

RG 2009-03

SYNTHESE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAIE-COMEAU (SNRC 22F)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2009-03

Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F)

Abdelali Moukhsil
Pierre Lacoste
André Gobeil
Jean David



Zone de déformation de Pimouacan. Notez les indicateurs cinématiques suggérant un cisaillement dextre.

Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F)

Abdelali Moukhsil¹, Pierre Lacoste¹, André Gobeil¹ et Jean David²

RG 2009-03

Mots-clés : Grenville, anorthosite, Ni-Cu, ilménite, uranium

1- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

2- GEOTOP UQAM-McGill

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Marquis

Bureau de l'exploitation géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Lecture critique

Thomas Clark

Édition

Joanne Nadeau

Dessin

Johanne Jobidon, Claude Guérin et Frédérick St-Pierre

Assistance technique

Ghislain Roy

Graphisme

Tracy Robitaille

Document accepté pour publication le 1^{er} juin 2009

RÉSUMÉ

La cartographie du feuillet Baie-Comeau (SNRC 22F) sur la Côte-Nord par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) a commencé en 2004. Après un arrêt d'une année, le MRNF a repris les travaux sur trois autres années (2006 à 2008). L'ensemble des roches cartographiées dans le cadre de ce projet est d'âge protérozoïque et appartient à la ceinture allochtone polycyclique de la Province de Grenville.

Ces levés géologiques ont permis de reconnaître plusieurs assemblages lithologiques comprenant des roches felsiques, mafiques, ultramafiques et métasédimentaires. Huit domaines structuraux plus ou moins homogènes ont été définis. Les failles régionales sont nombreuses à travers toute la région et laissent des empreintes typiques dans presque tous les domaines structuraux.

La géochronologie a permis de définir sept événements ignés (1500 à 1002 Ma), deux événements sédimentaires (<1491 Ma) et quatre événements métamorphiques (1300 à 950 Ma). Les cartes aéro-magnétiques servent à délimiter et à individualiser les assemblages lithologiques de la région. Nous avons reconnu des suites anorthositiques d'âges différents, telles que la Suite plutonique mafique de De La Blache, datée à 1327 Ma; la Suite anorthositique de Vallant, dont l'âge est de 1148 Ma; la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, datée entre 1160 et 1140 Ma; l'Anorthosite de Vanel, datée de 1080 à 1061 Ma; le Massif anorthositique alcalin de Labrieville, âgé de 1010 à 1008 Ma et la Troctolite de Betchie, avec un âge de 1002 Ma. La mise en place de la Mangérite de Joncas à 1247 Ma constitue un âge géologique moins documenté dans la Province de Grenville. Toutes les lithologies citées ont été injectées entre 1055 et 1016 Ma par des roches intrusives felsiques, telles que la Mangérite d'Alcantara-Dion, la Suite plutonique de Varin, la Suite de Miquelon, la Mangérite de Sabot et la Monzonite de Farmer. Le Complexe de Baie-Comeau s'est mis en place à 1101 Ma. Toutes ces roches reposent structurellement sur un socle gneissique polyphasé constitué du Complexe de Hulot (1434 Ma), localisé dans le nord de la région, et du Complexe gneissique du Cap à l'Est (1391 Ma), situé surtout dans l'ouest de la région.

Plusieurs types de minéralisations ont été répertoriés, dont : 1) minéralisations de Fe-Ti dans les gabbro-norites associés ou non aux suites anorthositiques, 2) minéralisations de Fe-Ti-P dans les gabbro-norites (type OAGN); 3) minéralisations de Ni-Cu dans des roches ignées mafiques à ultramafiques; 4) minéralisations de U-Th ± terres rares dans les leucogranites et les pegmatites; et 5) minéralisations en terres rares dans les pegmatites.

