

RG 2013-03

Géologie de la région septentrionale du réservoir aux Outardes 4, Côte-Nord

Abdelali Moukhsil, Fabien Solgadi, Aphrodite Indares, Saïd Belkacim

Documents complémentaires / Additional files
Licence / License



Phénocrystal de plagioclase (labradorite) montrant une iridescence bleutée dans une leuconorite.
Suite anorthositique à l'Argent.

Géologie de la région septentrionale du réservoir aux Outardes 4, Côte-Nord

Abdelali Moukhsil¹, Fabien Solgadi¹, Aphrodite Indares², Saïd Belkacim³

RG 2013-03

Mots-clés : Grenville, anorthosite, labradorite, Fe-Ti ± P ± V, terres rares

1- MRN (Ministère des Ressources naturelles)

2- Université Memorial, Terre-Neuve-et-Labrador

3- UQAT-URSTM (Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Unité de recherche et de service en technologie minérale)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Giguère

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Patrice Roy, par intérim

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau, par intérim

Lecture critique

Pierre Lacoste

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Assistance technique

Pierre-Thomas Poulin et Frédéric St-Pierre

Dessin

Johanne Jobidon

Graphisme

André Tremblay

Document accepté pour publication le 23 avril 2013

Résumé

La région cartographiée constitue la phase 2 de 3 d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques sur le territoire de la Côte-Nord (feuillet SNRC 22K). Elle est située dans le secteur nord-ouest du réservoir aux Outardes 4, dans la Province de Grenville central.

Le levé géologique, réalisé à l'échelle du 1/125 000, et un nouveau levé aéromagnétique (lignes de vol aux 300 m) couvrant tout le feuillet 22K, nous ont permis de cerner et d'identifier plusieurs unités stratigraphiques.

Les plus vieilles roches ignées de la région appartiennent à la Suite plutonique des Outardes (1528 Ma), qui est composée de mangérite déformée, de leuconorite et de gabbronorite. Une des caractéristiques de cette suite est la présence de structures de mélange de magma, principalement observables près de la rivière des Outardes.

Dans le secteur sud de la région, le socle est constitué de roches intrusives, de composition felsique à intermédiaire, généralement porphyriques à porphyroclastiques appartenant au Complexe de Hulot (1434 à 1373 Ma). La Suite anorthositique de Tétépisca (1052 Ma) occupe une superficie importante dans le nord-ouest du secteur. Elle est constituée principalement d'anorthosite porphyroclastique et mégaporphyrique, de leuconorite et de niveaux contenant des quantités mineures d'oxydes de fer et de titane. Le Complexe de la Plus-Value et la partie nord du Complexe de Canyon cartographiés plus à l'est au cours de l'été 2011, se prolongent dans la région étudiée. Le Complexe de la Plus-Value (<1765 Ma, >1487,6 Ma), d'origine sédimentaire, est composé de paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite contenant des niveaux de quartzite, de roches calco-silicatées et de marbre. Des paragneiss migmatitisés et des migmatites sont également associés au Complexe de la Plus-Value. Des granites leucocrates à grenat lilas ont été cartographiés aux bordures et à l'intérieur de ces paragneiss et sont interprétés comme des granites d'anatexie. La partie nord du Complexe de Canyon est formée principalement de mangérite gneissique d'âge elsonien (1222 à 1360 Ma) contenant des lambeaux mafiques à ultramafiques d'ordre métrique à décamétrique d'âge labradorien (~1694 Ma). À l'est de la région, les complexes de la Plus-Value et de Canyon sont injectés par la Suite plutonique de Castoréum constituée d'un assemblage de granite généralement porphyrique à porphyroclastique en feldspaths potassiques qui sont généralement tordus et cassés, associés à des minéraux ferromagnésiens d'orientation préférentielle bien définie. Ceci témoigne de la déformation importante à l'état solide de ces granites. Des charnockites et des monzonites, à grain moyen à grossier, à biotite et à hornblende et avec plus ou moins d'orthopyroxène, et des gneiss granitiques font partie de cette suite. La Suite de Castoréum est comparable à la Suite plutonique de Bardoux constituée de granitoïdes porphyriques (1488 Ma), localisée à l'est-sud-est du réservoir Manicouagan dans le feuillet SNRC 22O04. Au centre et à l'ouest de la région, le Complexe de Canyon est injecté par trois intrusions : la Suite anorthositique à l'Argent (1103 Ma), la Mangérite de Sabot et la Suite plutonique de Trémaudan (1028 Ma). La Suite anorthositique à l'Argent est constituée principalement de leuconorite verdâtre à cristaux de labradorite de 2 à 10 cm de long avec une iridescence bleutée, et d'anorthosite. La Mangérite de Sabot, d'âge grenvillien (1016 à 1017 Ma), est formée de mangérite, de monzonite et de granite généralement porphyrique et moins déformée à l'état solide. La Suite plutonique de Trémaudan, de forme partiellement arrondie, est composée principalement d'une syénite quartzifère massive et porphyrique contenant entre 50 et 60 % de phénocristaux de microcline perthitique, de plagioclase et du quartz à grain grossier et à texture magmatique sans déformation à l'état solide, témoin de son caractère tardi- à post-grenvillien. Une quantité mineure de charnockite porphyrique et de gabbronorite est associée à la syénite quartzifère. Au nord-est du secteur, la Suite plutonique de Céline est injectée dans le Complexe de la Plus-Value. Cette suite correspond aux roches ignées tardi-tectoniques et est formée de mangérite, de leuconorite, de granite et de charnockite, plus ou moins déformés.

Un total de 261 analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur les différentes unités. Les mangérites, qui constituent la majorité des roches de la région, peuvent en partie se différencier et se caractériser par les analyses géochimiques. La syénite quartzifère formant une partie de la Suite plutonique de Trémaudan se distingue aussi clairement par sa chimie. La Suite anorthositique à l'Argent a une chimie similaire au Massif anorthositique alcalin de Labrieville, alors que la Suite anorthositique de Tétépisca possède une composition chimique plus proche de celle des autres grandes suites anorthositiques du Grenville central. Les roches mafiques et ultramafiques sont pour la majorité d'affinité tholéïtite et présentent souvent une dispersion importante des données, ce qui pourrait représenter des sources d'origines variées.

Le grain structural de la région est principalement orienté NE-SW, mais se trouve perturbé par la mise en place de plusieurs intrusions. Des failles régionales produisant une mylonitisation intense sont reconnues sur plusieurs kilomètres. Le métamorphisme dominant est au faciès des granulites de moyenne pression.

Le potentiel minéral de la région est constitué de cibles et d'indices variés. Ce levé a permis de mettre au jour une dizaine de sites à minéralisation en oxydes de Fe-Ti-P ± V, en éléments des terres rares et en zinc. Par contre, la minéralisation en cuivre et en or est rare. Les minéraux industriels, les pierres ornementales et architecturales offrent un potentiel minéral intéressant dans la région.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION ET ACCÈS	6
Travaux antérieurs	6
Remerciements	6
STRATIGRAPHIE.....	6
Introduction	6
Description des lithodèmes.....	6
Complexe de la Plus-Value (mPplv).....	6
Suite plutonique des Outardes (mPout)	9
Complexe de Hulot (mPulo).....	9
Suite plutonique de Castoréum (mPctm)	10
Complexe de Canyon (mPccy)	10
Suite plutonique de Céline (mPcel)	11
Suite anorthositique à l'Argent (mParg).....	11
Suite de Louis (mPlou).....	11
Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet)	12
Suite plutonique de Trémaudan (mPtrem)	12
Mangérite de Sabot (mPsab).....	13
LITHOGÉOCHIMIE	13
Introduction	13
Roches felsiques et intermédiaires.....	13
Roches métasédimentaires.....	15
Roches mafiques et ultramafiques.....	16
MÉTAMORPHISME.....	18
Paragneiss alumineux	18
Minéralogie et textures.....	18
Interprétation.....	18
Roches mafiques.....	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
Structures planaires et linéaires	19
Gneissosité et plissement	22
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	22
Introduction	22
Minéralisations cuprifères	22
L'indice Hermas	22
L'indice « 12-AM-25 »	23
Minéralisations aurifères	23
L'indice Cast'Or	23
Les oxydes de Fe-Ti-P ± V	23
L'indice Fercel	23
L'indice Ferwel	24
La cible Trema	24
Minéralisations en zinc.....	24
L'indice Blanzay	24

Minéralisations en éléments des terres rares ± argent	24
L'indice Villion	24
L'indice Picard_2	25
Les minéraux industriels	25
L'indice Graphli	25
L'indice Gol	25
L'indice Lac Picard-AM-73.....	25
L'indice Lac Picard-AM-74.....	26
Pierre architecturale et ornementale	26
La cible Argenta	26
La cible Ornwel	26
 CONCLUSION	 26
 RÉFÉRENCES	 27
 ANNEXE - Photographies.....	 29
 HORS-TEXTE - Géologie 1/125 000 – Géologie de la région septentrionale du réservoir aux Outardes 4, Côte-Nord, carte RG 2013-03-C001.	

INTRODUCTION ET ACCÈS

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique effectué par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN) au cours de l'été 2012. La région cartographiée est localisée à environ 100 km au sud-ouest du barrage Daniel-Johnson (Manic 5) et à 220 km au nord de la ville de Baie-Comeau. Les secteurs cartographiés correspondent aux feuillets SNRC 22K05, 22K06, 22K11, 22K12 et 22K13 (figure 1).

La région d'étude est accessible par la route 138 jusqu'à Baie-Comeau et par un chemin gravelé nommé Chemin de la Scierie totalisant une distance de 220 km. Une multitude de chemins forestiers offrent également un bon accès à la majeure partie du territoire cartographié. Les berges du réservoir aux Outardes 4 donnent accès à de beaux grands affleurements. Plusieurs secteurs dans la partie nord ont été couverts par hélicoptère (figure 1).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie dans la région de Manicouagan ont été réalisés par Low (1897) de la Commission géologique du Canada. Plus au nord de notre région, le secteur du lac Mouchalagan a été étudié par Hammond (1946); ces travaux de cartographie se sont concentrés surtout au nord-est de la région couverte par ce rapport et notamment à l'intérieur de l'impact de Manicouagan. L'un des premiers géologues à étudier en particulier le pourtour de l'impact est Bérard (1962), suivi par les travaux de Kish (1962, 1963, 1968) qui a principalement cartographié les feuillets SNRC 22N09 et la demi-ouest du SNRC 22O12. Currie (1964), Murtaugh et Currie (1969) et Murtaugh (1976) ont également étudié les structures de l'impact météoritique de Manicouagan. Le projet marquant dans la région est le « Projet Grenville », qui a permis d'établir un ensemble de cartes géologiques comme références à l'échelle de 1/250 000 (Franconi *et al.*, 1975). Les travaux de cartographie régionale les plus récents sont ceux de Moukhsil *et al.* (2013), qui ont couvert les feuillets 22K14, 22K15, 22K16, 2KN02 et 2K03, et ceux de Gobeil *et al.* (2002) couvrant les feuillets SNRC 22K03 et la demi-est du SNRC 22K04 (région du lac De la Blache). De plus, quelques travaux statutaires ont été réalisés par des compagnies d'exploration minière et/ou des prospecteurs autonomes.

Le feuillet 22K a fait l'objet d'un levé magnétique aéroporté par le MRN, avec des lignes de vol au 300 m de distance et à environ 100 m d'altitude (D'Amours et Intissar, 2012).

Remerciements

Nos remerciements vont à toutes les personnes qui ont participé aux travaux sur le terrain : les géologues Thomas Clark, Daniel Lamothe, Ghyslain Roy et N'golo Togola,

les aides-géologues Marilyne Adam, Marie-Pier Bédard, Charles Blais, Abdelaziz Elbasbas, Pierre-Arthur Groulier, Céline Korol-Paradis, les personnes de soutien Robert Canapé et Wellie St-Onge et notre cuisinière Louise Bélanger. Nous remercions Pierre Lacoste pour les analyses au microscope électronique à balayage (MEB) à l'UQAM et à Hassan Bouzahzah pour le MEB à l'UQAT-URSTM. Nous tenons également à remercier Pierre Lacoste pour la lecture critique constructive de ce rapport.

STRATIGRAPHIE

Introduction

Toutes les roches cartographiées dans le cadre de ce projet sont d'âge mésoprotérozoïque et font partie de la province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989). La stratigraphie définie pour les lithologies cartographiées est basée sur les relations observées sur le terrain et sur de nouvelles datations (U/Pb sur zircon) réalisées lors de cette étude.

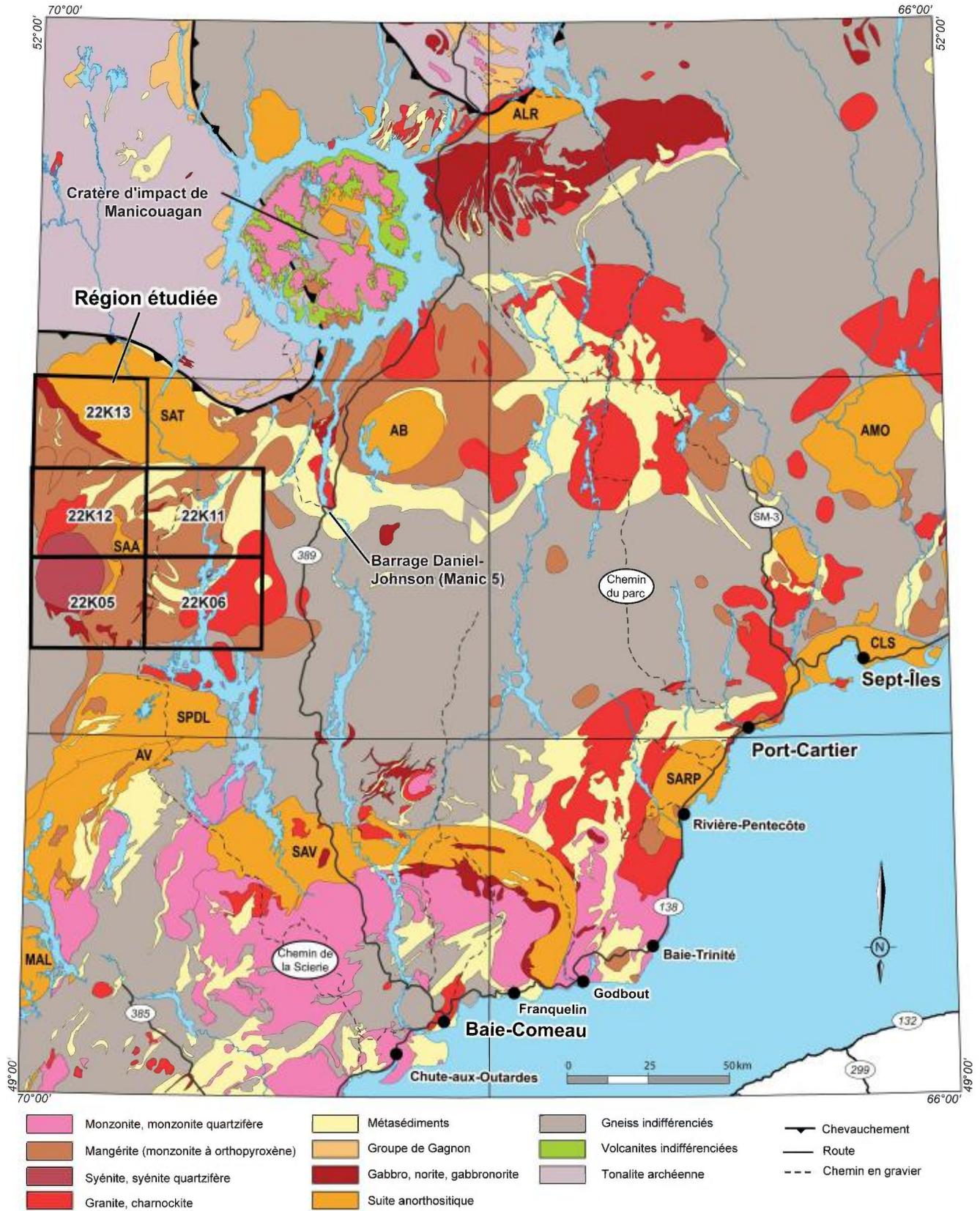
Description des lithodèmes

Complexe de la Plus-Value (mPplv)

Le Complexe de la Plus-Value a été défini pour la première fois par Moukhsil *et al.* (2012) lors de la cartographie des feuillets SNRC 22O03, 22O04, 22J13 et 22J14, localisés au nord-est de la région couverte par ce rapport. L'âge de ce complexe est plus jeune que 1765 Ma (U/Pb sur zircon détritique dans un quartzite), mais plus vieux que 1487,6 Ma, soit l'âge d'un intrusif contenant les enclaves du complexe (Moukhsil *et al.*, 2012). Le Complexe de la Plus-Value est d'origine métasédimentaire et est injecté par plusieurs familles de pegmatites d'orientations variables. Il est constitué de trois unités (mPplv1, mPplv2 et mPplv3). Pour la description complète de ces unités, nous référons le lecteur au rapport de Moukhsil *et al.* (2012).

Le Complexe de la Plus-Value affleure principalement dans le feuillet 22K11 où il est injecté par plusieurs suites plutoniques et par le Complexe de Canyon. Il se prolonge vers l'ouest dans le feuillet 22K12 et dans le feuillet 22K06 au sud. Il a été interprété au niveau du contact sud de la Suite anorthositique de Tétépisca (22K13) et au sud-est de cette dernière sous forme de lambeaux métriques à décimétriques présents dans le Complexe de Canyon (figure 2).

L'unité mPplv1 représente l'unité la plus abondante du complexe. Elle est constituée de paragneiss quartzofeldspathique à biotite plus ou moins migmatitisé, de migmatite surtout stromatique et de granite d'anatexie. Des quantités mineures de boudins de quartzite et de roches calcosilicatées y sont associées (photo 1, en annexe). Les granites d'anatexie associés aux paragneiss sont leucocrates, de couleur grisâtre, plus ou moins riches en grenat de teinte



SAV = Suite anorthositique de Vallant; SARP = Suite anorthositique de Rivière-Pentecôte; SPDL = Suite plutonique de De La Blache; SAT = Suite anorthositique de Tétépisca; AB = Anorthosite de Berté; AMO = Anorthosite Moisie-Ouapatec; ALR = Anorthosite du lac Raudot; MAL = Massif anorthositique alcalin de Labrieville; CLS = Complexe lité de Sept-Îles; AV = Anorthosite de Vanel; SAA = Suite anorthositique à l'Argent.

FIGURE 1 - Localisation de la région cartographiée (SNRC 22K05, 22K06, 22K11, 22K12 et 22K13).

