assemblages lithologiques dans le nord-ouest de la région. Généralement, la foliation S1 est transposée et parallèle à S2. Des plis ouverts et des plis en fourreaux sont observés localement et sont associés à une foliation S3 (G3) non pénétrative et d'orientation variable. Plusieurs failles cassantes d'orientations variées sont associées à une quatrième déformation (D4). Une zone de chevauchement importante a été définie dans la partie ouest de la région cartographiée. Cette zone marque le contact entre le Complexe gneissique de Gabriel et la Mangérite de Renwick.

La région cartographiée contient des indices connus qui sont pour la plupart constitués de minéralisations de Ni-Cu ± Co présentes dans des roches mafiques à ultramafiques. Des minéralisations de Cu-Ag (Fe-Mn) sont également présentes. Nos travaux ont permis de mettre au jour trois cibles intéressantes pour des minéralisations en terres rares. Le secteur semble propice pour les minéraux industriels comme la sillimanite, le grenat et le graphite. Des zones potentielles pour la pierre de taille ont aussi été identifiées dans la région.