Plusieurs sites d'intérêt pour la pierre architecturale ont également été répertoriés. Ces sites se caractérisent par une faible fracturation de la roche et par un bon accès routier. La région est aussi valorisée par des sites enrichis en minéraux industriels comme la silice et la sillimanite. Nous avons répertorié un total de 69 indices pour les minéraux métalliques et non métalliques ayant un intérêt pour l'exploration minière. Plusieurs sites pour la pierre architecturale et les matériaux de construction ont été visités et peuvent être consultés dans la base de données SIGÉOM.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION ET ACCÈS	7
Remerciements	7
STRATIGRAPHIE.....	7
Introduction	7
Complexe de Bourdon (mPbou)	7
Complexe de Hulot (mPulo).....	8
Complexe gneissique du Cap à l'Est (mPcpe)	9
Suite plutonique mafique de De La Blache (mPbla)	9
Mangérite de Joncas (mPjon)	9
Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (mPlsj)	9
Suite anorthositique de Vallant (mPval)	9
Complexe de Baie-Comeau (mPbcm).....	10
Formation de Lac en Dentelle (mPden)	10
Anorthosite de Vanel (mPnel).....	10
Suite plutonique de Varin (mPvar).....	11
Suite de Miquelon (mPmiq).....	11
Mangérite d'Alcantara-Dion (mPalc)	11
Monzonite de Farmer (mPfar)	11
Mangérite de Sabot (mPsab).....	11
Massif anorthositique alcalin de Labrieville (mPlab)	12
Troctolite de Betchie (mPbet).....	12
Suite de Louis (mPlou).....	12
Granite de Éthier (mPeth).....	12
Dykes de diabase	12
Dykes de lamprophyre.....	13
LITHOGÉOCHIMIE	13
Roches felsiques	13
Roches mafiques et ultramafiques.....	13
MÉTAMORPHISME.....	15
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	15
Structures primaires.....	15
Failles et zones de déformation majeure.....	15
Fabrique régionale.....	17
Failles cassantes	19
GÉOCHRONOLOGIE	19
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	21
Introduction	21
Minéralisations de Fe-Ti.....	21
Minéralisations de Fe-Ti-P (OAGN).....	21
Minéralisations de Ni-Cu.....	22
Minéralisations d'U-Th	22
Minéralisations d'U-Th-terres rares.....	23
Pierre architecturale et matériaux de construction	23
Minéraux industriels.....	23

DISCUSSION ET CONCLUSION	23
Introduction	23
Évènements magmatiques	23
Évènements sédimentaires.....	24
Évènements métamorphiques	24
Métallogénie.....	26
RÉFÉRENCES	26
ANNEXE - Photographie	28
HORS-TEXTE	
Synthèse géologique 1/250 000, 22F – Baie-Comeau.....	carte RG 2009-03-C001

INTRODUCTION ET ACCÈS

En 2004, le ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) a débuté la réalisation de levés géologiques dans la région immédiate de Baie-Comeau sur la Côte-Nord. Après un arrêt en 2005, le MRNF a effectué des travaux de terrain dans la même région durant trois autres étés (2006 à 2008). Ce rapport présente une synthèse des résultats de ces levés géologiques réalisés dans le feuillet SNRC 22F (figure 1). Le feuillet 22F10 a été cartographié durant l'été 2004 à l'échelle 1/50 000 (Gobeil *et al.*, 2006). Tous les autres feuillets ont été cartographiés à l'échelle 1/125 000. Il s'agit des feuillets 22F07, 22F08, 22F09, 22F15 et 22F16 à l'été 2006 (Moukhsil *et al.*, 2007), les feuillets 22F01 à 22F06 à l'été 2007 (Moukhsil *et al.*, 2009) et les feuillets 22F11 à 22F14 à l'été 2008 (ce rapport). L'objectif de ce rapport est de synthétiser l'information géologique provenant de tous ces travaux et de développer des thèmes qui n'ont pas été abordés dans les rapports préliminaires. Le lecteur se référera aux documents de nos travaux antérieurs pour les descriptions pétrographiques plus complètes des différentes unités cartographiées dans la région.

Le feuillet SNRC 22F correspond au secteur de Baie-Comeau, localisé dans la région de la Côte-Nord (figure 1). L'accès principal se fait par la route 138 d'où partent plusieurs routes et chemins forestiers donnant accès à tous les secteurs cartographiés, telles que la route 385 à partir de Forestville ou encore la route 389 à partir de Baie-Comeau et se dirigeant vers Fermont.