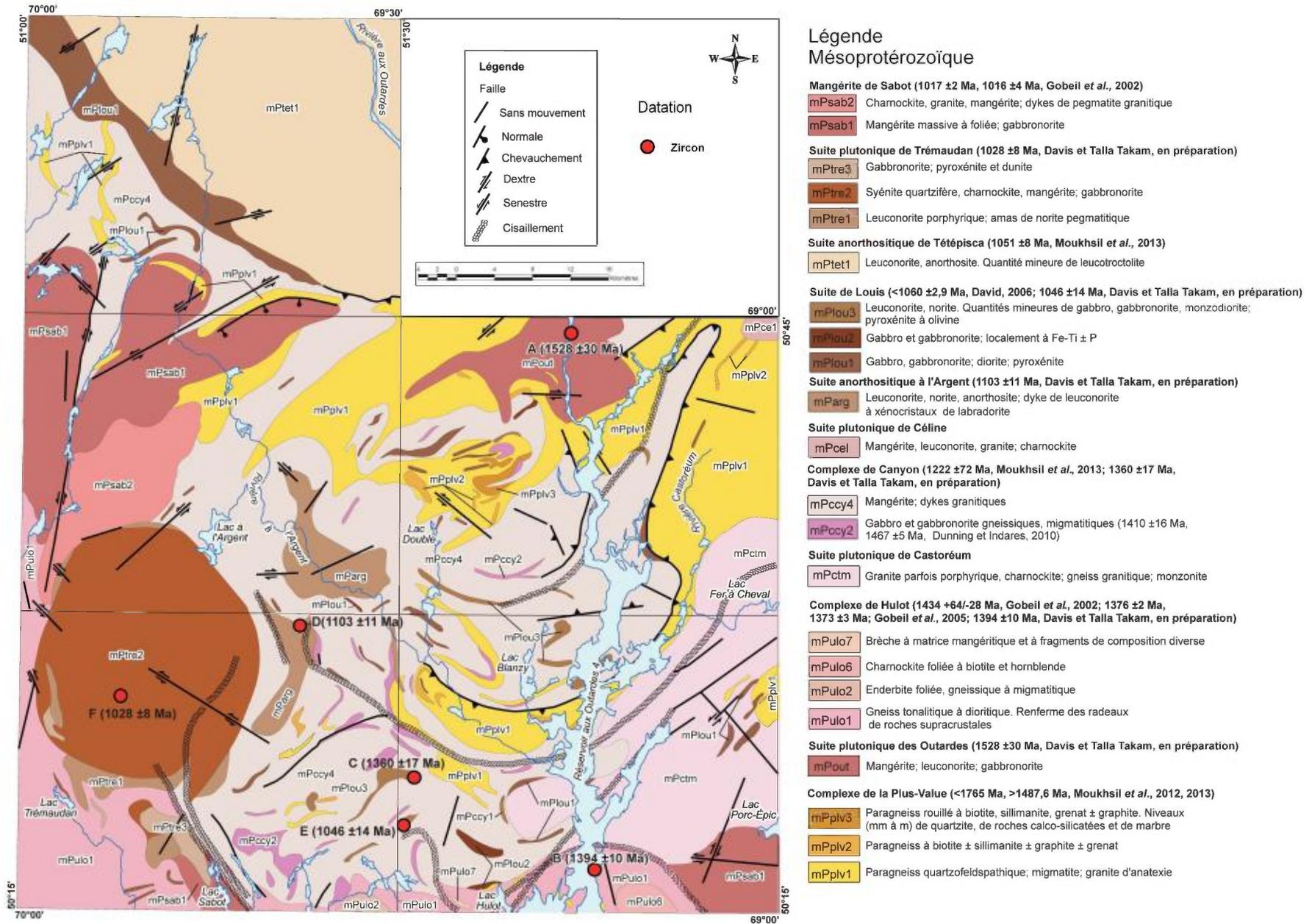


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée du territoire couvert par ce rapport.

lilas, et présentent une texture massive à grains de quartz en grosses plages. La biotite et la hornblende constituent moins de 3 % de la roche. Des enclaves ou schlierens complètement ou partiellement digérés sont parfois présents dans les affleurements cartographiés.

L'unité mPplv2 est composée de paragneiss à biotite ± sillimanite ± graphite ± grenat, accompagné par de rares niveaux de quartzite (millimétriques à centimétriques) et des boudins de roches calco-silicatées.

L'unité mPplv3 est formée de paragneiss rouillés à biotite contenant de la sillimanite, du grenat de couleur lilas et plus ou moins de graphite. Des niveaux millimétriques à métriques de quartzite, de roches calco-silicatées et de marbre font partie de cette unité. Le marbre calcitique ou dolomitique peut contenir du diopside, de la scapolite et de la titanite. Signalons une quantité importante de dykes ou de filons pegmatitiques blanchâtres à rosâtres traversant les paragneiss du Complexe de la Plus-Value. Ces dykes ou filons peuvent représenter un potentiel économique pour les éléments des terres rares (voir le chapitre « Géologie économique »).

Suite plutonique des Outardes (mPout)

La Suite plutonique des Outardes a été nommée par Moukhsil *et al.* (2013). Cette suite a été cartographiée dans le feuillet 22K14, où elle est en contact faillé avec la Suite anorthositique de Tétépisca (1051 ± 8 Ma, Moukhsil *et al.*, 2013) et se prolonge vers le sud dans le feuillet 22K11. Un échantillon (A, 11-AM-0144; 22K11, 480874E, 5620594N) d'une mangérite de cette suite a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de cristallisation de 1528 ± 30 Ma et un âge métamorphique de 1057 ± 56 Ma (âges préliminaires U/Pb sur zircon, Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2). Notez que cet âge métamorphique est semblable à l'âge de cristallisation de la Suite anorthositique de Tétépisca.

Dans le secteur couvert dans ce rapport, la Suite plutonique des Outardes affleure uniquement dans le nord du feuillet SNRC 22K11 et constitue moins de 10 % en superficie de toutes les roches affleurantes de ce feuillet. Elle est intrusive dans les paragneiss du Complexe de la Plus-Value (figure 2). Elle est composée de mangérite déformée, de leuconorite et de gabbronorite. La roche est verdâtre en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Elle contient de l'orthopyroxène, de la hornblende, du feldspath potassique perthitique et porphyrique. Le gabbronorite est magnétique, à grain moyen, et contient des cristaux d'orthopyroxène en relief, des plagioclases plus ou moins recristallisés et du grenat. La leuconorite est à grain moyen, à porphyroclastes d'orthopyroxène et contient aussi de la hornblende et de la biotite. Une des caractéristiques de cette unité est la présence de structures de mélange de magma dans quelques affleurements typiques et spectaculaires près de la rivière des Outardes. En effet, dans ces affleurements, le gabbronorite et la leuconorite sont anastomosés et on les retrouve l'un

dans l'autre. Quelques gouttelettes de sulfures (pyrite et pyrrhotite) ont été observées avec ces zones de mélange, mais n'ont pas donné des valeurs significativement anormales.

Complexe de Hulot (mPulo)

Le Complexe de Hulot a été nommé par Gobeil *et al.* (2002) pour définir un ensemble de roches gneissiques et ignées déformées et métamorphisées qui forment le socle rocheux dans les secteurs nord et est du lac De La Blache (22K03). Il a été subdivisé en sept unités (mPulo1 à mPulo7). Trois de ces unités ont fait l'objet de datation isotopique (U/Pb sur zircon). L'enderbite (mPulo2) a retourné un âge de 1434 +64/-28 Ma (Gobeil *et al.*, 2002), la charnockite foliée (mPulo6) a été datée à 1375,9 ± 2 Ma, alors que la monzonite quartzifère à mégacristaux (mPulo4) a donné un âge de 1372,7 ± 3 Ma (Gobeil *et al.*, 2005). Un échantillon (B, 12-TC-5111A; 22K06, 483046E, 5570373N) d'une diorite quartzifère a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de 1394 ± 10 Ma (âge préliminaire U/Pb sur zircon, Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2). Cet âge est inclus dans la fourchette des âges antérieurs mentionnés ci-haut pour le Complexe de Hulot.

Dans la région cartographiée, ce complexe est constitué de quatre unités (mPulo1, mPulo2, mPulo6 et mPulo7). Ces unités sont observées principalement dans la partie sud des feuillets 22K05 et 22K06. Les affleurements types qui ont été cartographiés au sud du réservoir aux Outardes 4 dans le feuillet 22K06, sont très déformés.

L'unité mPulo1 constitue plus de 95 % en superficie de ce complexe. Elle est composée de gneiss tonalitique à dioritique, de couleur grisâtre, et très souvent porphyroclastique avec des plagioclases de 1 à 5 cm de long. La diorite quartzifère a une texture primaire oblitérée par la déformation et par la migmatitisation (photo 2, en annexe). Cette unité est dérivée de la déformation et de la migmatitisation de toutes les autres unités du Complexe de Hulot (figure 2). Le mPulo1 contient des radeaux pluricentimétriques de roches supracrustales et d'amphibolite (métagabbro de la Suite de Louis). Les roches supracrustales appartiennent au Complexe de la Plus-Value et sont constituées de paragneiss, de paragneiss migmatitisé et de migmatite.

L'unité mPulo2 représente moins de 2 % de la superficie du complexe et elle affleure au sud-sud-ouest du feuillet 22K05. Elle est composée principalement d'une enderbite foliée, gneissique à migmatitique et à grain moyen, et d'une quantité mineure de diorite quartzifère. De l'orthopyroxène et une faible quantité de clinopyroxène ont été observés dans cette unité. En lame mince, une quantité importante d'orthopyroxène a été transformée en hornblende. Localement, il est possible de voir les anciens phénocristaux de feldspath de 1 à 3 cm de long (plagioclase) qui sont tordus et cassés et donnent une texture porphyroclastique à la roche. Le passage de l'enderbite typique à un gneiss ou à une migmatite se fait progressivement et la limite entre ces faciès est difficile à tracer.

L'unité mPulo6 est composée de charnockite, de teinte brun verdâtre en surface fraîche et beige en surface altérée. Cette unité constitue moins de 2 % en superficie de ce complexe et elle affleure uniquement au sud du feuillet 22K06, à l'est du réservoir aux Outardes 4 (figure 2 et carte hors-texte). Elle est constituée de biotite, de hornblende et d'orthopyroxène et est généralement foliée et à grain grossier. Des minéraux accessoires comme de l'allanite, du zircon et des opaques y sont observés. Un assemblage de roches granitiques à grain grossier et de dykes de pegmatite de composition granitique est reconnu à l'intérieur de la charnockite.

L'unité mPulo 7 affleure dans le sud-sud-ouest du feuillet 22K06. Elle est moins abondante et constitue moins de 1 % du complexe. Les seuls affleurements cartographiés de cette unité correspondent à une brèche à matrice mangéritique et à fragments de roches mafiques (norite, gabbro, gabbro-norite) et ultramafiques (pyroxénite, hornblendite), de roches calcosilicatées, de quartzite et de gneiss (ortho à para) d'origines diverses. Ces enclaves forment jusqu'à 60 % de la brèche.

Suite plutonique de Castoréum (mPctm)

La Suite plutonique de Castoréum est un nouveau lithodème qui occupe la partie est du feuillet 22K06 et se prolonge dans le coin sud-sud-est du feuillet 22K11. Cette suite est constituée d'un assemblage de granite parfois porphyrique à porphyroclastique, localement magnétique. Les feldspaths de ces granites sont généralement tordus et cassés, et associés à des minéraux ferromagnésiens (biotite, hornblende) avec une orientation préférentielle bien définie. Ceci témoigne de la déformation importante de ces granites à l'état solide. Ces roches sont aussi caractérisées par des textures stromatiques, résultant de la fusion partielle et des injections de matériel granitique, ce qui indique un métamorphisme de haut grade. Des charnockites et des monzonites à grain moyen à grossier, contenant de la biotite et de la hornblende et avec plus ou moins de l'orthopyroxène et des gneiss granitiques, font partie de cet assemblage. Une quantité mineure de mangérite rougeâtre et de monzonite à biotite et à hornblende, coupées par des dykes de pegmatite granitique, ont été cartographiées. Toutes ces roches ont généralement conservé une texture porphyrique, témoin de leur origine ignée. Cette suite est localement comparable à la Suite plutonique de Bardoux constituée de granitoïdes porphyriques (1488 Ma, Moukhsil *et al.*, 2012), qui est localisée à l'est-sud-est du réservoir Manicouagan dans le feuillet 22O04.

Complexe de Canyon (mPccy)

Hynes *et al.* (2000) ont identifié deux domaines lithotectoniques dans la partie sud du réservoir de Manicouagan : le domaine des Îles et le domaine de Canyon. Dans le domaine des Îles, principalement constitué de mangérite, Dunning et Indares (2010) ont identifié des radeaux de métagabbro

et d'anorthosite qu'ils ont datés à de $1694 \pm 52/-45$ Ma. Par contre, dans le domaine de Canyon, Dunning et Indares (2010) ont reconnu des roches litées mafiques et felsiques. Dans ce domaine, une suite mafique a été datée à 1410 ± 16 Ma (Dunning et Indares, 2010) alors qu'une suite bimodale felsique-mafique d'origine volcanique a retourné un âge de 1238 ± 13 Ma (Lasalle *et al.*, 2013). La mangérite du domaine des Îles a donné un âge similaire (1222 ± 72 Ma; Moukhsil *et al.*, 2013). Par conséquent, l'ensemble des unités des domaines des Îles et de Canyon a été défini par Moukhsil *et al.* (2013) comme étant le Complexe de Canyon. Ce complexe contient des roches d'âge $\sim 1,2$ Ga avec des reliques mafiques plus vieilles (1,7 à 1,6 Ga; métagabbros du domaine des Îles et $\sim 1,4$ Ga, suite mafique du domaine de Canyon). Un échantillon (C, 12-AM-0139A; 22K06, 466162E, 5578997N) d'une mangérite gneissique coupée par un dyke de gabbro (Suite de Louis, mPlou3) a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de cristallisation de 1360 ± 17 Ma et un âge métamorphique de 1065 ± 13 Ma (âges préliminaires U/Pb sur zircon; Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2). Cet âge de cristallisation est plus vieux que l'âge antérieurement établi pour le Complexe de Canyon. De plus, en se basant sur la chimie (voir le chapitre « Lithogéochimie ») et la pétrographie qui est semblable aux autres mangérites du complexe, nous considérons cette mangérite comme faisant partie du Complexe de Canyon, suggérant ainsi une variation d'âge dans ce complexe de 1222 à 1360 Ma.

Dans la région couverte par ce rapport, le Complexe de Canyon est composé de deux unités distinctes (mPccy2 et mPccy4), alors qu'au nord de la région couverte lors des travaux de l'été 2011 (Moukhsil *et al.*, 2013), nous avons cartographié quatre unités (mPccy1, mPccy2, mPccy3 et mPccy4). Ce complexe est reconnu dans l'ensemble des feuillets cartographiés et constitue environ 77 % de toutes les roches de la région.

L'unité mPccy2 affleure en lambeaux ou en enclaves dans l'unité dominante mPccy4, principalement dans les feuillets 22K05, 22K06 et 22K11 (carte hors-texte) où elle occupe environ moins de 8 % de la superficie de ce complexe. Elle est constituée de gabbro et de gabbro-norite, généralement à textures gneissique et migmatitique. Ces roches sont composées de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de hornblende qui remplace localement le pyroxène, et fréquemment de biotite et de grenat. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. Le grain est fin à moyen et la texture est généralement granoblastique. On y observe localement un rubanement compositionnel, qui se retrouve à l'échelle microscopique avec des variations dans l'abondance de la biotite et de la hornblende, ainsi que des reliques de textures ignées (ophitique et porphyrique). Un affleurement typique (12-AM-0015, 475649E, 5585988N) de cette unité a été très difficile à analyser, car il contient une alternance de lithologies de composition mafique à intermédiaire (photo 3a, en annexe) et de texture à fragments (photo 3b, en annexe) et à nodules de grenat

(voir le chapitre « Métamorphisme »). En effet, cet affleurement est constitué d'un assemblage de niveaux de composition intermédiaire, de couleur grise, de granulométrie fine et de niveaux mafiques en alternance. Il est possible que cet affleurement soit un métagabbro lité, mais en absence de textures ophitique ou porphyrique, nous supposons que cette alternance représente plus un rubanement compositionnel dans un contexte de roche volcanoclastique (photo 3a, en annexe).

L'unité mPccy4 représente l'unité principale du Complexe de Canyon dont elle constitue plus de 90 % en terme de superficie (carte hors-texte). Elle affleure dans tous les feuillets couverts par ce rapport. Cette mangérite a été datée à 1222 ± 72 Ma dans le feuillet 22N02 par Moukhsil *et al.* (2013) et à 1360 ± 13 Ma (Davis et Talla Takam, en préparation). Le faciès principal de cette unité est une mangérite typique de teinte verdâtre en surface fraîche et blanchâtre en surface altérée. Elle est généralement déformée et caractérisée par une texture granoblastique, localement porphyroblastique en feldspath. Elle est souvent à texture porphyrique, mais la déformation ainsi que la recristallisation oblitérent complètement le caractère porphyrique. Dans les secteurs faillés (carte hors-texte), la mangérite est gneissique avec une alternance de niveaux centimétriques clairs (mangérite) et de niveaux sombres de composition plus mafique (enclaves digérées); la roche est aussi migmatitisée à mobilisat charnockitique (leucosomes à orthopyroxène). La mangérite contient parfois de l'orthopyroxène et du feldspath. En effet, en lame mince, cette mangérite est composée de feldspath potassique perthitique accompagné d'une quantité (< 15 %) de quartz en petites plages situées entre les grains de biotite et d'amphibole. L'unité mPccy4 est aussi composée d'intrusions ou de dykes de pegmatite granitique de teinte rosâtre, discordants, et de gneiss granitiques. Ces dykes peuvent être enrichis en éléments des terres rares (voir le chapitre « Géologie économique »). Cette unité contient également des lambeaux ou radeaux de métasédiment appartenant au Complexe de la Plus-Value et des enclaves d'amphibolite.

Suite plutonique de Céline (mPcel)

La Suite plutonique de Céline a été introduite par Moukhsil *et al.* (2013) dans le feuillet 22K15 pour définir les roches ignées tardi-tectoniques, plus ou moins déformées, de la région sud-ouest du réservoir Manicougan. Elle affleure uniquement dans le coin nord-nord-est du feuillet SNRC 22K11 où elle constitue moins de 1 % des roches de ce feuillet. Elle est intrusive dans les paragneiss du Complexe de la Plus-Value (figure 2 et carte hors-texte). Cette suite est formée de mangérite, de leuconorite, de granite et de charnockite, plus ou moins déformés. De l'orthopyroxène, des phénocristaux de feldspath potassique perthitique ainsi que des myrmékites sont observés en lames minces dans les faciès granitiques à charnockitiques de cette unité.

Suite anorthositique à l'Argent (mParg)

La Suite anorthositique à l'Argent est une nouvelle unité formelle. Elle correspond à une intrusion éparse et disloquée qui affleure dans le coin sud-est du feuillet 22K12 et au nord-nord-est du feuillet 22K05. Un dyke de cette suite a aussi été cartographié à la limite nord-est du feuillet 22K05 et se prolonge dans le feuillet 22K06. Un échantillon (D, 12-AM-099A; 22K05, 455479E, 5593227N) d'une leuconorite, de teinte verdâtre de cette suite, a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de cristallisation de 1103 ± 11 Ma (âge préliminaire U/Pb sur zircon, Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2).

La Suite anorthositique à l'Argent est constituée de leuconorite, de norite, d'anorthosite et d'une quantité mineure de mangérite. Tous les faciès de cette suite sont généralement caractérisés par leur couleur blanchâtre en surface d'altération et verdâtre en surface fraîche. La leuconorite est caractérisée par une texture porphyrique à porphyroblastique en phénocristaux de plagioclase (20 à 30 %) millimétriques à centimétriques (photo 4, en annexe). Les phénocristaux ont une légère orientation préférentielle. La matrice est granoblastique, à plagioclase, à orthopyroxène et à clinopyroxène. La norite est aussi porphyroblastique à matrice recristallisée, riche en grains moyens de plagioclase et de gros cristaux d'orthopyroxène. L'anorthosite est généralement porphyrique et sous forme de niveaux centimétriques à métriques. Elle est constituée de phénocristaux de plagioclase recristallisé, antiperthitiques et séricitisés. Le plagioclase est associé à des phénocristaux d'orthopyroxène et à de la biotite chloritisée avec la présence d'un peu de feldspath potassique normatif (voir le chapitre « Géochimie »). La mangérite est à grain grossier, granoblastique et très déformée. Cette mangérite est surtout présente à la bordure de l'intrusion et elle ressemble au faciès mangéritique du Complexe de Canyon. On observe un dyke d'une largeur d'environ 300 m qui se prolonge sur une longueur d'au moins 5 km. Ce dyke est composé de leuconorite verdâtre à jaunâtre à xénocristaux de labradorite (photo de la page couverture) à iridescence bleutée. Ces xénocristaux peuvent atteindre facilement 8 cm de longueur et représenter jusqu'à 15 % de la roche.

Suite de Louis (mPlou)

La Suite de Louis a été introduite par Moukhsil *et al.* (2007) pour décrire l'ensemble des intrusions de gabbro, de gabbronorite, de diorite, de diorite à hypersthène et de pyroxénite non apparentées aux intrusions anorthositiques de la région de Baie-Comeau (feuillet SNRC 22F); elle contenait à l'origine deux unités (mPlou1 et mPlou2). Cette suite affleure dans la région cartographiée sous forme de dykes ou de petites intrusions. Elle est aussi injectée dans une direction NW-SE le long de la bordure sud de la Suite anorthositique de Tétépisca dans le feuillet 22K13 (figure 2 et carte hors-texte). Un âge (U/Pb sur zircon) plus jeune que

1060 ± 2,9 Ma lui a été attribué par David (2006) et Moukhsil *et al.* (2009b). Un échantillon (E, 12-AM-0054D; 22K06, 455479E, 5593227N) d'une leuconorite à texture pegmatitique a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de cristallisation de 1046 ± 14 Ma (âge préliminaire U/Pb sur zircon; Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2). En raison de ce jeune âge, nous avons assigné cet affleurement à la Suite de Louis (unité mPlou3).

La Suite de Louis est constituée de trois unités (mPlou1, mPlou2 et mPlou3). L'unité mPlou1 représente l'unité principale en terme de superficie (> 88 %); elle affleure dans tous les feuillets cartographiés. Elle est constituée : 1) de gabbro et de gabbronorite à textures ophitique, subophitique ou granoblastique, contenant de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène en partie ou entièrement remplacé par de la hornblende; 2) de diorite et de gabbro en lambeaux, en enclaves ou en injections boudinées dans les unités encaissantes; et 3) de pyroxénite. Les textures variées de cette suite indiquent qu'il s'agit d'intrusions probablement d'âges différents.

L'unité mPlou2 occupe moins de 10 % de la suite et se retrouve sous forme de dykes d'une dizaine de mètres de largeur dans les feuillets 22K06 et 22K11. Cette unité est constituée de gabbro, de gabbronorite à forte susceptibilité magnétique, de rares niveaux de pyroxénite et de nelsonite, localement riches en oxydes de fer et de titane (ilménite), en magnétite et en apatite (voir le chapitre « Géologie économique »).

L'unité mPlou3 affleure principalement dans les feuillets 22K05, 22K06 et 22K11 sous forme de dykes et de lambeaux, métriques à décamétriques, isolés à l'intérieur du Complexe de Canyon ou en injection dans le Complexe de la Plus-Value. Elle occupe moins de 2 % de la superficie de la Suite de Louis. L'affleurement typique est observé à l'ouest-sud-ouest du feuillet 22K06 sur le bord est du chemin forestier menant au camp des Outardes (affleurement 12-AM-0054C; photo 5, en annexe). Cette unité est composée principalement de lambeaux de leuconorite et de norite métamorphisées, à granulométrie moyenne à grossière, et à porphyroblastes de grenat, d'orthopyroxène et de clinopyroxène, et rarement de gabbro et de gabbronorite. Un litage compositionnel et une texture pegmatitique des pyroxènes sont observés ici et là dans cette unité. Les poches pegmatitiques sont souvent riches en oxydes de fer et titane. Une quantité mineure de monzodiorite et de pyroxénite à olivine y est également associée. Localement, les faciès mafiques de cette unité ont préservé des textures primaires (ophitiques) bien qu'en général, en lames minces, la texture granoblastique est souvent notée dans ces roches. Une faible quantité de quartz secondaire est observée dans les gabbros et gabbronorites de cette unité et est toujours associée au clinopyroxène et au grenat par réaction métamorphique.

Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet)

L'ensemble des roches formant cette suite a été appelé « Massif du lac Tétépisca » par Franconi *et al.* (1975).

Moukhsil *et al.* (2013) ont ensuite nommé cet assemblage de roches « Suite anorthositique de Tétépisca » et ont obtenu un âge de 1051 ± 8 Ma. Les affleurements typiques de cette suite sont observés à l'ouest de la rivière aux Outardes dans le feuillet 22K13 où ils forment des reliefs assez imposants (figure 2 et carte hors-texte). Dans la région couverte par ce rapport, la suite est constituée d'une seule unité (mPtet1). Cette unité est composée d'un assemblage de leuconorite et d'anorthosite. Une quantité mineure de leucotroctolite a été observée principalement dans le secteur est de la suite, dans le feuillet 22K14 (Moukhsil *et al.*, 2013). Les travaux de cartographie n'ont pas permis de séparer les leuconorites des anorthosites en deux unités distinctes. Ces deux faciès peuvent se retrouver mélangés à toutes les échelles. La leuconorite et l'anorthosite sont localement porphyroclastiques avec une matrice moyennement à fortement recristallisée. De l'orthopyroxène et du clinopyroxène sont observés dans cette unité. Au microscope, la leuconorite contient du clinopyroxène fortement ouralitisé, du plagioclase séricitisé (2 %), de l'actinote, du grenat, de la biotite, des opaques et rarement de la serpentine. Une texture coronitique est présente, avec un cœur d'orthopyroxène et/ou de clinopyroxène entouré de hornblende et de grenat. Le faciès anorthositique est à plagioclase recristallisé blanchâtre, à grain moyen, avec de l'orthopyroxène et du clinopyroxène ouralitisés.

Suite plutonique de Trémaudan (mPtre)

La Suite plutonique de Trémaudan est un nouveau lithodème formel. Cette suite présente une forme arrondie avec un diamètre d'environ 20 km et est intrusive dans des encaissants de gneiss tonalitique à dioritique (Complexe de Hulot) et de mangérite (Complexe de Canyon). Elle occupe plus du quart nord-ouest du feuillet 22K05 et se poursuit vers le nord dans la partie sud du feuillet 22K12. Elle est très facile à cerner à partir de la carte aéromagnétique. Un échantillon (F, 12-AM-0176; 22K05, 438703E, 5586687N) d'une syénite quartzifère et porphyrique de cette suite a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de cristallisation de 1028 ± 8 Ma (âge préliminaire U/Pb sur zircon; Davis et Talla Takam, en préparation; figure 2).

La Suite plutonique de Trémaudan est subdivisée en trois unités distinctes (mPtre1, mPtre2, mPtre3). L'unité mPtre1 occupe moins de 2 % en superficie et constitue un faciès de bordure. Elle est composée de leuconorite porphyrique avec du plagioclase en baguettes et renferme des amas de norite à texture pegmatitique. Ces amas sont riches en orthopyroxène et ont des épaisseurs ne dépassant pas 30 cm de diamètre.

L'unité mPtre2 représente l'unité principale et couvre plus de 85 % de l'intrusion. Elle est composée d'une syénite quartzifère massive, porphyrique, contenant entre 50 et 60 % de phénocristaux (jusqu'à 4 cm de long) de microcline perthitique (photo 6, en annexe) et moins de 2 % de minéraux ferromagnésiens constitués de biotite et de hornblende. Dans la matrice, le plagioclase et le quartz sont à grain grossier et sont caractérisés par une texture magmatique sans défor-

mation à l'état solide, témoin de son caractère tardi- à post-grenvillien. La biotite et la hornblende sont disséminées et constituent moins de 2 % de la roche. La quantité de quartz est très variable dans cette unité et localement, le quartz peut atteindre jusqu'à 25 % de la roche, avec plus de 50 % de feldspath potassique perthitique. Une quantité mineure de charnockite et de mangérite porphyrique en phénocristaux de feldspath potassique, et de gabbronorite sont associés à la syénite quartzifère.

L'unité mPtre3 est localisée au sud de l'intrusion et elle forme moins de 13 % en superficie. Cette unité est constituée de gabbronorite porphyrique en plagioclase, localement à grain grossier. Le gabbronorite a une susceptibilité magnétique moyenne à forte. Cette forte susceptibilité magnétique est expliquée localement par la présence d'oxydes de fer et titane (jusqu'à 40 %) (voir le chapitre « Géologie économique »). On observe une quantité mineure de pyroxénite et de dunite intercalées dans le gabbronorite.

Mangérite de Sabot (mPsab)

La Mangérite de Sabot a été décrite pour la première fois par Moukhsil *et al.* (2009b) lors de la cartographie des feuillets 22F13 et 22F14 au nord de Baie-Comeau (figure 1). Gobeil *et al.* (2002) ont réalisé deux datations dans des roches assignées à la Mangérite de Sabot (feuillets 22K03 et 22K04) qui ont retourné des âges de 1017 ± 2 Ma et 1016 ± 4 Ma.

Dans la région couverte par ce rapport, la Mangérite de Sabot affleure principalement dans les feuillets 22K05 et 22K12 sous forme de batholites kilométriques, épars (figure 2 et carte hors-texte). Ces derniers sont généralement allongés et suivent la direction des failles qui leur sont associées. Un autre batholite occupe le coin sud-est du feuillet 22K06 et est en contact faillé avec le Complexe de Hulot. La Mangérite de Sabot est subdivisée en deux unités (mPsab1 et mPsab2).

L'unité mPsab1 représente plus de 80 % de l'intrusion et est composée de mangérite massive à légèrement foliée et localement à grain moyen. Les affleurements typiques de cette unité sont observés à l'ouest du lac du Porc-Épic où ils forment des hauts reliefs. Généralement, la mangérite a une texture à mégacristaux, soit jusqu'à 50 % en phénocristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 10 cm. Elle contient de l'orthopyroxène, de la biotite, de la hornblende et de la micropertite. Quelques rares affleurements de gabbronorite non déformé sont associés à cette unité.

L'unité mPsab2 affleure uniquement dans la partie sud-ouest du feuillet 22K12 où elle est injectée par la suite plutonique de Trémaudan (carte hors-texte). Cette unité est composée de charnockite, de granite à grain moyen et d'une quantité mineure de mangérite porphyrique en feldspath. Des dykes de pegmatite de composition granitique recoupent la plupart des faciès de l'unité mPsab2.

LITHOGÉOCHIMIE

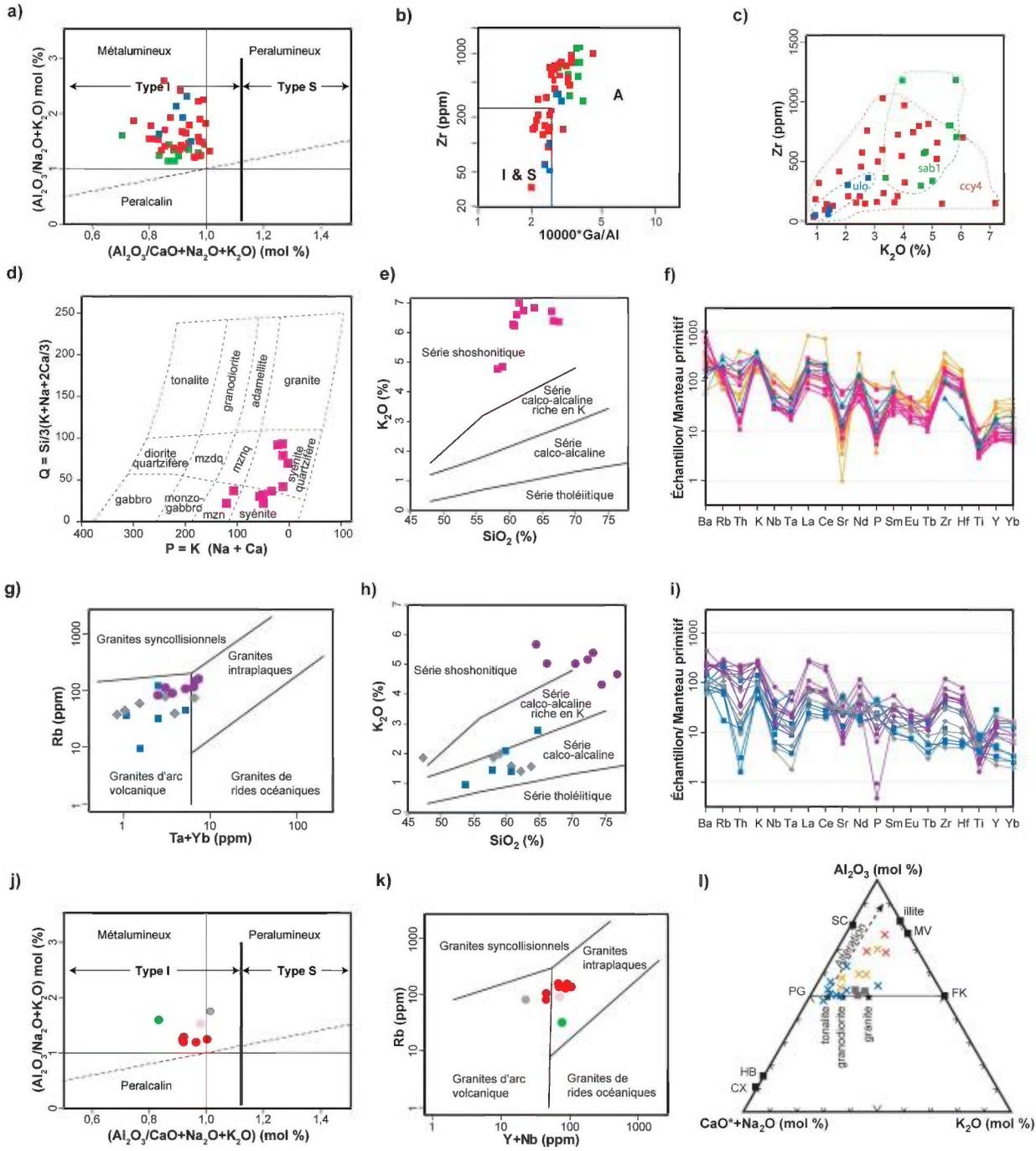
Introduction

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des différentes lithologies de la région cartographiée. Un total de 261 échantillons de roches ont été analysés. La majorité de ces échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les métaux de base. Quelques échantillons choisis ont aussi été analysés pour certains autres éléments (Pt, Pd, Au). Les analyses ont été effectuées chez Actlabs par différentes techniques selon les éléments, telles que la spectrométrie de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS), la spectrométrie d'émission optique au plasma par induction couplée (ICP-AES) et l'activation neutronique (INAA). Les résultats complets des analyses sont disponibles sur demande, en version numérique, ou peuvent être consultés sur le site MRN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ».

Roches felsiques et intermédiaires

Les intrusions felsiques et intermédiaires occupent environ 60 % de la superficie de la région cartographiée. La figure 3 présente les diagrammes géochimiques des caractéristiques des roches felsiques, intermédiaires et métasédimentaires de la région étudiée.

Les roches de composition mangéritique représentent la majorité des roches plutoniques de la région et la géochimie a permis de les discriminer. Les mangérites des unités mPccy4, mPsab1 et mPulo sont métalumineuses et coïncident avec le domaine des granites de type I (origine ignée, Chappell et White, 1974; figure 3a). Cependant, la Mangérite de Sabot a un rapport A/NK (1,2 à 1,6) inférieur à celui des mangérites des complexes de Canyon (1,2 à 2,6) et de Hulot (1,5 à 2,3) (figure 3a). Les échantillons de la Mangérite de Sabot se situent dans le domaine des granites de type A (anorogénique; figure 3b) alors que les mangérites des complexes de Canyon et de Hulot varient entre les domaines des granites de type A et ceux de type I et S (origines ignée et sédimentaire) (Whalen *et al.*, 1987). Le diagramme 3c montre une nette distinction entre ces mangérites pour les éléments K_2O et Zr et pour les terres rares (non représentées sur cette figure). En général, la Mangérite de Sabot a des valeurs moyennes plus élevées pour ces deux éléments que les mangérites des complexes de Canyon et de Hulot. Les valeurs élevées en K_2O et Zr indiquent que la Mangérite de Sabot se mettrait en place dans un environnement anorogénique à partir de magmas plus évolués que les magmas mangéritiques des complexes de Canyon et de Hulot. On notera à la figure 3c que le champ des mangérites de Canyon et de Hulot se superpose. Cependant, les mangérites de Hulot forment un champ beaucoup plus restreint avec des valeurs en K_2O inférieures à 3 %. Les mangérites du Complexe de Canyon sont beaucoup plus hétérogènes.



Légende des roches felsiques, intermédiaires et métasédimentaires

Mangérites	Syénite quartzifère du Grenville	Complexe de Hulot (mPulo)	Suite plutonique de Castoréum (mPctm)	Complexe de la Plus-Value (mPplv)
■ Complexe de Canyon (mPccy4)	■ Suite plutonique de Trémaudan (mPtre2)	● Granite, charnockite	● Granite, charnockite	× Paragneiss (mPplv1)
■ Mangérite de Sabot (mPsab1)	▲ Loranger	■ Mangérite	● Monzonite	× Paragneiss (mPplv2)
	▲ Cameron	■ Diorite, monzodiorite, tonalite	● Mangérite	× Paragneiss (mPplv3)
	▲ Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (mPkns)		● Monzodiorite quartzifère	■ Granite d'anatexis
Syénite du Churchill				
● Syénite de Juillet (mPjui1)				

FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques, intermédiaires et métasédimentaires de la région étudiée : **a et j**) 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**) diagramme 104Ga/Al vs Zr (Whalen *et al.*, 1987). Type A = magma anorogénique; **c**) diagramme binaire K₂O vs Zr; **d**) diagramme P vs Q (Debon et Lefort, 1983); mzn = monzonite, mznq = monzonite quartzifère, mzdq = monzodiorite quartzifère; **e et h**) diagrammes SiO₂ vs K₂O (Peccerillo et Taylor, 1976); **f et i**) diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985); **g et k**) diagrammes Ta+Yb vs Rb et Y+Nb vs Rb (Pearce *et al.*, 1984); **l**) 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.