La carte hors-texte accompagnant ce rapport présente la synthèse stratigraphique ainsi que la mise à jour et la localisation des principaux indices minéraux (gisements métallique et non métallique) nouveaux ou connus. Pour les indices de la pierre industrielle et des matériaux de construction, l'information est accessible dans la base de données **SIGÉOM**, à la rubrique **Gîte** (voir le chapitre «Géologie économique»).

Remerciements

Nos remerciements vont à toutes les personnes qui ont participé aux travaux sur le terrain durant les étés 2004 et de 2006 à 2008 : les géologues Wafa Achouchi, Anas El Alem, Thomas Clark, Denis Cossette, Claude Hébert, Jean-Yves Labbé, Daniel Lamothe, Alain Leclair, Joanne Nadeau, Serge Perreault, Ghislain Roy, Martin Simard et N'golo Togola; les aides-géologues Nicolas Beaulieu, André Bérubé, Annie-Pier Elliot, Julie Francoeur, Anthony Franco De Toni, Véronique Giroux, Martin Lacaille-Dufresne, Chantal Lalonde, Caroline Marcheterre, Émilie Monette, Mylaine Pilote, Fabien Pitre, Isabelle Thériault, David Thibault et Joniel Tremblay; les personnes de soutien Sébastien Hervieux, Wellie St-Onge et Raymond Pelletier.

STRATIGRAPHIE

Introduction

Les roches cartographiées dans le cadre de ce projet ont été regroupées en plusieurs unités lithodémiques formelles. L'ordre chronologique des unités est basé sur nos observations de terrain, sur des comparaisons avec des roches cartographiées par Hébert et Lacoste (1998 a, b et c), par Hébert *et al.* (2009) dans la région de Saguenay-Lac-Saint-Jean, par Gobeil *et al.*, (2002, 2006) et par Moukhsil *et al.* (2007, 2009), ainsi que sur des données géochronologiques obtenues dans le cadre de ce projet.

Les roches de la région sont d'âge mésoprotérozoïque et appartiennent à la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989).

Complexe de Bourdon (mPbou)

Le Complexe de Bourdon, défini par Moukhsil *et al.* (2007) au nord de Baie-Comeau, affleure dans les feuillets 22F11, 22F12, 22F13 et 22F14. Un âge (U/Pb sur zircon dans le quartzite) de 1491 Ma a été obtenu pour ce complexe (David et Moukhsil, en préparation). Le complexe comprend une séquence de roches métamorphiques d'origine sédimentaire. Il est constitué principalement de paragneiss, de paragneiss migmatitisés et de migmatite (unité mPbou1). Les paragneiss peuvent contenir de la biotite, de l'orthopyroxène et/ou du clinopyroxène, de la sillimanite, du grenat et localement du graphite. Localement, on observe des traces de cordiérite dans cette unité. Le paragneiss peut se présenter sous forme de lambeaux de longueur plurikilométrique en enclaves dans les gneiss du Complexe de Baie-Comeau ou dans des intrusions plus récentes. Les migmatites sont surtout à texture stromatique avec du mobilisat qui contient localement de l'orthopyroxène. L'unité de quartzite (mPbou2), de teinte blanchâtre à grisâtre, constitue la seconde unité en terme de superficie. Elle forme des horizons, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres, intercalés dans les paragneiss de l'unité mPbou1. Ces quartzites montrent communément un rubanement de couleur gris-blanc-rosé, qui suggère une ancienne stratification sédimentaire. L'unité mPbou3 est localisée surtout à l'intérieur de zones de déformation et est constituée de diatexite très déformée à textures porphyroïde et porphyroblastique. Son protolithe était une roche sédimentaire, et elle contient un pourcentage élevé de mobilisat boudiné et transposé le long de la foliation. L'unité mPbou4 est moins répandue et est associée à l'unité mPbou1. Elle correspond à des paragneiss verdâtres constitués de 3 à 15 % de diopside et son protolithe était une roche sédimentaire calcareuse.