Ceci pourrait refléter des origines variées pour ces roches. Une mise en place dans des contextes géodynamiques et des périodes différentes pour ces mangérites est envisageable.

L'unité mPtre2 de la Suite plutonique de Trémaudan est majoritairement constituée de syénite quartzifère porphyrique. La roche étant porphyrique, les phénocristaux peuvent atteindre 4 cm de long, il est difficile d'avoir des échantillons représentatifs, ce qui pourrait expliquer une légère dispersion des données géochimiques. Sur la plupart des diagrammes de classification, incluant le diagramme PQ de Debon et LeFort (1983; figure 3d), la majorité des analyses se situe entre le domaine des syénites quartzifères et le domaine des syénites. Seules deux analyses coïncident avec le champ des monzonites, ce qui correspond aux observations de terrain et explique la présence locale de mangérite dans cette intrusion. Ces différentes lithologies au sein de la Suite plutonique de Trémaudan peuvent s'expliquer par le processus de cristallisation fractionnée avec localement une accumulation de phénocristaux de feldspath potassique. Inversement, les zones enrichies en plagioclase formeraient alors des mangérites. L'unité mPtre2 est clairement riche en K_2O et se situe dans la partie haute de la série shoshonitique dans le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976; figure 3e). Les syénites quartzifères de la Suite plutonique de Trémaudan ont des valeurs assez similaires pour la majorité des éléments chimiques (figure 3f) par rapport à la Syénite de Juillet (Province de Churchill, Hammouche *et al.*, 2012) et aux syénites quartzifères grenvilliennes de la région de Mont-Laurier (Corriveau et Gorton, 1993). De façon plus précise, la Syénite de Juillet a des valeurs en terres rares lourdes plus élevées que la syénite quartzifère de Trémaudan. La meilleure correspondance se fait essentiellement avec les syénites quartzifères du Grenville de la région de Mont-Laurier dont l'âge varie de 1089 à 1076 Ma (Corriveau, 1990, par ex. les syénites quartzifères de Loranger, de Cameron et de la Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta; figure 3f).

Sur le diagramme Ta+Yb vs Rb de Pearce *et al.* (1984; figure 3g), les roches du Complexe de Hulot se situent majoritairement dans le domaine des granites d'arc volcanique. Cependant, différentes séries magmatiques se séparent sur le diagramme SiO_2 vs K_2O de Peccerillo et Taylor (1976; figure 3h). En particulier les granites du Complexe de Hulot qui évoluent entre la série shoshonitique et la série calco-alcaline riche en K. Ces granites se distinguent de toutes les autres roches (diorite, monzodiorite, tonalite et même mangérite) qui coïncident principalement avec une série calco-alcaline. Des différences sont aussi observables avec d'autres éléments comme les terres rares légères, le Th, le Zr et l'Hf, qui sont enrichis dans les granites (figure 3i). Sur le diagramme multiéléments de la figure 3i, les roches du Complexe de Hulot forment des spectres assez dispersés démontrant probablement une provenance de sources variées. Le fait que ce complexe regroupe des roches de différentes origines est aussi confirmé par des dates s'étalant entre 1434 +64/-28 Ma (Gobeil *et al.*, 2002) et 1376 ±2 Ma et 1373 ±3 Ma (Gobeil *et al.*, 2005). Ces âges sont proches

de ceux des roches volcaniques du Groupe de Montauban datées à 1440 Ma par Nadeau et Van Breemen (1994). Les roches du Complexe de Hulot se situent dans le domaine des granites d'arc volcanique (figure 3g), ce qui semble être cohérent avec un contexte de subduction lié à la formation d'un arc volcanique à cette époque dans la région de la Province du Grenville central.

Les roches de la Suite plutonique de Castoréum sont d'affinité métalumineuse et coïncident avec le domaine des granites de type I (figure 3j). De plus, les granites de cette unité se concentrent dans le champ des granites intraplaques sur le diagramme Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984; figure 3k). Les roches de cette suite sont de composition majoritairement granitique et présentent très souvent des textures d'injection et de migmatitisation. Le matériel injecté ou dérivé de la migmatitisation d'après leur chimie métalumineuse proviendrait de roches ignées plutôt que de la fusion de roches sédimentaires. Dans le cas d'absence de minéraux hydratés, la migmatitisation des roches ignées n'est pas un processus facile à réaliser. On peut donc supposer que les roches felsiques de la Suite plutonique de Castoréum ont été enfouies pour subir des températures et des pressions élevées. Ceci aurait permis leur fusion partielle lors des derniers stades de la collision grenvillienne.

Roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires du Complexe de la Plus-Value (mPplv1, mPplv2, mPplv3) occupent environ 20 % de la superficie de la région cartographiée. Sur le diagramme ternaire (Al_2O_3 -(CaO*+Na₂O)- K_2O) de Nesbitt (2003), une distinction entre les trois principales unités de ce complexe est bien visible. Les paragneiss rouillés à sillimanite et graphite des unités mPplv2 et mPplv3 montrent une altération plus importante que les paragneiss quartzofeldspathiques de l'unité mPplv1 (figure 3l). La composition des paragneiss peu altérés (mPplv1) se rapproche des pôles granodioritique et tonalitique. Ces sédiments pourraient donc venir en partie de l'érosion de roches riches en plagioclases comme les roches archéennes (TTG). Une des unités plus anciennes qui pourrait être érodée dans la partie nord de la région serait l'unité 1 du Complexe de Ulamen qui est majoritairement tonalitique (Moukhsil *et al.*, 2013).

L'analyse d'un échantillon (12-NT-7005D) d'un niveau de paragneiss à graphite provenant de l'unité mPplv3 a donné des teneurs anormales en Zn (1,99 %), Cu (545 ppm), Ni (102 ppm), Cd (94 ppm), V (385 ppm), Mo (34 ppm) et C(total) (3,23 %). Ces éléments présents dans une roche riche en graphite peuvent avoir précipité sous l'effet réducteur de la matière organique (graphite).

Quelques échantillons de marbre provenant de l'unité mPplv3 ont aussi été analysés (non présentés dans un diagramme de ce rapport). Les valeurs pour les oxydes majeurs et les éléments traces sont assez similaires à celles obtenues antérieurement pour les marbres du Complexe de la Plus-Value (Moukhsil *et al.*, 2012 et 2013); ceci confirme que ce sont les mêmes unités.

Roches mafiques et ultramafiques

Les roches mafiques (incluant les suites anorthositiques) et ultramafiques occupent environ 20 % de la superficie de la région cartographiée. La figure 4 présente les diagrammes géochimiques des caractéristiques des intrusions mafiques et ultramafiques de la région étudiée.

Les principales anorthosites de la Province du Grenville central se distinguent clairement sur le graphique Sr vs Ba (figure 4a). Les anorthosites de la Suite anorthositique à l'Argent (mParg, SAA) et de la Suite plutonique de Trémaudan (mPtre1, SPT) ont des valeurs en Ba supérieures à 600 ppm, en général plus élevées que la plupart des valeurs des autres anorthosites (figure 4a), sauf l'anorthosite du Massif anorthositique alcalin de Labrieville (mPlab, MAL), qui montre des valeurs similaires ou plus élevées en Ba. Les anorthosites de la Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet1, SAT), de la SPT (mPtre1) et de la SAA (mParg) ont également des valeurs en K₂O différentes. Malgré le fait que les roches de la SAA ne sont pas rosées, les teneurs en K₂O de ces anorthosites sont partiellement élevées et varient de 1,4 à 1,7 % alors que celles de la SPT varient de 0,9 à 1 % et celles de la SAT varient de 0,4 à 0,7 % (figure 4b). Les valeurs de K₂O des anorthosites de la SAA sont proches de celles des anorthosites du MAL avec des teneurs pour ces dernières variant de 1,5 à 2,3 % (Owens et Dymek, 2001). D'un point de vue normatif, les anorthosites de la SAA ont une valeur moyenne de An₄₀Or₁₀, ce qui est juste un peu moins que dans le MAL qui a des valeurs variant de An₃₀Or₁₃ au centre et à An₃₅Or₁₀ à sa bordure (Owens et Dymek, 2001). Les anorthosites de la SPT et de la SAT sont beaucoup moins riches en feldspath potassique et en albite normatif avec respectivement des valeurs moyennes de An₄₉Or₈ et de An₅₉Or₃. Seule la SAA peut donc être considérée comme une suite avec une composante alcaline.

Les roches anorthositiques (anorthosite ou leuconorite) de la SAA (mParg), de la SPT (mPtre1), de la SAT (mPtet1) et de la Suite plutonique aux Outardes (mPout, SPO) se distinguent sur le diagramme binaire SiO₂ vs MgO (figure 4c) en formant des tendances et des champs très clairs. La SAT et la SPO ont des tendances parallèles, mais bien distinctes, avec un enrichissement en MgO pour un appauvrissement en silice. À l'opposé, les roches de la SAA, de la SPT et de la Suite anorthositique du Lac Saint-Jean (mPlsj, SALSJ), provenant près du gisement du Lac à Paul (gîte de Fe-Ti-P), forment des tendances avec des pentes plus faibles. En plus de cette correspondance chimique, des valeurs anormales en Fe-Ti-P sont présentes dans la SAA et prouvent donc que cette suite a un potentiel économique pour ces éléments (voir le chapitre « Géologie économique »).

Des échantillons généralement à grain fin et moins migmatitisés de roches mafiques et ultramafiques du Complexe de Canyon (unité mPccy2) ont été choisis pour l'analyse. Sur le diagramme Al-(Fe(total)+Ti)-Mg de Jensen et Pyke (1982; figure 4d), la majorité de ces roches coïncident avec le domaine des roches d'affinité tholéiitique riches en fer.

Sur le diagramme géotectonique de Pearce et Norry (1979; figure 4e), les roches de l'unité mPccy2 du Complexe de Canyon forment deux groupes qui coïncident avec le champ des basaltes intraplaques et le champ des basaltes d'arc insulaire. Sur le diagramme multiéléments (figure 4f), les roches de l'unité mPccy2 ont des spectres assez dispersés, démontrant ainsi l'hétérogénéité de ce groupe de roches. Dans la majorité des cas, il existe une légère anomalie négative en Th et Ta avec une pente faiblement négative entre ces deux éléments. En général, ceci est plutôt caractéristique de roches se mettant en place dans un environnement tectonique d'arc volcanique. Les roches de cette unité ont donc une chimie variée comme c'est le cas pour les mangérites de ce complexe (unité mPccy4). Il est aussi à noter que la présence ou l'absence des oxydes de fer dans la roche n'ont pas une grande influence sur la dispersion des données (figures 4d, 4e et 4f). Les roches de l'unité mPccy2 pourraient donc se mettre en place dans des environnements tectoniques différents. Certaines roches de cette unité pourraient être reliées à la mise en place dans un arc insulaire (figure 4e). Ces informations doivent être prises avec une certaine réserve, car la migmatitisation, la déformation et la recristallisation rendent parfois difficile l'interprétation géochimique de ces roches.

Des échantillons de roches mafiques et ultramafiques de l'unité mPlou1 (Suite de Louis) ont été choisis pour analyse. Seules les roches à grain fin ont été utilisées afin d'avoir des analyses représentant le plus possible un liquide magmatique. Des gabbros et des gabbronorites à oxydes de l'unité mPlou2, de granulométrie grossière à moyenne, ont aussi été analysés. Ces échantillons représentent une fraction cumulative au lieu du liquide initial formant ces roches. Sur le diagramme Al-(Fe(total) + Ti)-Mg de Jensen et Pyke (1982; figure 4g), la majorité des analyses des roches de l'unité mPlou1 coïncident avec le domaine des roches d'affinité tholéiitique, riches en magnésium ou en fer. Seuls quatre échantillons se situent dans le champ des roches d'affinité komatiitique et la plupart correspondent à des roches ultramafiques. Les roches à oxydes de l'unité mPlou2 tombent majoritairement dans le domaine tholéiitique riche en fer. Comparées aux roches mafiques de l'unité mPccy2, les roches des unités mPlou1 et mPlou2 s'étalent dans les trois domaines du diagramme géotectonique de Pearce et Norry (1979; figure 4h), mais coïncident majoritairement avec le domaine des basaltes intraplaques. Les roches mafiques et ultramafiques des unités mPlou1 et mPlou2 forment des spectres assez dispersés (figure 4i), démontrant l'hétérogénéité de ces deux unités. On notera cependant que les roches à oxydes de l'unité mPlou2 ont des spectres assez parallèles, ce qui pourrait se produire avec un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma initial similaire. En général, toutes ces variations dans la chimie des unités mPlou1 et mPlou2 démontrent des origines et des conditions de mise en place variées pour les roches composant ces unités. Seules les roches à oxydes de fer et titane pourraient provenir d'un magma plus homogène et

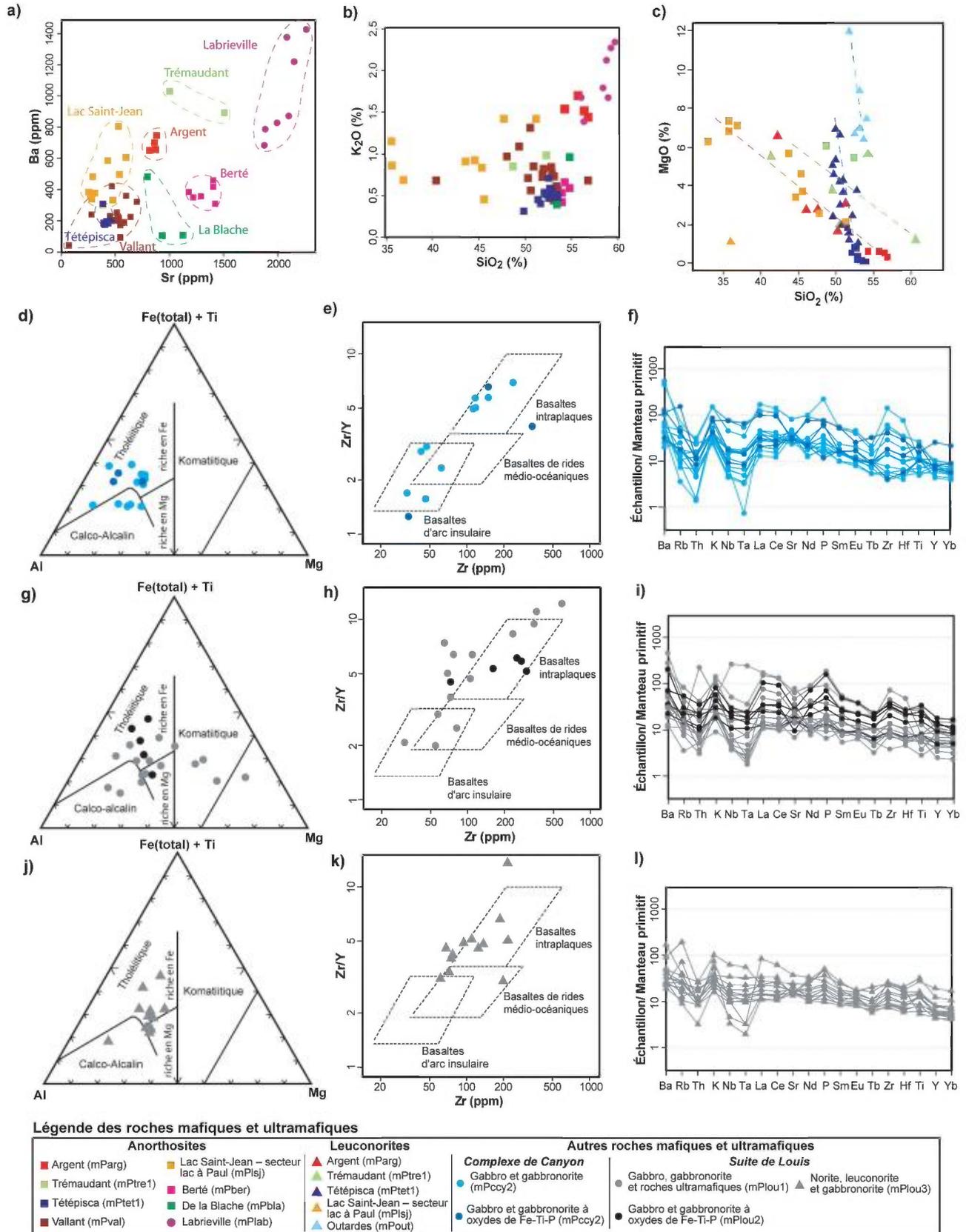


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des roches mafiques et ultramafiques de la région étudiée : a) diagramme binaire Ba vs Sr pour des anorthosites de la région du Grenville central; b) diagramme de Harker (SiO_2 vs K_2O); c) diagramme de Harker (SiO_2 vs MgO); d, g et j) diagrammes ternaires Al-(Fe(total) + Ti)-Mg (Jensen et Pyke, 1982); e, h et k) diagrammes Zr vs Zr/Y (Pearce et Norry, 1979); f, i et l) diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985).

pourraient donc se former par l'accumulation de minéraux lourds lors du processus de cristallisation fractionnée.

Les roches de l'unité mPlou3 de la Suite de Louis sont majoritairement des leuconorites et des norites très souvent à grain grossier. Nous avons choisi les échantillons avec les plus petits grains afin d'avoir une composition plus représentative. En moyenne, les valeurs de Sr et Ba de ces roches sont respectivement de 340 ppm et 230 ppm, ce qui est très différent de ce que l'on observe pour la SAA (mParg) ou la SPT (mPtre1; figure 4a). Ceci démontre bien que les roches de l'unité mPlou3 de la Suite de Louis ne sont pas reliées aux roches anorthositiques de la région. Sur le diagramme Al-(Fe(total) + Ti)-Mg de Jensen et Pyke (1982; figure 4j), la majorité de ces roches coïncident avec le domaine des roches d'affinité tholéiitique. D'un point de vue géotectonique, ces roches se situent dans le domaine des basaltes intraplaques (figure 4k) comme c'est le cas pour les unités mPlou1 et mPlou2. On notera cependant qu'une partie de ces points tombent en dehors des domaines du graphique, ce qui pourrait s'expliquer par plusieurs phénomènes tels la contamination crustale, la cristallisation fractionnée, le mélange de magma, l'altération, etc. Le diagramme multiéléments (figure 4l) permet d'éliminer certaines de ces hypothèses. Premièrement, il est possible de voir sur ce graphique que les spectres des roches formant l'unité mPlou3 sont assez parallèles entre eux, suggérant ainsi une source unique pour leurs magmas. Deuxièmement, il n'y a pas d'anomalie négative en Nb et Ta, observée normalement dans les spectres des roches issues de la croûte continentale (Taylor et McLennan, 1981; Weaver et Tarney, 1984). Nous pouvons donc exclure une contamination importante de ces magmas par les roches avoisinantes. Étant donné la répartition et les formes assez parallèles des spectres de ces roches (figure 4l), la cristallisation fractionnée est l'un des phénomènes qui expliquerait le mieux la dispersion des données à la figure 4k.

MÉTAMORPHISME

Une étude métamorphique de la région cartographiée a été faite à partir des observations minéralogiques et texturales des paragneiss alumineux à subalumineux (Complexe de la Plus-Value) et des roches mafiques (Complexe de Canyon) qui sont les plus propices à développer des assemblages minéralogiques diagnostiques. À l'échelle de l'affleurement, les paragneiss alumineux contiennent du mobilisat (leucosome) en lits et/ou en lentilles plus ou moins concordants et en proportions variables (paragneiss migmatitique). Des lentilles de mobilisat (leucosome) sont aussi présentes, en moindre abondance, dans des gneiss mafiques.

Paragneiss alumineux

Minéralogie et textures

Les paragneiss alumineux (mPplv3) étudiés contiennent de la biotite (BO), du grenat (GR), de la sillimanite (SM) et, dans certains cas, de la cordiérite (CD), dans une matrice quartzofeldspathique à feldspath potassique (FK), quartz (QZ) et plagioclase (PG). Le graphite (GP) et la pyrrhotite (PO) sont présents en faible quantité, moins de 1 %.

Le grenat est en grain porphyroblastique, de taille millimétrique à centimétrique, dont la forme varie de subidiomorphe à squelettique. Certains porphyroblastes sont allongés avec des inclusions denses de sillimanite dans la même direction d'allongement que le grenat. Dans ces cas, ce dernier épouse la forme de la sillimanite (photo 7, en annexe). Plusieurs grains de grenat contiennent des inclusions de quartz et de biotite, ainsi que des inclusions polyminérales, constituées de quartz arrondi et globulaire entouré d'un film de feldspath. Le grenat est partiellement corrodé par le plagioclase et par des agrégats de BO ± SM.

La biotite est en général de couleur brun-rouge. Cette teinte foncée est caractéristique d'un faciès métamorphique élevé. Elle forme des amas ou des lits minces et centimétriques avec la sillimanite; elle est aussi interstitielle dans la matrice quartzofeldspathique. Dans certains cas, surtout lorsque la biotite se développe à partir du grenat, elle montre une fine interdigitation locale avec du quartz.

La sillimanite, en aiguilles ou en prismes fins, est souvent incluse dans le grenat (photo 7, en annexe), et en prismes dans la matrice quartzofeldspathique, surtout associée à la biotite. Lorsque présente, la cordiérite est peu abondante et largement pinitisée formant de petits amas millimétriques très fins. Elle se trouve surtout en bordure ou près du grenat dans des domaines texturaux dépourvus de sillimanite et elle est parfois associée à une symplectite avec du quartz (photos 8 et 9, en annexe). La matrice quartzofeldspathique est hétérogranulaire et montre une texture interlobée. Le feldspath potassique est perthitique et par endroits, il est corrodé par de la biotite. Le quartz se trouve en grain aplati et partiellement recristallisé ou interstitiel dans la matrice. Dans certains cas, le plagioclase est présent exclusivement dans les sites de déstabilisation du grenat. De plus, on observe de fins films de feldspath interstitiel entre les grains dans la matrice quartzofeldspathique et autour du grenat.

Interprétation

Les films intergranulaires de feldspath présents dans la matrice et dans les inclusions polyminérales du grenat sont interprétés comme étant des pseudomorphes d'ancien liquide anatectique (Holness et Sawyer, 2008; Holness *et al.*, 2011). Dans ce contexte, le quartz globulaire représente des reliques de quartz partiellement fondu, et le grenat qui contient ces inclusions est péritectique, étant formé en présence de liquide anatectique. De plus, les textures de

remplacement du grenat par des agrégats contenant de la biotite interdigitée avec du quartz, sont consistantes avec la cristallisation du liquide anatectique pendant le refroidissement subséquent au pic métamorphique. Ces observations, de même que la présence de mobilisat (leucosome) à l'échelle des affleurements, suggèrent que les paragneiss alumineux ont subi la fusion partielle pendant le métamorphisme régional.

Dans les systèmes pélitiques, la fusion partielle implique surtout la déstabilisation des micas. Ceci est illustré par le diagramme pression-température ($P-T$) valide pour le système NaKFMASH de Spear *et al.* (1999; figure 5). L'absence totale de muscovite prograde et la présence de l'assemblage QZ-FK-PG-GR-SM-BO dans les paragneiss alumineux de la région cartographiée, suggèrent que les conditions $P-T$ du métamorphisme régional ont dépassé le champ de stabilité de la muscovite et ont atteint le champ $P-T$ de la réaction continue de fusion de la biotite (champ III; figure 5) : $BO + SM + QZ \pm PG \rightarrow \text{liquide} + GR \pm FK$ [R1]. Cette hypothèse est aussi supportée par : a) la présence texturale de grenat, avec des inclusions d'ancien liquide anatectique; et b) les textures de remplacement du grenat par le plagioclase et/ou des agrégats de SM + BO + QZ qui indiquent l'opération de [R1] dans le sens inverse pendant le cheminement $P-T$ rétrograde. Le champ $P-T$ de [R1], avec sillimanite comme seul aluminosilicate stable, se situe à des températures supérieures à 700°C dans le faciès des granulites. Cependant, sa localisation dans le chemin $P-T$ exact dépend de la composition globale de la roche (Spear *et al.*, 1999). De plus, la présence locale de cordiérite indique que pour certaines compositions globales, le champ de stabilité de la cordiérite (Champ IV; figure 5) a été atteint. Toutefois, cette réaction a probablement eu lieu pendant un cheminement $P-T$ de décompression avec un refroidissement étant donné que : a) la cordiérite se trouve en symplectite avec du quartz, une caractéristique qui pourrait être reliée à la cristallisation d'un liquide anatectique; et b) à certains endroits, la cordiérite semble corroder le grenat. Une autre hypothèse possible est que les roches ont subi localement un deuxième événement à haute température, mais à plus basse pression que celle du métamorphisme régional dominant.

Roches mafiques

Les gneiss mafiques (mPccy2, Complexe de Canyon) de la région contiennent l'assemblage plagioclase + clinopyroxène (CX) + orthopyroxène (OX) + hornblende (HB) \pm grenat (GR) \pm quartz (QZ). Ce qui est indicatif du faciès des granulites de moyenne pression (Pattison, 2003). Cependant, certaines roches mafiques témoignent d'une évolution peut-être plus complexe.

Les échantillons de l'affleurement 12-AM-0015C (unité mPccy2) consistent en une matrice hétérogranulaire dominée par la hornblende de couleur vert brunâtre et le plagioclase (photo 10, en annexe); avec du OX + CX + BO \pm QZ en quantités variables, et du BO + QZ en quantités

mineures) et, par endroits, des nodules centimétriques aplaties riches en GR et/ou PG. Lorsque le grenat est présent, il occupe le centre du nodule et forme des porphyroblastes centimétriques souvent entourés d'une symplectite PG + OX (avec opaques, BO \pm HB; photo 11, en annexe). La zone de bordure des nodules est dominée par du plagioclase avec orthopyroxène à grain grossier et passe graduellement à la matrice. Dans la symplectite, l'orthopyroxène est vermiculaire, allongé perpendiculairement à la bordure du grenat; de plus, il entoure localement les opaques et la biotite (photo 11, en annexe). Les nodules sans grenat contiennent la même symplectite et, plus rarement, de larges clinopyroxènes partiellement entourés d'orthopyroxènes (photo 12, en annexe). Les textures de déstabilisation du grenat ainsi que du clinopyroxène dans les nodules sont consistantes avec la réaction : $GR + CX + QZ \rightarrow OX + PG$, qui marque une décompression vers le sous-faciès des granulites de basse pression. Il n'est pas clair si cette réaction fait partie de l'évolution $P-T$ du métamorphisme régional principal ou si cela témoigne d'un deuxième événement métamorphique de haute température et basse pression. La forme, la taille centimétrique et la minéralogie des domaines à symplectite (avec ou sans grenat au centre), suggèrent qu'ils représentent des reliques ou d'anciens fragments à composition très différente de celle de la matrice. Ces observations, ainsi que le caractère finement rubané de la roche mafique de l'échantillon 12-AM-0015C (mPccy2), suggèrent une origine volcanique pour son protolithe.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'examen des cartes aéromagnétiques, d'imagerie Landsat et Spot de la région cartographiée ont permis de préciser les grands traits structuraux grâce aux linéaments majeurs. Sur le terrain, ces derniers correspondent principalement à des failles majeures. D'autres linéaments d'orientations variables correspondent à des fractures majeures et/ou mineures (carte hors-texte). Les domaines, les trajectoires et les attitudes de ces fabriques sont présentés à la figure 6, voir également la carte hors-texte pour les différentes structures (plis, zones de déformation, linéaments, etc.).

Structures planaires et linéaires

L'analyse structurale (foliation, schistosité, gneissosité, linéations) permet de diviser la région étudiée en huit domaines structuraux (figure 6). Certains secteurs présentent moins de mesures planaires et/ou linéaires en raison de la faible quantité d'affleurements.

Le domaine I (domaine Value-Canyon), localisé au centre de la région, regroupe l'orientation de la fabrique planaire présente dans les complexes de la Plus-Value et de Canyon. Cette structure correspond à une gneissosité très pénétrative et bien évidente rehaussée par l'alternance de lits de teintes

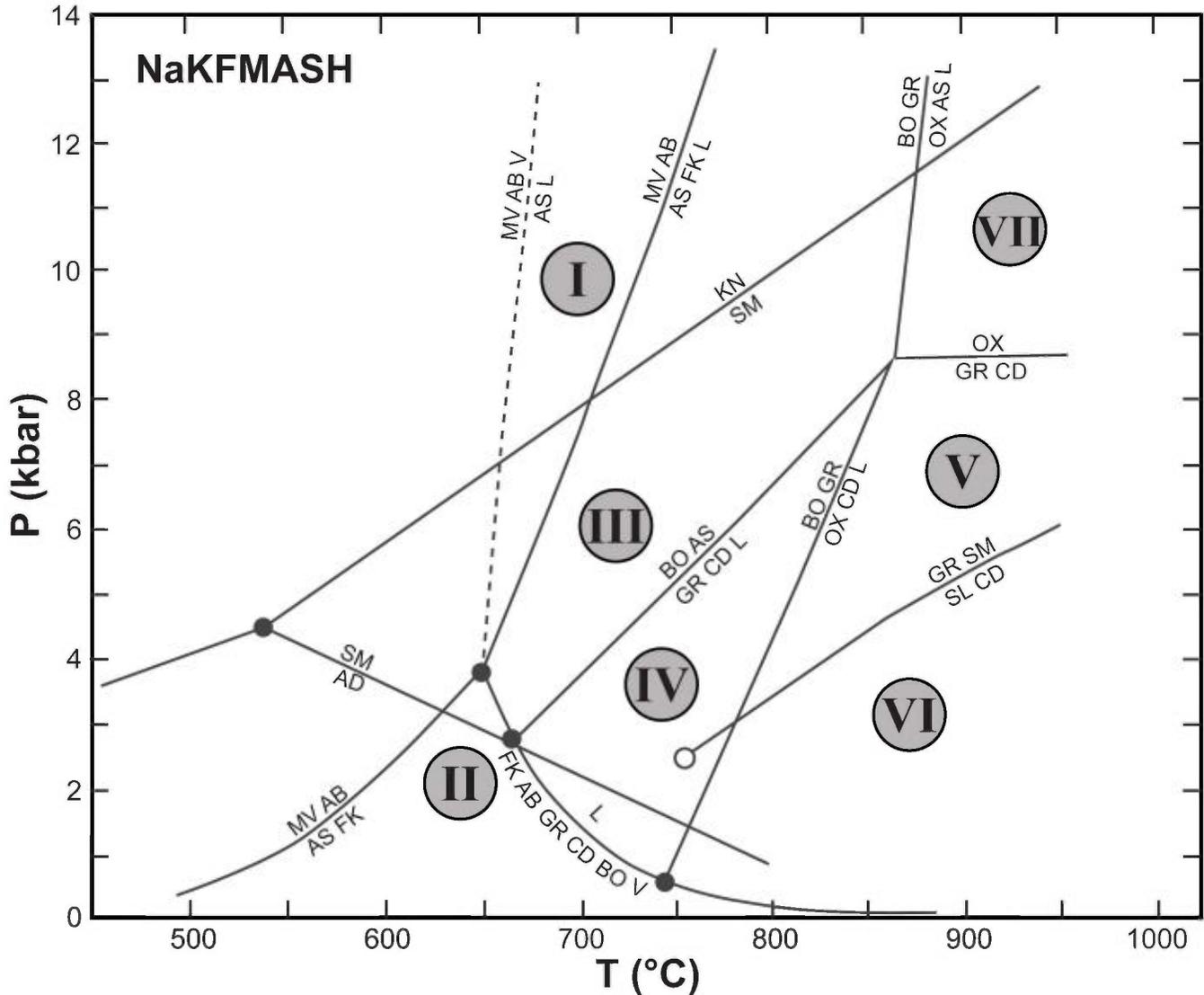


FIGURE 5 - Diagramme P-T schématique de la fusion partielle dans le système NaKFMASH, (modifié de Spear et al., 1999). AB = albite; AD = andalousite; AS = aluminosilicates; BO = biotite; CD = cordiérite; FK = feldspath potassique; GR = grenat; KN = kyanite (disthène); L = liquide; MV = muscovite; OX = orthopyroxène; SL = spinelle; SM = sillimanite; V = vapeur.

claire et sombre dans les parties migmatitiques du Complexe de la Plus-Value, et par une foliation de déformation à l'état solide dans le Complexe de Canyon. La zone est de ce domaine correspond à un chevauchement majeur (figure 6), d'orientation principale NE-SW. En général, la structure est très hétérogène et indique des orientations de direction et pendage très variable. On y observe de multiples plissements isoclinaux, des changements de direction dans la migmatitisation (leucosome concordant et/ou discordant à la gneissosité principale) ainsi que la présence de zones à structures en dômes et bassins (figure 6). Localement, la fabrique planaire est à pendage modéré vers le nord portant des linéations minérales à composante pendage. La fabrique linéaire est représentée par les linéations minérales d'étirement et les axes de plis qui sont généralement subparallèles aux linéations.

Le domaine II (domaine Hulot) correspond aux structures observées dans le Complexe de Hulot qui est très déformé et plissé. Les fabriques planaires sont d'orientations variables et complexes, car les lithologies formant ce domaine sont très anciennes et ont subi plusieurs déformations et plissements isoclinaux. L'analyse structurale fait ressortir une fabrique planaire circulaire à pendage modéré à abrupte et à linéation minérale généralement oblique.

Le domaine III (domaine Castoréum) englobe les structures formant principalement la Suite de Castoréum et celles de quelques affleurements de la Suite plutonique de Céline. Les structures planaires et linéaires ont une orientation générale NE-SW, correspondant à l'orientation des deux failles majeures présentes dans ce domaine. On note une inversion de pendage de la structure planaire, vers l'est ou vers l'ouest, avec un pendage abrupt. L'inversion est conforme à la présence d'un pli synforme interprété dans cette région (carte

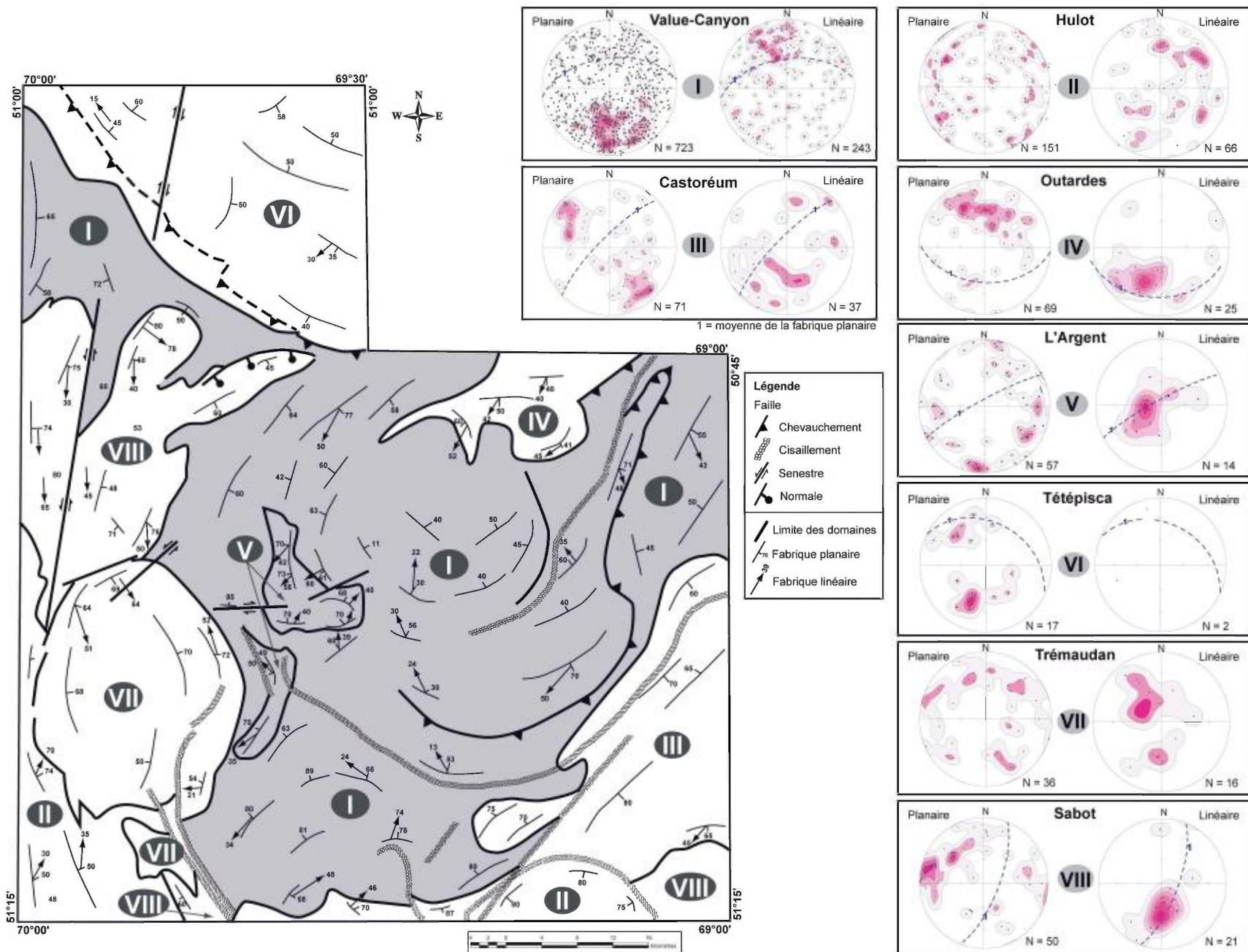


FIGURE 6 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée. Notez la répartition des trajectoires en huit domaines structuraux. La projection des fabriques planaires et linéaires a été effectuée selon le canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

hors-texte). La fabrique linéaire est constituée de linéations de type à composante directionnelle à oblique.