Partout dans la région cartographiée, des pegmatites roses ou blanches sont associées aux unités du Complexe de Bourdon. Elles sont constituées de quartz, de feldspath

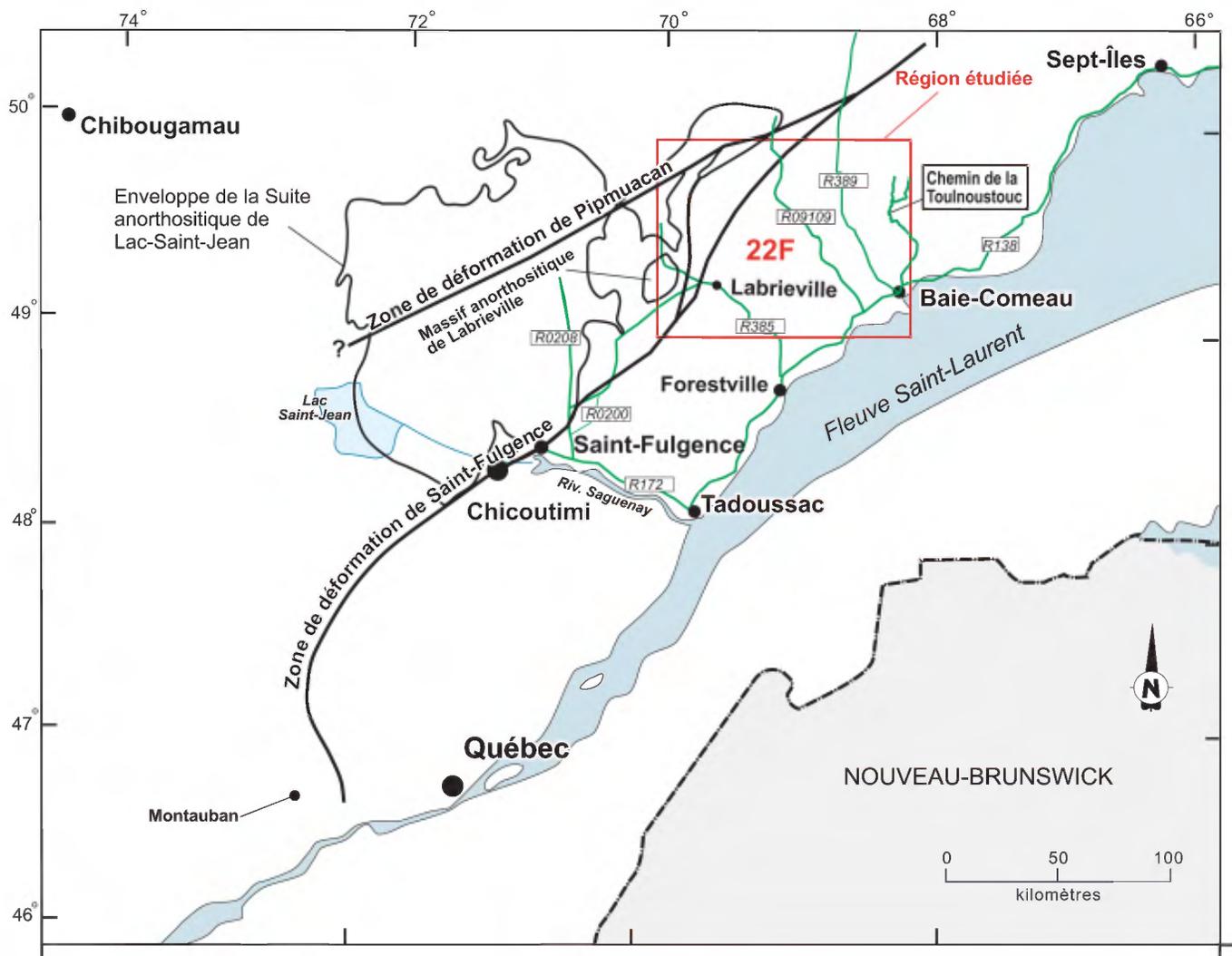


FIGURE 1 - Carte régionale montrant la localisation de la région cartographiée (Baie-Comeau, SNRC 22F) et la trace des zones de déformation de Saint-Fulgence et de Pimpuacan (modifiée de Hébert et Cadieux, 2003).

potassique et de plagioclase, ainsi que d'un peu de magnétite, d'apatite, d'allanite et de zircon; elles sont localement uranifères et peuvent être concordantes ou discordantes. Les pegmatites concordantes sont typiquement de couleur blanchâtre et se trouvent intercalées dans les paragneiss migmatitiques. Alors que les pegmatites discordantes sont généralement de couleur rosâtre.

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 la région au nord et à l'est du lac De La Blache (22K03). D'un point de vue stratigraphique, ces auteurs ont établi un âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque. L'âge de 1491 Ma que nous avons obtenu pour le Complexe de Bourdon fait en sorte que c'est ce dernier qui est l'unité la plus ancienne dans cette carte (22F) et appartient au Méso-

protérozoïque. Gobeil *et al.* (2002) ont divisé le Complexe de Hulot en sept unités (mPulo1 à mPulo7). Trois de ces unités ont fait l'objet de datations isotopiques (U/Pb sur zircon; Gobeil *et al.*, 2002). L'enderbite (mPulo2) a retourné un âge de 1434 ± 64 Ma, la charnockite foliée (mPulo6) a donné un âge de $1375,9 \pm 2$ Ma et la monzonite quartzifère mégacrastique (mPulo4), un âge de $1372,7 \pm 3$ Ma. On retrouve le prolongement de ce complexe dans le coin NW du feuillet 22F13 où il est enclavé dans la Suite plutonique mafique de De La Blache, ainsi que dans le centre du feuillet 22F14. Dans ces deux feuillets, le Complexe de Hulot est constitué de cinq unités (mPulo1 et mPulo3 à mPulo6). Le gneiss tonalitique à dioritique constitue l'unité principale (mPulo1) de ce complexe. Il renferme des enclaves pluricentimétriques constituées de paragneiss, de paragneiss migmatitisés, de migmatite et d'amphibolite. Les roches de cette unité proviennent de la déformation et de la migmatitisation des faciès ignés formant les autres unités de ce complexe. Celles-ci, lorsque préservées, sont représentées

par des lambeaux ou des masses allongées, présents ici et là dans l'unité principale. La tonalite à diorite (mPulo3) contient de la biotite et de la hornblende et est de granulométrie moyenne à grossière. Elle est foliée et comprend des variétés homogènes et gneissiques, et renferme des enclaves de paragneiss, de roches calcosilicatées, d'amphibolite et de gneiss quartzofeldspathique. Le granite et la monzonite quartzitique et mégacristique à biotite, à hornblende et localement à orthopyroxène constituent l'unité mPulo4. Cette unité a une texture porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique et est localement rapakivique. L'unité mPulo5 est composée de granite folié à biotite et à hornblende et possède une granulométrie moyenne. L'unité mPulo6 est constituée de charnockite à biotite et à hornblende; elle est foliée et à grain grossier et renferme des poches et des dykes pegmatitiques de composition granitique.

Complexe gneissique du Cap à l'Est (mPcpe)

Le Complexe gneissique du Cap à l'Est a été délimité par Hébert et Lacoste (1998a, b, c) dans les feuillets SNRC 22D07, 22D10 et 22D16 et fut daté par Hébert et van Breemen (2004a) à 1391 \pm 8/-7 Ma. L'unité mPcpe1 de ce complexe est constitué de gneiss granulitique, monzonitique, granitique, granodioritique et syénitique, avec ou sans orthopyroxène (\leq 5 %). Généralement, ces roches ont conservé une texture porphyrique primaire, témoin de leur origine ignée. Le complexe renferme des enclaves d'anorthosite, de gabbro et d'amphibolite, ainsi que des écrans de roches supracrustales (paragneiss, quartzite, amphibolite, roches calcosilicatées). Un faciès très déformé (unité mPcpe1a) est observé surtout le long des zones de déformation où il présente une texture granoblastique et un rubanement mylonitique donnant l'aspect de gneiss droit à la roche.