Le domaine IV (domaine Outardes) indique l'orientation de la fabrique de la Suite plutonique des Outardes. La fabrique planaire de ce domaine est généralement de direction E-W à ENW avec des pendages modérés portant des linéations à composante oblique vers le sud-ouest.

Le domaine V (domaine l'Argent) présente la compilation des données structurales de la Suite anorthositique à l'Argent dont la plupart des faciès sont à matrice très recristallisée avec une fabrique planaire très difficile à mesurer. Cette intrusion est injectée principalement dans le Complexe de Canyon en deux plutons espacés (figure 6 et carte hors-texte). Dans le sud-est du feuillet 22K12, la fabrique planaire est généralement de direction E-W avec des pendages abrupts vers le nord portant des linéations à composante oblique vers le nord-est. Dans la partie nord de l'intrusion, la foliation suit la forme N-S de celle-ci avec un pendage abrupt vers l'ouest et portant des linéations à composante oblique vers le sud-ouest. Les parties nord et sud de cette suite sont séparées par deux failles (carte hors-texte).

Le domaine VI (domaine Tétépisca) montre l'orientation de la fabrique dans la Suite anorthositique de Tétépisca qui a été bien définie par Moukhsil *et al.* (2013). Cette suite est bordée au sud par une faille de chevauchement avec son encaissant et semble avoir subi un chevauchement du sud vers le nord. L'injection du gabbro de la Suite de Louis a oblitéré cette zone de chevauchement à l'ouest de la Suite de Tétépisca (carte hors-texte). Les trajectoires de cette fabrique sont principalement NNW à NW avec un pendage oblique vers le sud et vers le nord. Ceci est probablement dû à des plissements à l'intérieur de l'anorthosite.

Le domaine VII (domaine Trémaudan) englobe les fabriques planaires et linéaires de la Suite plutonique de Trémaudan. Les structures internes de cette suite sont le produit d'un état magmatique (structure massive), sauf dans la bordure et aux niveaux des failles associées à l'intrusion où l'on note une déformation à l'état solide. Néanmoins, l'analyse des données structurales montre une trajectoire de la fabrique planaire de forme circulaire, identique à celle de la Suite de Trémaudan. Alors que dans l'encaissant immédiat, la suite semble être moulée par la gneissosité (figure 6). Ceci confirme qu'il s'agit d'une intrusion syntectonique ou syndéformation.

Le domaine VIII (domaine Sabot) indique l'orientation de la fabrique dans la Mangérite de Sabot qui montre des structures reliques d'un état magmatique. Les structures de ce domaine proviennent surtout des affleurements observés dans les feuillets 22K12 et 22K13. La mangérite est massive et ne montre pas d'orientation préférentielle dans le coin sud-ouest du feuillet 22K06. La déformation est localisée principalement le long de la faille majeure (senestre) d'orientation principalement NNE-SSW à pendage abrupt (figure 6 et carte hors-texte). La fabrique planaire est représentée par une foliation secondaire portant des linéations minérales à plongée modérée vers le sud.

Gneissosité et plissement

Les roches de la région ont subi plusieurs déformations dont la plus marquante est d'âge grenvillien. Cependant, la Suite plutonique de Trémaudan et la Mangérite de Sabot ne sont déformées que le long des failles auxquelles elles sont associées. La déformation marquante a généré des plis isoclinaux observés souvent dans les paragneiss du Complexe de la Plus-Value et dans l'enderbite du Complexe de Hulot. Des fabriques de plan axial, parallèles à la gneissosité (G2) sont associées aux plis isoclinaux. Le grain structural régional est subparallèle à la gneissosité G2 qui est généralement d'orientation NE-SW. Une déformation importante, représentée par un couloir de déformation mylonitique d'orientation N-S et à pendage surtout abrupt vers l'ouest, a été observée à l'ouest de la région dans le feuillet 22K12. D'autres déformations subséquentes, ductiles ou cassantes, sont notées dans la région. Ces dernières se manifestent par des zones de cisaillement ou par des failles et des fractures hématitisées (carte hors-texte).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

La région cartographiée contient de nombreux indices et cibles connus qui représentent un certain potentiel économique. Des informations plus détaillées sur les différentes minéralisations observées durant nos travaux sont présentées dans les fiches de gîtes qui peuvent être consultées à partir de la page Web du MRN : « Produits et services en ligne – Mines », à l'adresse suivante : <http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>. À partir de cette page internet, ouvrir le produit « E-Sigéom à la carte », puis la section « Gîte », qui vous donne accès à différents outils d'interrogation.

Minéralisations cuprifères

L'indice Hermas

L'indice Hermas (22K06; n° 7; carte hors-texte) est le seul indice en cuivre connu dans la zone cartographiée. Il est situé à environ 15 km au sud-ouest du lac Hermas. Cet indice a été découvert par des prospecteurs de la Côte-Nord en 1999, dans le cadre du programme d'assistance à l'exploration minière. La campagne d'exploration n'a pas mené à la découverte de minéralisation significative. En effet, l'analyse de quatre échantillons n'a donné que deux anomalies en cuivre (1065 et 1076 ppm Cu; Brousseau, 1999).

La minéralisation est localisée dans un réseau de veines de quartz dont la principale mesure environ 40 cm d'épaisseur. Ce système coupe un gabbro à gabbrobronite folié à olivine et à biotite (Suite de Louis), sensiblement concordant

avec la foliation. L'encaissant gabbroïque est constitué de phénocristaux de plagioclase recristallisés, localement séricitisés, avec des agrégats formés d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'olivine et de minéraux opaques. Le réseau de veines, de moins d'un mètre de large, est composé de veines mineures, millimétriques à centimétriques, qui s'injectent dans l'encaissant.

Généralement, les sulfures (2 % de pyrite, 2 % de chalcopryrite et 1 % de pyrrhotite) sont disséminés dans les veines de quartz. Ils sont plus abondants (5 à 8 %) là où il y a une contamination par du matériel mafique dans ces veines. Le quartz pur contient des grains sphériques de pyrrhotite (1 à 2 mm), tandis que le quartz contaminé contient de la pyrrhotite et de la chalcopryrite disséminées, et de la magnétite en traces. L'échantillon choisi (12-TC-5030B; 22K06, 466837E, 5591878N) a titré 1740 ppm Cu.

L'indice « 12-AM-25 »

L'indice « 12-AM-25 » (22K06; n° 8; carte hors-texte) est un nouvel indice découvert lors de nos travaux. Il est localisé à 6 km au sud-est du Petit lac à l'Argent. Cet indice est associé à un gabbronorite à grenat et magnétite du Complexe de Canyon. La minéralisation est constituée essentiellement de sulfures concentrés dans une veine de quartz le long d'une fracture de 1 m d'extension sur environ 8 cm de large. Elle comprend de la pyrite (1 %), de la pyrrhotite (1 %) et 2 % de chalcopryrite (photo 13, en annexe). La magnétite (1 %) est aussi présente sous forme de cristaux xénomorphes. Ces sulfures sont interprétés comme étant d'origine épigénétique; ils se seraient formés à partir de fluides hydrothermaux à la suite d'une remobilisation du cuivre. L'analyse d'un échantillon provenant d'une fracture (12-AM-0025E; 22K06, 474446E, 5579601N) a retourné une valeur de 3350 ppm Cu. Aucune extension n'a été définie pour cette minéralisation, ce qui suppose qu'elle est restreinte à cette fracture.

Minéralisations aurifères

L'indice Cast'Or

L'indice Cast'or (22K06; n° 4; carte hors-texte) est un nouvel indice localisé sur la rive est du réservoir aux Outardes 4. Cet indice présente un caractère spécial pour sa minéralisation aurifère jugée rare dans la Province de Grenville par rapport à la Sous-province de l'Abitibi. La roche encaissante est une pyroxénite à olivine, associée à une norite localement litée, à xénocristaux de plagioclase (Complexe de Canyon). L'ensemble est injecté par une pegmatite blanchâtre de composition granitique. Cette roche (12-FS-2106B; 22K06, 483258E, 558922N) a été analysée dans deux laboratoires différents. Elle a retourné des teneurs de 0,76 ppm Au (laboratoire Actlabs) et 0 ppm Au (laboratoire ALS Minerals). Ceci pourrait s'expliquer par l'effet pépète connu dans ce type de minéralisation ou par la contamination de l'échantillon.

La pyroxénite contient également de l'ilménite (1 %) et de la magnétite (< 1 %) qui sont étroitement associés. Les sulfures (3 %) sont disséminés dans la roche et sont représentés par la pyrrhotite, la pyrite et des traces de la chalcopryrite. On note des reliques de la pyrite dans la pyrrhotite et parfois un remplacement de la magnétite par de l'hématite.

Les oxydes de Fe-Ti-P ± V

Deux nouveaux indices ont été découverts au cours de nos travaux. La minéralisation à oxydes et sulfures mineurs est associée surtout à des roches mafiques ferrifères riches en minéraux oxydés d'origine magmatique. Les minéralisations les plus importantes sont essentiellement connues dans les norites et leuconorites de la Suite anorthositique à l'Argent et dans les gabbronorites de la Suite plutonique de Trémaudan. Les minéraux oxydés forment généralement des grains disséminés ou lorsqu'ils sont plus abondants, forment des textures en filets massifs ou semi-massifs. La magnétite, encaissée dans le gabbronorite et dans la norite de la Suite anorthositique à l'Argent, est vanadifère. Ce type de minéralisation est similaire à celui rencontré dans certains gîtes au Québec, exemple, le Complexe du Lac doré en Abitibi (Daigneault et Allard, 1990) et dans quelques indices associés à la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (Hébert *et al.*, 2009). Les sulfures sont peu abondants et semblent être également d'origine magmatique.

L'indice Fercel

L'indice Fercel (22K12; n° 1; carte hors-texte) est situé à l'est du lac Madeleine. La minéralisation en Fe-Ti-P ± V est associée à des niveaux décimétriques encaissés dans une leuconorite à magnétite litée et foliée de la Suite anorthositique à l'Argent. La leuconorite contient des agrégats centimétriques composés d'orthopyroxène et de minéraux opaques, de plagioclase localement séricitisé et d'apatite. L'ensemble est coupé par des dykes de pegmatite granitique. La minéralisation forme des niveaux concordants avec la foliation; ces niveaux contiennent jusqu'à 30 % de magnétite, 5 % d'ilménite, 15 % d'apatite, avec des sulfures disséminés (3 % de pyrrhotite, 1 % de pyrite) et 46 % de silicates. L'apatite est sous forme de petits cristaux subarrondis (<1 mm). La magnétite se présente en filets, semi-massifs et/ou en gros cristaux subautomorphes, localement microfracturés. L'ilménite se développe sur la magnétite, en couronne réactionnelle, en produit de remplissage de microfractures et/ou localement en exsolution lamellaire. L'ilménite et la magnétite sont généralement associées. La pyrrhotite présente généralement une texture collomorphe; elle se développe au détriment de la pyrite dont on note quelques reliques. La pyrite se trouve également sous forme fissurale dans la magnétite. Un échantillon choisi (12-FS-2100C; 22K12, 455844E, 5597691N) a titré 7,47 % P₂O₅, 20 % Fe, 1180 ppm V et 8,78 % TiO₂.

L'indice Ferwel

L'indice Ferwel (22K12; n° 2; carte hors-texte) est localisé au nord-ouest des lacs Doubles. Cet indice correspond à des niveaux d'oxydes de Fe-Ti-P-V logés dans une norite porphyroclastique foliée, à grenat et à magnétite de la Suite anorthositique à l'Argent. La minéralisation est associée à des niveaux décimétriques injectés parallèlement à la foliation (photo 14, en annexe). L'étude microscopique montre une paragenèse formée de 35 % de magnétite vanadifère, 10 % d'ilménite, 20 % d'apatite en cristaux subarrondis, accompagnée de sulfures disséminés (1 %) avec pyrrhotite, pyrite et traces de chalcopirite. Les silicates représentent environ 35 % de la roche. L'hématite se présente généralement sous forme de produit de remplissage et se développe aussi bien sur la magnétite (le long des microfractures ou des plans de clivage) que sur les sulfures. L'analyse d'un échantillon choisi (12-FS-2123B; 22K12, 462588E, 5597488N) a retourné 31,1 % Fe; 2330 ppm V; 7,56 % P₂O₅ et 15 % TiO₂.

La cible Trema

La cible Trema est logée dans des niveaux centimétriques à métriques (jusqu'à 3 m) intercalés dans un gabbronorite, granoblastique, à amphibole de la Suite plutonique de Trémaudan. Ces niveaux à oxydes de Fe-Ti-P sont accompagnés de traces de sulfures. La minéralisation est composée de magnétite, d'ilménite et d'apatite. La magnétite est semi-massive ou en gros cristaux et représente jusqu'à 35 % de la roche minéralisée. Elle peut être remplacée par l'ilménite suivant les plans de clivage ou localement en exsolution lamellaire. L'ilménite représente environ 20 % de la roche minéralisée. Elle est généralement associée à la magnétite. L'apatite (4 %) est sous forme de microcristaux subarrondis, plus ou moins craquelés. Les sulfures (1 %) sont disséminés dans la roche et sont principalement constitués de pyrrhotite et de pyrite. L'échantillon choisi (12-AM-0147E; 22K05, 444798E, 5573629N) a titré 20 % Fe, 2,27 % P₂O₅ et 5,6 % TiO₂.

Minéralisations en zinc

Un indice à minéralisation zincifère a été découvert au cours de nos travaux. Ce type de minéralisation est commun dans la Province de Grenville. En effet, de nombreux indices et gîtes de zinc (Zn) ont été répertoriés dans les roches carbonatées de la ceinture métasédimentaire du Grenville. Ces gîtes sont apparentés aux gîtes de sulfures exhalatifs (type SEDEX) et présentent des caractères particuliers avec notamment l'apparition de silicate de zinc. Nous citons à titre d'exemple le gîte de Balmat-Edwards, dans l'État de New York (Whelan *et al.*, 1984).

L'indice Blanzly

L'indice Blanzly (22K11; n° 3; carte hors-texte), localisé à l'est du lac Picard, est contenu dans les paragneiss à biotite du Complexe de la Plus-Value. Le paragneiss est coupé par un essaim de dykes de pegmatite granitique. L'intérêt initial pour cet indice était sa richesse en graphite. En effet, le paragneiss est rouillé par endroits et renferme des niveaux lenticulaires mesurant 5 à 10 cm de large sur 1 à 2 m de long, riches en graphite (10 à 15 %). Ce dernier se présente dans la roche en petits feuilletés lamellaires, superposés et facilement débités. Au microscope, il est sous forme de petites baguettes éparpillées sans orientation préférentielle. D'après les analyses chimiques, cet indice est plutôt classé pour ses fortes teneurs en zinc (2 %). Les sulfures sont aussi présents, avec 4 % de pyrrhotite, 1 % de pyrite et de la chalcopirite en traces; on note également la présence de magnétite (1 %) en petits cristaux xénomorphes. L'échantillon analysé (12-NT-7005D; 22K11, 472276 E, 5606343 N) a retourné 2 % Zn, 545 ppm Cu, 3,23 % carbone et 6,2 % S. Les teneurs anormales en zinc suggèrent la présence de la sphalérite, qui a été confirmée par une analyse au MEB (microscope électronique à balayage; photo 15, en annexe). Des marbres sont aussi associés aux paragneiss minéralisés en zinc. Ceci suggère une affinité avec une minéralisation SEDEX qui est bien documentée à l'échelle de la Province de Grenville.

Minéralisations en éléments des terres rares ± argent

Deux nouveaux indices de terres rares ont été découverts lors de nos travaux. Ces minéralisations sont de type magmatique et sont associées à des dykes de pegmatite granitique, qui ont retourné par endroits des réponses radiométriques anormales, jusqu'à 2000 cps, lors de la prospection au scintillomètre RS 125. Les gîtes de type magmatique associés aux pegmatites et aux granitoïdes peralumineux sont bien connus dans les contextes du faciès granulitique. L'exemple le plus connu au monde est celui de type Rössing (Namibie) associé aux alaskites à uranium (Basson et Greenway, 2004). Selon la classification de Černý *et al.* (2005), les pegmatites minéralisées de notre région seraient de type abyssal. En effet, il s'agit des pegmatites à quartz et feldspaths mises en place dans le faciès des granulites. Cette hypothèse est appuyée par l'abondance des éléments de terres rares légères par rapport aux lourdes et par la teneur en Nb (13,6 et 47,9 ppm) > Ta (0,35 et 1,26 ppm).

L'indice Villion

L'indice Villion (22K06; n° 5; carte hors-texte) est localisé au nord-ouest du Petit lac à l'Argent. La roche hôte est un dyke de pegmatite granitique, de teinte rosâtre, d'environ 1,5 m de largeur, injecté dans un paragneiss migmatitisé à grenat et contenant des niveaux de roches calco-silicatées (Com-

plexe de la Plus-Value). Du point de vue chimique, la pegmatite est peralumineuse ($A/CNK = 1,054$; indice de Shand, 1974). Sur le terrain, le scintillomètre portatif RS125 a retourné des valeurs de 600 à 700 cps. L'analyse d'un échantillon choisi (12-AM-0038C; 22K06, 466269E, 5587069N) a retourné des valeurs de 5075,28 ppm en TRT (terres rares totales), avec 786 ppm Nd, 1,8 ppm U, 13,6 ppm Nb et 0,35 ppm Ta. La minéralisation en terres rares est concentrée dans de fins grains de monazite associée aux feldspaths, et dans des carbonates et silicates de terres rares, qui sont localisés dans des microfractures (minéraux identifiés au MEB). Les carbonates de terres rares sont observés également en bordure du quartz et des feldspaths (au MEB).

L'indice Picard_2

L'indice Picard_2 (22K11; n° 6; carte hors-texte) est situé au nord-est du lac Picard et représente un indice de terres rares et d'argent. Il correspond à un dyke de pegmatite granitique de 6 à 7 m de large et d'affinité peralumineuse ($A/CNK = 1,13$; indice de Shand, 1974). Cette pegmatite est blanchâtre en surface altérée et rosâtre en surface fraîche. Elle est constituée de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz, de biotite et de traces de magnétite. Le dyke coupe une monzonite quartzifère mylonitisée et gneissique appartenant au Complexe de Canyon. Sur le terrain, le scintillomètre portatif RS125 a permis d'enregistrer des valeurs supérieures à 2000 cps. Au microscope électronique (MEB), la minéralisation en éléments de terres rares est essentiellement portée par la monazite, à laquelle sont associées la thorite et l'apatite (photo 16, en annexe). L'analyse d'un échantillon choisi (12-AM-0062B; 22K11, 473795E, 5611496N) a donné des teneurs de 7838,69 ppm en TRT (terres rares totales) avec 1410 ppm Nd et 1600 ppm Th, 8,73 ppm U, 6,9 ppm Ag, 47,9 ppm Nb ppm et 1,26 ppm Ta.