Suite plutonique mafique de De La Blache (mPbla)

La Suite plutonique mafique de De La Blache (SPMDLB) a été nommée et datée à 1327 \pm 16 Ma par Gobeil *et al.* (2002), dans la région du lac De La Blache (SNRC 22K03) où elle forme une masse allongée plurikilométrique. Notre cartographie a démontré que la SPMDLB se poursuit dans le nord des feuillets 22F13 et 22F14 et a permis de reconnaître cinq unités : mPbla1, mPbla2, mPbla4, mPbla6 et mPbla9, qui ont été décrites précédemment par Gobeil *et al.* (2002). L'unité mPbla1 est constituée d'anorthosite mégacristique avec un peu de leucotroctolite, de leuconorite ou de norite, d'anorthosite à « globules » de leucotroctolite et de leucotroctolite à « globules » d'anorthosite. L'unité mPbla2 est composée surtout de leucotroctolite, avec un peu de troctolite, de leuconorite, de norite, d'anorthosite à « globules » de leucotroctolite et de leucotroctolite à « globules » d'anorthosite. L'unité mPbla4 est formée d'anorthosite à « globules » de leucotroctolite ou de leuconorite.

L'unité mPbla6 est constituée de gabbronorite et d'un peu de troctolite, de gabbronorite à olivine, de leuconorite, de norite, de syénite, d'anorthosite et de mangérite. Les gabbronorites de cette unité peuvent être enrichis en oxydes de fer et de titane et en apatite (ce type de gabbronorite est appelé OAGN = Oxydes-Apatite-Gabbronorite, acronyme proposé par Dymeck et Owens, 2001). La dernière unité, mPbla9, est composée de mangérite qui, comme l'ont noté Gobeil *et al.* (2002), est associée au gabbronorite et à des paragneiss. Il est possible que ces deux dernières roches représentent des enclaves pluridécamétriques dans la mangérite. Cette dernière n'affleure pas dans les feuillets cartographiés, mais elle est reconnue dans la partie sud du feuillet 22K03 (Gobeil *et al.*, 2002).

Mangérite de Joncas (mPjon)

La Mangérite de Joncas a été nommée par Moukhsil *et al.* (2009) dans le nord-est du feuillet 22F05 et le sud du feuillet 22F04. Un âge (U/Pb sur zircon) de 1247 \pm 3 Ma a été obtenu pour cette mangérite (David *et al.*, en préparation). Elle est injectée dans le Complexe gneissique du Cap à l'Est et se poursuit vers le nord dans le feuillet 22F12. Ce lithodème est constitué de monzonite verte, localement rosée, à orthopyroxène (mangérite), de granite et de charnockite. La roche est généralement massive et porphyrique (rapakivique ou antirapakivique) à phénocristaux de feldspath potassique pouvant constituer jusqu'à 60 % de la roche.

Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (mPlsj)

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean affleure surtout dans le feuillet 22E (Hébert *et al.*, 2009) où elle constitue la principale masse intrusive de la région du réservoir Pipmuacan. Cette suite a fait l'objet de plusieurs datations, qui ont donné une fourchette d'âges s'étalant entre 1160 et 1140 Ma (Higgins et van Breemen, 1996). Une partie de cette grande masse intrusive (< 1 %) se retrouve dans le coin SSW du feuillet 22F13 et correspond à la sous-unité mPlsj2c. Cette sous-unité est formée d'anorthosite et de leuconorite à plagioclase gris clair à blanc et contient, localement, des phénocristaux poecilites d'orthopyroxène (2 à 8 cm) donnant à la roche un aspect moucheté. De niveaux centimétriques à métriques de gabbronorite enrichi en oxydes de fer et de titane (ilménite-magnétite) ont été observés dans cette unité.

Suite anorthositique de Vallant (mPval)

La Suite anorthositique de Vallant a été nommée par Gobeil *et al.* (2006) dans la région du lac Varin. Elle a été cartographiée par Moukhsil *et al.* (2007) dans les feuillets 22F09, 22F15 et 22F16 et a aussi été reconnue dans le feuillet 22F14; elle continue vers l'est dans le feuillet 22G.

Cette suite occupe une surface d'environ 125 km de longueur sur 10 km de largeur avec une orientation grossière E-W. Gobeil *et al.* (2006) ont reconnu huit unités dans cette suite (mPval1 à mPval8). Cependant, l'unité mPval7 a été datée à $1060,2 \pm 2,9$ Ma (U/Pb sur zircon, David, 2006), soit beaucoup plus jeune que l'âge que nous avons obtenu pour cette suite, datée à 1148 Ma (David *et al.*, en préparation). Elle correspond à une intrusion gabbroïque à oxydes de fer et de titane et à apatite que nous assignons à la Suite de Louis (mPlou2; voir plus loin).