Les minéraux industriels

Le secteur couvert par cette étude est constitué de nombreux sites d'intérêt pour les minéraux industriels comme le graphite. Quatre nouvelles cibles à graphite ont été identifiées dans les feuillets 22K11 et 22K12. Généralement, le graphite proviendrait du métamorphisme de la matière organique contenue dans le protholite (sédimentaire) et de l'apport du CO_2 par des fluides de grande profondeur (Caderon, 1997). Ce type de minéralisation est très répandu dans toute la Province de Grenville et le gisement de la mine du Lac-des-Îles au sud de Mont-Laurier en est un exemple.

L'indice Graphli

L'indice Graphli (22K12; n° 9; carte hors-texte) est localisé au nord du lac à l'Argent. Il est associé à des paragneiss migmatitiques et métamorphisés au faciès des granulites (Complexe de la Plus-Value). Les paragneiss sont composés de graphite, de grenat de teinte lilas, de biotite

et de sillimanite en traces. Les sulfures sont disséminés et constitués de pyrrhotite, et localement de très rares grains de pyrite et traces de chalcopirite et magnétite (photo 17, en annexe). Sur le terrain, le pourcentage de graphite atteint 8 % et est disséminé en grains très fins (<1 mm). Il est également observé dans des niveaux millimétriques qui peuvent atteindre jusqu'à 2 cm d'épaisseur. Au microscope, le graphite se présente sous forme de baguettes allongées plus ou moins orientées.

La pyrrhotite (2 %) est sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes dont le cœur est souvent formé de petites lamines concentriques d'oxydes de fer à texture collomorphe. La pyrite et la chalcopirite sont moins abondantes (< 1 %) et sont généralement associées à la pyrrhotite. La magnétite se trouve disséminée dans la roche en petits cristaux craquelés. La sillimanite, en traces, se présente sous forme de microcristaux de petite taille. À titre indicatif, l'échantillon analysé (12-AM-0209A; 22K12, 448800E, 5613867N) a retourné des teneurs de 256 ppm Cu, 454 ppm Zn, 4,41 % C et 2,7 % S.

L'indice Gol

L'indice Gol (22K11; n° 10; carte hors-texte) est situé au sud-est du lac Picard. Il est encaissé dans un paragneiss migmatitisé à grenat, biotite et graphite avec des niveaux lenticulaires de quartzite (Complexe de la Plus-Value) à grain fin. La minéralisation est constituée de 10 à 15 % de graphite en fines paillettes disséminées dans un niveau lenticulaire de paragneiss mesurant 70 cm de large sur 2 m de long. Un échantillon choisi (12-NT-7006D; 22K11, 471962E, 5605440N) a retourné 0,98% C et 100 ppm Zn.

L'indice Lac Picard-AM-73

Cet indice (22K06; n° 11; carte hors-texte) est situé à l'est du lac Picard. La roche encaissante de l'indice Lac Picard-AM-73 est un paragneiss migmatitisé à graphite et biotite avec des niveaux de marbre, de quartzite et de roches calco-silicatées du Complexe de la Plus-Value. Les horizons de marbre sont d'épaisseur métrique (1 à 2 m) tandis que les niveaux de quartzite et de roches calco-silicatées sont centimétriques à métriques. La minéralisation est constituée de graphite en fines paillettes disséminées dans le paragneiss et aussi sous forme de veines centimétriques (<3 cm) riches en graphite (90 %). Un niveau de paragneiss rouillé de 1 à 2 m de large sur environ 20 m de long renferme 2 à 5 % de fines paillettes de graphite disséminé. D'autres veines à graphite sont également présentes dans le marbre. Elles sont constituées de grosses paillettes (3 à 5 mm) autour des lits lenticulaires de roches calco-silicatées. On note également la présence de plus grosses paillettes (~ 1,5 cm) dans l'éponte d'un dyke de pegmatite granitique. Des sulfures (< 1 % de pyrite et pyrrhotite) sont disséminés dans le paragneiss rouillé. L'analyse d'un échantillon choisi (12-AM-0073C; 22K11, 472698E, 5606041N) a titré 6,11 % C et 0,6 % de S.

L'indice Lac Picard-AM-74

L'indice Lac Picard-AM-74 (22K11; n° 12; carte hors-texte) est localisé à l'est du lac Picard. Cet indice a été découvert dans un paragneiss migmatitisé à grenat (4 %), graphite (3 %) et sillimanite (1 %) du Complexe de la Plus-Value. Ce paragneiss est associé à des niveaux de marbre à graphite (3 à 5 %), de roches calco-silicatées et de quartzite. La minéralisation est constituée de graphite en fines paillettes disséminées dans le paragneiss et dans le marbre. Un niveau rouillé de 1 à 3 m de large sur 30 m de long dans le paragneiss renferme jusqu'à 5 % de graphite. Un échantillon choisi dans le niveau de marbre (12-AM-0074B; 22K11, 472505E, 5606790N) a retourné 9,85 % C.

Pierre architecturale et ornementale

La cible Argenta

La cible Argenta (22K06; n° 14; carte hors-texte) est localisée au nord-ouest du Petit lac à l'Argent. Ce site potentiel pour la pierre de taille (12-AM-0040A; 22K06, 467797E, 5589065N) a été identifié au cours de nos travaux. Cette cible correspond à un granite folié à grain moyen du Complexe de Canyon qui s'étale sur environ 300 m. La roche contient environ 55 % de feldspath potassique, 25 % de quartz et 10 % de plagioclase. Le reste des minéraux (10 %) est constitué d'amphibole, de biotite, de minéraux opaques, de traces d'apatite et de zircon. Les affleurements visités sont peu fracturés et facilement accessibles sur route forestière. Toutefois, une étude plus approfondie serait nécessaire pour déterminer la qualité de la pierre.

La cible Ornwel

La cible Ornwel (22K05; n° 13; carte hors-texte) a été découverte au sud-ouest des lacs Doubles. Cette cible est intéressante pour sa qualité de pierre ornementale. Il s'agit d'un dyke de quelques dizaines de mètres d'épaisseur de leuconorite mégaporphyrique massive (Suite anorthositique à l'Argent), non déformée à gros phénocristaux de labradorite (12-FS-2128A; 22K05, 464028E, 5592873N). Au microscope, on note une paragenèse minérale formée de phénocristaux de plagioclase localement antiperthitiques et séricitisés. Des agrégats formés essentiellement par de l'orthopyroxène, de rares amphiboles et de la biotite sont associés aux minéraux opaques dans la leuconorite. On y observe également quelques grains subautomorphes de zircon.

Son caractère de pierre ornementale et pour la bijouterie réside dans le jeu de couleur de ses cristaux de labradorite de 2 à 20 cm de long qui peuvent former jusqu'à 33 % de la roche. Ils sont essentiellement de teinte bleu iridescent (photo 18, en annexe) et souvent avec des zonations dans leur couleur. En effet, d'autres couleurs vives iridescentes (vert, bleu vert et orange) sont observées dépendamment de l'angle de réception de la lumière sur la roche. L'affleu-

rement visité (12-FS-2128) présente un bon volume avec une zone à labradorite iridescent d'au moins 20 m de long sur une hauteur d'environ 1 à 2 m avec une pente moyenne. Les cristaux de labradorite semblent présenter les qualités de pierre semi-précieuse, mais toute évaluation au préalable reste à effectuer.

CONCLUSION

Ce rapport présente les résultats des travaux de cartographie réalisés à l'été 2012 dans les feuillets SNRC 22K05, 22K06, 22K11, 22K12 et 22K13, dans la partie centrale de la Province de Grenville au nord-nord-ouest de Baie-Comeau, secteur du réservoir aux Outardes 4. Ce projet a permis d'acquérir de nouvelles connaissances géoscientifiques, de faire la mise à jour de la carte géologique et d'évaluer le potentiel économique de la région.

Toutes les roches cartographiées sont d'âge mésoprotérozoïque et sont réparties en plusieurs unités stratigraphiques : 1) le Complexe de la Plus-Value (métasédimentaire, <1765 Ma, >1487,6 Ma); 2) la Suite plutonique des Outardes (1528 Ma); 3) le Complexe de Hulot (plutonique, 1434 à 1373 Ma); 4) la Suite plutonique de Castoréum; 5) le Complexe de Canyon (volcano-plutonique, 1222 à 1360 Ma), à lambeaux mafiques labradoriens (>1694 à 1749 Ma); 6) la Suite plutonique de Céline; 7) la Suite anorthositique à l'Argent (1103 Ma); 8) la Suite de Louis (intrusions et dykes mafiques à ultramafiques, 1060 à 1046 Ma); 9) la Suite anorthositique de Tétépisca (1051 Ma); 10) la Suite plutonique de Trémaudan (syénite quartzifère, 1028 Ma); et 11) la Mangérite de Sabot (1016 à 1017 Ma).

La géochimie a permis de caractériser les roches des différentes unités; par exemple, les roches mangéritiques se différencient pour certains éléments comme le potassium ou le zirconium. Les roches du Complexe de Hulot ont une chimie variée et forment des tendances distinctes, ce qui démontre qu'elles ont des origines différentes. Nous avons observé de grandes différences entre les suites anorthositiques de la région. La Suite anorthositique à l'Argent est plutôt alcaline alors que la Suite anorthositique de Tétépisca a une composition géochimique plus classique, similaire à celle des autres suites anorthositiques connues dans le Grenville central. Les roches mafiques et ultramafiques sont pour la majorité d'affinité tholéitique, mais montrent souvent une forte hétérogénéité chimique.

La plupart des roches de la région ont subi une déformation importante. Les roches les plus déformées appartiennent aux complexes de la Plus-Value, de Hulot et de Canyon et à la Suite plutonique de Castoréum. La déformation principale est d'âge grenvillien et d'orientation NE-NW à NNE-SSW. Cette déformation est associée à plusieurs failles majeures (chevauchement et cisaillement) et à des plis isoclinaux dont les plans axiaux sont subparallèles à la structure planaire dominante NE-SW. Par contre, dans l'ouest de la région, la

structure planaire majeure d'orientation N-S est associée à un cisaillement majeur N-S. Cette orientation est probablement due à la mise en place des intrusions tardi-grenvillienne comme la Mangérite de Sabot et la Suite plutonique de Trémaudan qui ont réorienté la structure grenvillienne.

Du point de vue métamorphique, les roches intrusives témoignent de l'atteinte de conditions équivalentes au faciès des granulites, notamment en raison de la présence d'orthopyroxène. Un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites complète le portrait régional.

Du point de vue économique, la région possède un potentiel économique très varié. Des minéralisations de type magmatique en oxydes de Fe-Ti-P ± V et en éléments de terres rares ont été découvertes dans la région cartographiée. Des sites de pierre architecturale et ornementale font partie du potentiel minéral de la région en plus des cibles d'intérêt en minéraux industriels comme le graphite.

RÉFÉRENCES

- BASSON, I.J. – GREENWAY, G., 2004 – The Rossing uranium deposit; a product of late-kinematic localization of uraniferous granites in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *Journal of African Earth Sciences and the Middle East*; volume 38; issue 5, pages 413-435.
- BROUSSEAU, K., 1999 – Rapport de prospection, projet HERMES, entente 99-A1-337. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 60281, 11 pages.
- CADERON, S., 1997 – Étude minéralogique, interprétation structurale et estimation des conditions de pression et de température des roches encaissantes et minéralisées de l'open pit de Stratmin Graphite, Province de Grenville, Lac-des-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 194 pages.
- ČERNÝ, P. – ERCIT, T.S., 2005 – The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*; volume 43, pages 2005-2026.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two contrasting granite types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CORRIVEAU, L., 1990 – Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology*; volume 15, pages 614-617.
- CORRIVEAU, L. – GORTON, M.P., 1993 – Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 113, pages 262-279.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2012 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur de Manic-Outardes, Province de Grenville. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2012-03.
- DAVID, J., 2005 – Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 62069, 31 pages.
- DAVID, J., 2006 – Géochronologie d'échantillons provenant de Géologie Québec, année 2005-2006 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles, 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.
- DAVIS, D.W. – TALLA TAKAM, F., en préparation – Datations LA-ICPMS d'échantillons recueillis en 2012-2013 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- DEBON, F. – LEFORT, P., 1983 – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*; volume 73, pages 135-149.
- 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.
- 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. – HÉBERT, C. – CLARK, T. – BEAUMIER, M. – PERREAULT, S., 2002 – Géologie de la région du lac De La Blache (22K/03 et 22K/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-01, 53 pages, 2 cartes.
- GOBEIL, A. – HÉBERT, C. – CLARK, T. – DAVID, J. – DAVIS, D., 2005 – Nouvelles données géochronologiques dans l'est du Grenville : précisions sur l'évolution magmatique. Ministère des Ressources naturelles. Résumé des conférences et de l'exposition géoscientifique. Congrès de Québec Exploration 2005, 21 au 24 novembre 2005, Québec; DV 2005-03, page 118.
- HAMMOND, D.W., 1946 – Geology of the Mouchalagan Lake area, Saguenay county, New Quebec. Master thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 82 pages.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C., 2012 – Géologie de la région du lac Zeni. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2012-02, 35 pages, 7 cartes.
- HOLNESS, M.B. – SAWYER, E.W., 2008 – On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*; volume 49, pages 1343-1363.
- HOLNESS, M.B. – CESARE, B. – SAWYER, E.W., 2011 – Melted rocks under the microscope: Microstructures and their interpretation. *Elements*; volume 7, pages 247-252.
- HYNES, A. – INDARES, A. – RIVERS, T. – GOBEIL, A., 2000 – Lithoprobe line 55: integration of out-of phase seismic results with surface structure, metamorphism and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 341-358.
- JENSEN, L.S. – PYKE, D.R., 1982 – Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. *In: Komatiites*. (Arndt, N. T. and Nisbitt, E.G., editors). Allen and Unwin, London, pages 147-157
- KISH, L., 1962 – Rapport préliminaire sur la région de la rivière Hart-Jaune inférieure. Comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles; RP 486, 12 pages, 1 carte.

- KISH, L., 1963 – Géologie de la région du cours moyen de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 507, 9 pages, 1 carte.
- KISH, L., 1968 – Région de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG 132, 104 pages.
- LASALLE, S. – FISHER, C.M. – INDARES, A. – DUNNING, G., 2013 – Contrasting types of Grenvillian granulite facies aluminous gneisses: Insights on protoliths and metamorphic events from zircon morphologies and ages. *Precambrian Research*; volume 228, pages 117-130.
- LOW, A. P., 1897 – Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador le long de la Grande-Rivière de l'Est, des rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan et de parties d'autres rivières en 1892-93-94-95. Rapport de la Commission géologique du Canada; partie 8, 435 pages.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- 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 2007-04, 16 pages, 5 cartes.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009b – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – LACOSTE, P. – GAGNON, M. – DAVID, J., 2012 – Géologie de la région du lac du Milieu (SNRC 22O03, 22O04, 22O06, 22J13 et 22J14). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2012-01, 33 pages, 5 cartes.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – CLARK, T. – BLOUIN, S. – INDARES, A. – DAVIS, D.W., 2013 – Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord (22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-01, pages, 1 carte au 1/125 000, 5 cartes au 1/50 000.
- MRN, 2013 – Gîte – SNRC 22N et 22K, gisement métallique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Produits et services en ligne - Mines, E-Sigeom à la carte, www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp (Système d'information géominière du Québec).
- MURTAUGH, J.C., 1976 – Manicouagan impact structure. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 432, 191 pages.
- MURTAUGH, J.C. – CURRIE, K.L., 1969 – Étude préliminaire de la structure de Manicouagan. Ministère des Richesses naturelles du Québec, préparée en collaboration avec la Commission géologique du Canada; RP 583, 11 pages.
- NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 1994 – Do the 1,45-1,39 Montauban Group and La Bostonnais Complex constitute a Grenvillian accreted terrane? *In: Program with abstracts. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada*; volume 19, page A81.
- NESBITT, H.W., 2003 – Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *In: Lentz, D.R., editor. Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Consideration to Mineral Deposit-Forming Environments. Geological Association of Canada*; volume 4, pages 39-51.
- OWENS, B.E. – DYMEK, R.F., 2001 – Petrogenesis of the Labrieville alkaline anorthosite massif, Grenville Province, Québec. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 1519-1546.
- PATTISON, D.R.M., 2003 – Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet+clinopyroxene+plagioclase+quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 21, pages 21-34.
- 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.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- REMICK, J.H., 1976 – Wemindji area – Municipality of James Bay – Preliminary report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 446, 57 pages, 14 cartes.
- 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.
- SHAND, S.J., 1974 – Eruptive rocks: Their genesis, composition classification, and their relation to ore-deposits (3rd edition), John Wiley and Sons, New York, 488 pages.
- SPEAR, F.S. – KOHN, M.J. – CHENEY, J.T., 1999 – P-T paths from anatexis pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 134, pages 17-32.
- TAYLOR, S.R. – MCLENNAN, S.M., 1981 – The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical transaction of Royal Society*; volume A301, pages 381-399.
- TAYLOR, S.R. – MCLENNAN, S.M., 1985 – The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pages.
- WEAVER, B. – TARNEY, J., 1984 – Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*; volume 310, pages 575-577.
- WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987 – A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 95, pages 407-419.
- WHELAN, J.F. – RYE, R.O. – LAORRAINE, W., 1984 – The Balmat-Edwards Zinc-Leed deposits – Sedimentary ore from Mississippi Valley-type fluids. *Economic Geology*; volume 79, pages 239-265.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Affleurement de paragneiss rouillé contenant des boudins calco-silicatés montrant des plans axiaux à faible pendage. Complexe de la Plus-Value (mPplv1). Affleurement 12-FS-2072.



PHOTO 2 - Affleurement de diorite quartzifère à grain moyen et à texture primaire oblitérée. Complexe de Hulot (mPulo1). Affleurement 12-FS-2057.

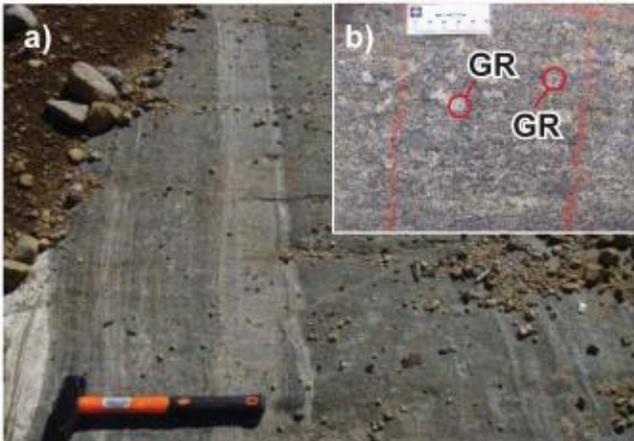


PHOTO 3 - a) Affleurement montrant un rubanement entre des roches mafiques et intermédiaires (roches intrusives gabbroïques ou volcanoclastites?); b) détail de la partie à texture fragmentaire (fragments avec un cœur en grenat (GR) et le reste en leucosome. Complexe de Canyon. Affleurement 12-AM-0015.



PHOTO 4 - Affleurement de leuconorite à texture porphyrique à porphyroclastique. Les phénocristaux de plagioclase, millimétriques à centimétriques, sont parfois entourés d'une fine couronne. Complexe anorthositique à l'Argent. Affleurement 12-FS-2144.