La Suite anorthositique de Vallant comprend donc sept unités: 1) l'unité mPval1, constituée d'anorthosite recristallisée de granulométrie moyenne à grossière, de couleur gris-blanchâtre et à texture porphyroclastique et granoblastique, ainsi que d'une quantité mineure de leuconorite; 2) l'unité mPval2, composée d'anorthosite mégacristique à cristaux décimétriques de plagioclase et à enclaves de roche anorthositique ou leuconoritique; 3) l'unité mPval3, formée surtout de leucotroctolite et de troctolite coronitique à granulométrie moyenne à grossière, massive, foliée ou litée, renfermant entre 10 et 25 % de minéraux ferromagnésiens et des amas de magnétite coronitique; 4) l'unité mPval4, composée de leuconorite coronitique, massive, foliée ou litée, à granulométrie moyenne à grossière et contenant des amas d'oxydes de fer et titane avec une quantité mineure d'anorthosite; 5) l'unité mPval5, formée de troctolite (70 % de plagioclase; 30 % d'olivine; < 1 % d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende brune et d'oxydes de fer), localement litée, de granulométrie fine et de couleur brunâtre en surface d'altération et verdâtre en surface fraîche; 6) l'unité mPval6, constituée de minces niveaux de troctolite, de dunite serpentinisée à magnétite et à ilménite, de péridotite à magnétite et à ilménite, et de magnétite à ilménite, à olivine et à plagioclase; et 7) l'unité mPval8, formée de monzonite massive à foliée, avec ou sans olivine et, localement, à litage primaire défini par des lits centimétriques à décimétriques riches en minéraux ferromagnésiens. Cette unité affleure surtout dans le coin NNW du feuillet 22F11.

Complexe de Baie-Comeau (mPbcm)

Le Complexe de Baie-Comeau a été nommé par Moukhsil *et al.* (2007) dans le nord des feuillets 22F15 et 22F16 et se poursuit vers l'ouest dans le nord du feuillet 22F14. Un âge de 1101 ± 18 Ma (U/Pb sur zircon) est attribué à ce complexe (David, 2007, David *et al.*, 2009). Il comprend les orthogneiss de l'unité mPbcm, désignés comme «gneiss indifférenciés». Ces gneiss sont constitués de trois faciès hétérogènes qui, généralement, ne peuvent être individualisés sur la carte (gneiss tonalitiques, granitiques et granulitiques). Plusieurs poches et dykes pegmatitiques, de composition granodioritique à granitique, y sont associés. Lorsqu'on peut les différencier, ces gneiss se comportent en deux unités distinctes. L'unité mPbcm1 est constituée de

gneiss granulitiques de composition tonalitique et renferme une composante granitique plus ou moins importante qui semble provenir à la fois de la migmatitisation (fusion partielle) des tonalites et d'injections granitiques. Sur le terrain, l'unité mPbcm1 est facilement identifiable grâce à sa teinte verdâtre. Les gneiss granitiques (mPbcm2) ont une teinte rosâtre et contiennent de nombreuses enclaves tonalitiques d'épaisseur métrique qui pourraient correspondre à d'anciennes tonalites fortement migmatitisées.

Formation de Lac en Dentelle (mPden)

La Formation de Lac en Dentelle est une nouvelle unité introduite pour définir un ensemble de roches calcosilicatées et carbonatées constituées de minces niveaux de diopsidite, de paragneiss métapélitique et de marbre. Cette formation est très déformée et se présente en lentilles liées à des zones de cisaillement régional. Le marbre a été observé à deux endroits, l'un à l'est du lac en Dentelle (22F12) et l'autre au centre-sud du feuillet 22F13, à quelques kilomètres au NE du lac Grimoult. Le marbre, surtout calcitique, est granuleux et à grain moyen à grossier, il contient des traces de graphite en paillettes argentées et d'olivine altérée en serpentine (< 1 %), ainsi que des enclaves amphibolitiques.