PHOTO 5 - Lambeaux métriques à décimétriques de leuconorite à granulométrie grossière. Suite de Louis (mPlou3). Affleurement 12-AM-0054C.



PHOTO 6 - Affleurement de syénite quartzifère massive, porphyrique en phénocristaux de feldspath potassique (FK) jusqu'à 4 cm de long de microcline perthitique. Suite plutonique de Trémaudan (mPtre2). Affleurement 12-AM-0199.

ANNEXE – Photographies (suite).

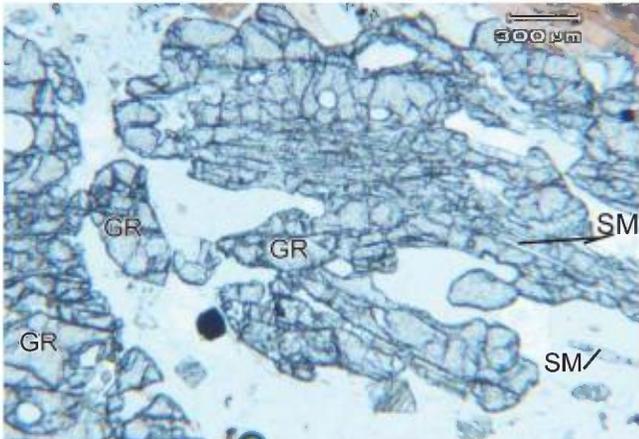


PHOTO 7 - Porphyroblastes xénomorphes de grenat (GR) avec des inclusions de sillimanite (SM). Affleurement 12-AM-0046A. Photomicrographie en lumière naturelle.

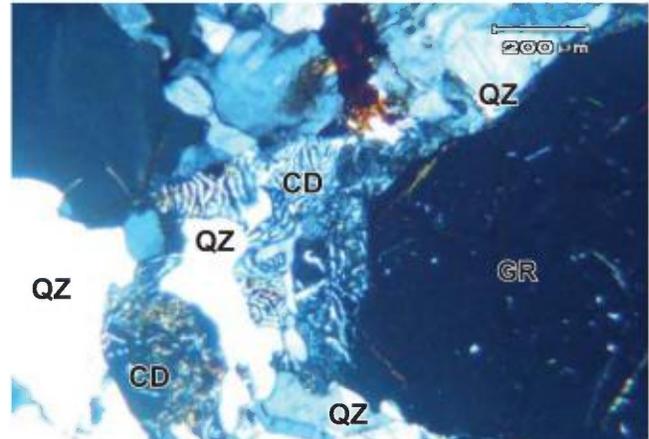


PHOTO 8 - Symplectite de cordiérite (pinitisée, CD) avec du quartz (QZ) à la bordure d'un grenat (GR). Affleurement 12-SB-6237A. Photomicrographie en lumière polarisée.

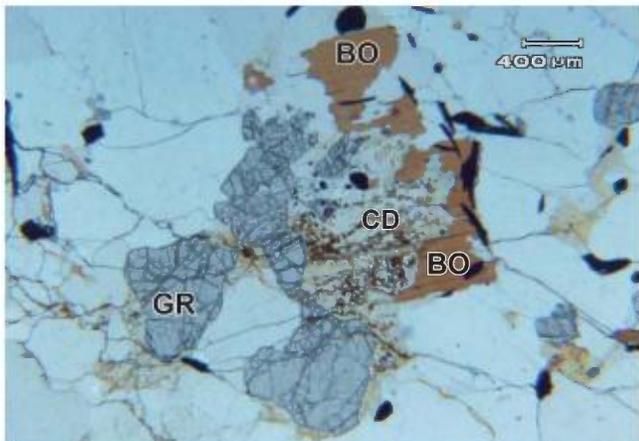


PHOTO 9 - Cristaux de cordiérite (pinitisée, CD) remplaçant le grenat (GR) et la biotite (BO). Affleurement 12-AM-0074A. Photomicrographie en lumière naturelle.

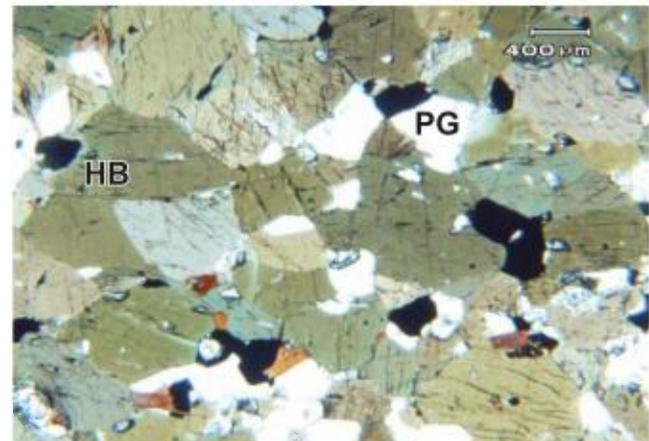


PHOTO 10 - Gneiss mafique avec une matrice riche en hornblende (HB) et en plagioclase (PG). Affleurement 12-AM-0015C. Photomicrographie en lumière naturelle.

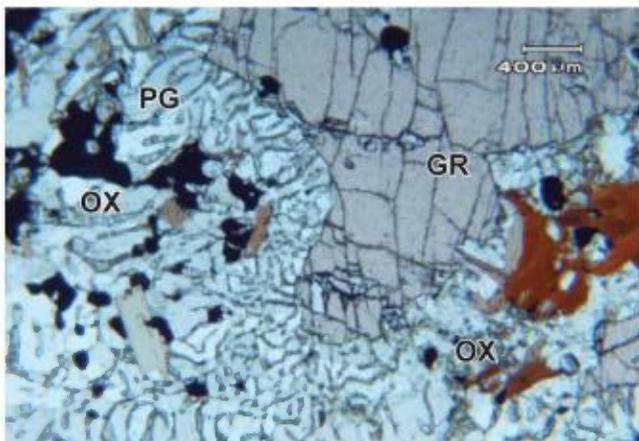


PHOTO 11 - Symplectite entre le plagioclase (PG) et l'orthopyroxène (OX) autour du grenat (GR) porphyroblastique. Affleurement 12-AM-0015C. Photomicrographie en lumière naturelle.

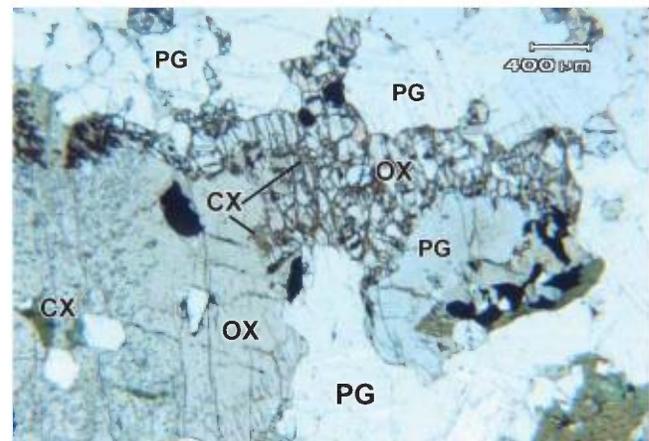


PHOTO 12 - Orthopyroxène (OX) et grains de OX-CX avec trace de hornblende verte remplaçant le clinopyroxène (CX) dans un nodule sans grenat. Affleurement 12-AM-0015C. Photomicrographie en lumière naturelle.

ANNEXE – Photographies (suite et fin).

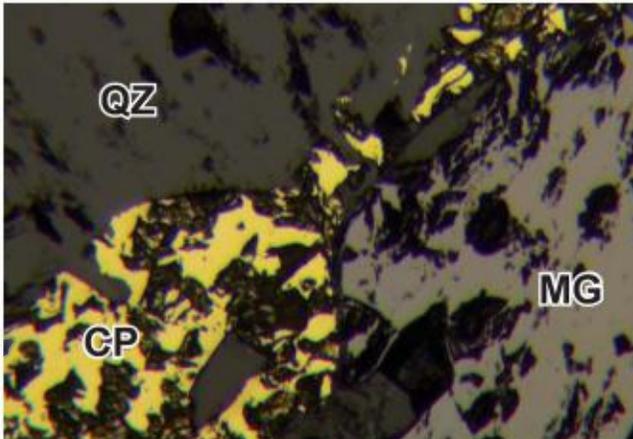


PHOTO 13 - Veine de quartz (QZ) minéralisée en chalcopyrite (CP) avec quelques cristaux de magnétite (MG), dans un gabbronorite à grenat du Complexe de Canyon. Indice 12-AM-25. Affleurement 12-AM-0025E. Photomicrographie en lumière réfléchie.



PHOTO 14 - Affleurement de norite à oxydes de Fe-Ti-P-V de la Suite anorthositique à l'Argent. Indice Ferwel. Affleurement 12-FS-2123B.

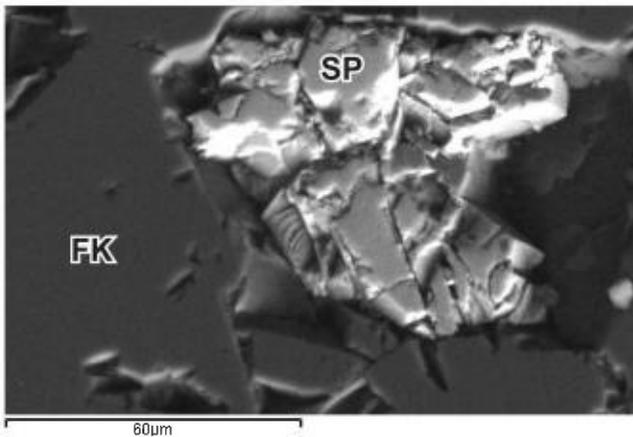


PHOTO 15 - Paragneiss à graphite et sphalérite (SP) du Complexe de la Plus-Value observé au microscope électronique à balayage (MEB); FK = feldspath potassique). Indice Blanzay. Affleurement 12-NT-7005D.

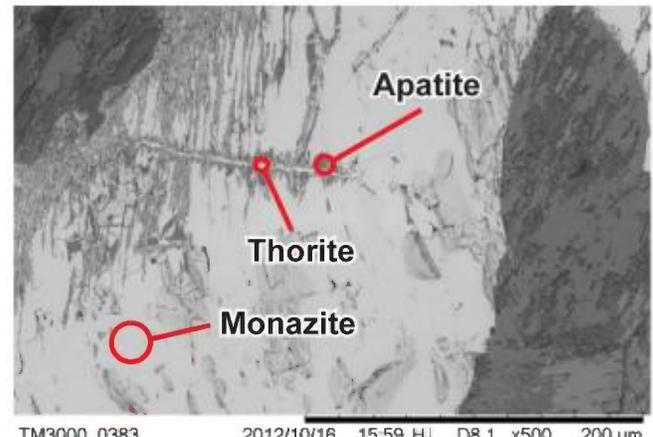


PHOTO 16 - Monazite associée à la thorite et à l'apatite, observée au microscope électronique à balayage (MEB). Complexe de Canyon. Indice Picard_2. Affleurement 12-AM-0062B.

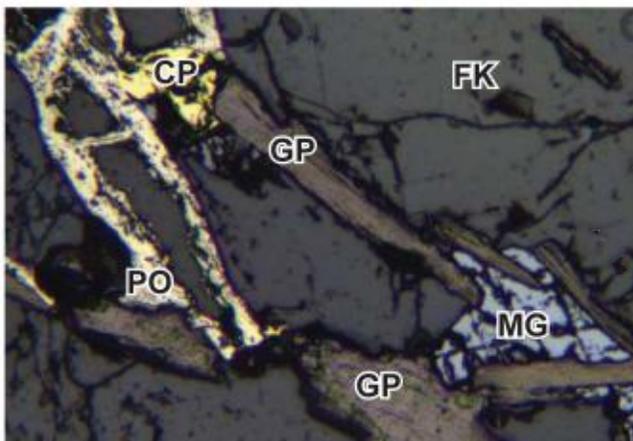


PHOTO 17 - Minéralisation à graphite (GP), avec traces de pyrrhotite (PO), chalcopyrite (CP) et magnétite (MG); FK = feldspath potassique. Paragneiss rouillé du Complexe de la Plus-Value. Indice Graphli. Affleurement 12-AM-0209A. Photomicrographie en lumière réfléchie.

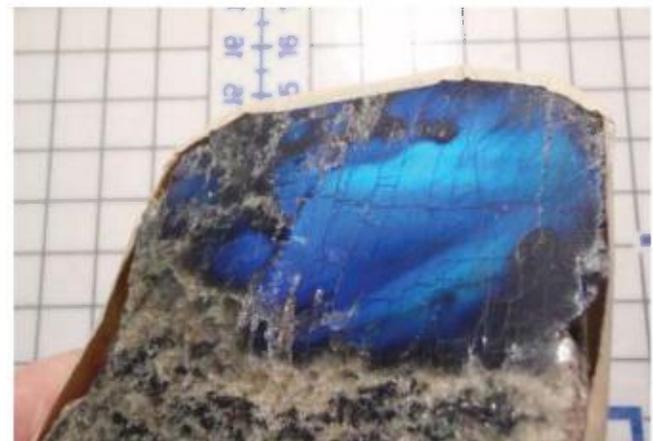


PHOTO 18 - Leuconorite mégaporphyrrique massive à mégacristaux de labradorite de la Suite anorthositique à l'Argent. Cible Ornwel. Affleurement 12-FS-2128A. Échantillon avec surface sciée.

Résumé

La région cartographiée constitue la phase 2 de 3 d'un projet de cartographie régionale visant à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques sur le territoire de la Côte-Nord (feuillelet SNRC 22K). Elle est située dans le secteur nord-ouest du réservoir aux Outardes 4, dans la Province de Grenville central.

Le levé géologique, réalisé à l'échelle du 1/125 000, et un nouveau levé aéromagnétique (lignes de vol aux 300 m) couvrant tout le feuillelet 22K, nous ont permis de cerner et d'identifier plusieurs unités stratigraphiques.

Les plus vieilles roches ignées de la région appartiennent à la Suite plutonique des Outardes (1528 Ma), qui est composée de mangérite déformée, de leuconorite et de gabbronorite. Une des caractéristiques de cette suite est la présence de structures de mélange de magma, principalement observables près de la rivière des Outardes.

Dans le secteur sud de la région, le socle est constitué de roches intrusives, de composition felsique à intermédiaire, généralement porphyriques à porphyroclastiques appartenant au Complexe de Hulot (1434 à 1373 Ma). La Suite anorthositique de Tétépisca (1052 Ma) occupe une superficie importante dans le nord-ouest du secteur. Elle est constituée principalement d'anorthosite porphyroclastique et mégaporphyrique, de leuconorite et de niveaux contenant des quantités mineures d'oxydes de fer et de titane. Le Complexe de la Plus-Value et la partie nord du Complexe de Canyon cartographiés plus à l'est au cours de l'été 2011, se prolongent dans la région étudiée. Le Complexe de la Plus-Value (<1765 Ma, >1487,6 Ma), d'origine sédimentaire, est composé de paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite contenant des niveaux de quartzite, de roches calco-silicatées et de marbre. Des paragneiss migmatitisés et des migmatites sont également associés au Complexe de la Plus-Value. Des granites leucocrates à grenat lilas ont été cartographiés aux bordures et à l'intérieur de ces paragneiss et sont interprétés comme des granites d'anatexie. La partie nord du Complexe de Canyon est formée principalement de mangérite gneissique d'âge elsonien (1222 à 1360 Ma) contenant des lambeaux mafiques à ultramafiques d'ordre métrique à décamétrique d'âge labradorien (~1694 Ma). À l'est de la région, les complexes de la Plus-Value et de Canyon sont injectés par la Suite plutonique de Castoréum constituée d'un assemblage de granite généralement porphyrique à porphyroclastique en feldspaths potassiques qui sont généralement tordus et cassés, associés à des minéraux ferromagnésiens d'orientation préférentielle bien définie. Ceci témoigne de la déformation importante à l'état solide de ces granites. Des charnockites et des monzonites, à grain moyen à grossier, à biotite et à hornblende et avec plus ou moins d'orthopyroxène, et des gneiss granitiques font partie de cette suite. La Suite de Castoréum est comparable à la Suite plutonique

de Bardoux constituée de granitoïdes porphyriques (1488 Ma), localisée à l'est-sud-est du réservoir Manicouagan dans le feuillelet SNRC 22O04. Au centre et à l'ouest de la région, le Complexe de Canyon est injecté par trois intrusions : la Suite anorthositique à l'Argent (1103 Ma), la Mangérite de Sabot et la Suite plutonique de Trémaudan (1028 Ma). La Suite anorthositique à l'Argent est constituée principalement de leuconorite verdâtre à cristaux de labradorite de 2 à 10 cm de long avec une iridescence bleutée, et d'anorthosite. La Mangérite de Sabot, d'âge grenvillien (1016 à 1017 Ma), est formée de mangérite, de monzonite et de granite généralement porphyrique et moins déformée à l'état solide. La Suite plutonique de Trémaudan, de forme partiellement arrondie, est composée principalement d'une syénite quartzifère massive et porphyrique contenant entre 50 et 60 % de phénocristaux de microcline perthitique, de plagioclase et du quartz à grain grossier et à texture magmatique sans déformation à l'état solide, témoin de son caractère tardi- à post-grenvillien. Une quantité mineure de charnockite porphyrique et de gabbronorite est associée à la syénite quartzifère. Au nord-est du secteur, la Suite plutonique de Céline est injectée dans le Complexe de la Plus-Value. Cette suite correspond aux roches ignées tardi-tectoniques et est formée de mangérite, de leuconorite, de granite et de charnockite, plus ou moins déformés.

Un total de 261 analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur les différentes unités. Les mangérites, qui constituent la majorité des roches de la région, peuvent en partie se différencier et se caractériser par les analyses géochimiques. La syénite quartzifère formant une partie de la Suite plutonique de Trémaudan se distingue aussi clairement par sa chimie. La Suite anorthositique à l'Argent a une chimie similaire au Massif anorthositique alcalin de Labrieville, alors que la Suite anorthositique de Tétépisca possède une composition chimique plus proche de celle des autres grandes suites anorthositiques du Grenville central. Les roches mafiques et ultramafiques sont pour la majorité d'affinité tholéïtite et présentent souvent une dispersion importante des données, ce qui pourrait représenter des sources d'origines variées.

Le grain structural de la région est principalement orienté NE-SW, mais se trouve perturbé par la mise en place de plusieurs intrusions. Des failles régionales produisant une mylonitisation intense sont reconnues sur plusieurs kilomètres. Le métamorphisme dominant est au faciès des granulites de moyenne pression.

Le potentiel minéral de la région est constitué de cibles et d'indices variés. Ce levé a permis de mettre au jour une dizaine de sites à minéralisation en oxydes de Fe-Ti-P ± V, en éléments des terres rares et en zinc. Par contre, la minéralisation en cuivre et en or est rare. Les minéraux industriels, les pierres ornementales et architecturales offrent un potentiel minéral intéressant dans la région.