Anorthosite de Vanel (mPnel)

L'Anorthosite de Vanel a été nommée par Hébert et van Breemen (2004b) suite à des travaux de datation effectués dans les régions de Maria-Chapdelaine et de Portneuf, plus à l'ouest (22E01, 22E02). Cette anorthosite a d'abord été associée à la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Plus récemment, l'Anorthosite de Vanel a été datée entre 1080 et 1061 Ma, et elle est maintenant reliée à la Suite anorthositique de Pipmuacan (Hébert *et al.*, 2009). L'Anorthosite de Vanel se retrouve dans le coin NNW du feuillet 22F où elle est en contact de faille avec la Suite plutonique mafique de De La Blache et la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Elle a également été reconnue le long de la bordure du Massif anorthositique de Labrieville (22F05, Moukhsil *et al.*, 2009). Elle est constituée surtout d'anorthosite, de leuconorite, de norite et de leucotroctolite à texture coronitique. Ces faciès sont regroupés en trois unités (mPnel1, mPnel2, mPnel3). Dans le feuillet 22F, l'unité mPnel1 est subdivisée en trois sous-unités (mPnel1a, mPnel1c, mPnel1e). La sous-unité mPnel1a est composée de leuconorite, d'anorthosite, de leucotroctolite, de norite et de gabbro norite coronitique. Elle contient également des niveaux épars de composition intermédiaire, mafique et ultramafique enrichis en oxydes de Fe-Ti ± P sous forme de veines et de veinules. La sous-unité mPnel1c est constituée de troctolite coronitique, de leucotroctolite coronitique et d'anorthosite (avec ou sans olivine), tandis que la sous-unité mPnel1e est composée uniquement de ferrogabbro à olivine. Un plagioclase rosé et recristallisé de type

labradorite-andésine est présent dans chacun des faciès de l'unité mPnel1. L'unité mPnel2 est composée d'anorthosite et de leuconorite à plagioclase rose et à pyroxène oïkocristique. Cette unité est en contact de faille avec la Mangérite de Joncas (22F05). L'unité mPnel3, plus importante en superficie et en potentiel minéral, est constituée de gabbronorite, de leuconorite, d'anorthosite, de norite et de gabbro, de leucotrotolite et de niveaux de pyroxénite. Les gabbronorites de cette unité peuvent contenir des oxydes de fer et de titane et de l'apatite (OAGN).

Les OAGN ont un potentiel minéral très intéressant en fer, titane et phosphore (voir le chapitre « Géologie économique »). Ils se présentent sous forme de masses, de strates épaisses, de dykes et d'amas irréguliers. Les unités d'OAGN ont une extension longitudinale restreinte, mais peuvent avoir localement une épaisseur décamétrique à kilométrique (1 à 3 km, par exemple au sud du lac Fleury, 22F13). Les OAGN sont typiquement des roches très friables et ne semblent pas avoir été déformés de façon ductile, comme le sont les roches qui leur sont associées, soit les leucotrotolites et les gabbronorites. Ceci suggère que ces OAGN se sont comportés de façon cassante lors de la déformation comparativement à leur encaissant. Un tel comportement rhéologique expliquerait leur extension limitée et leur démembrement. Pour ces raisons, les OAGN n'ont pu être distingués sur les cartes. Ils sont composés de phénocristaux de plagioclase, de biotite, de pyroxène, d'apatite, d'ilménite et de magnétite. L'apatite, de couleur vert pâle là où elle est fraîche, peut atteindre 10 % de la roche. Elle forme des cristaux idiomorphes et arrondis de taille millimétrique à centimétrique (maximum de 2 cm). Dans les OAGN altérés, l'apatite est de teinte jaunâtre, à cause d'un mince film de rouille. La magnétite et l'ilménite sont intimement associées; elles forment des amas millimétriques à centimétriques.

Les gabbronorites sans oxyde de Fe-Ti de l'unité mPnel3 sont présents principalement dans la zone coupée par de nombreuses failles de chevauchement du côté est du Massif anorthositique alcalin de Labrieville et, localement, dans le Complexe gneissique du Cap à l'Est (22F05, Moukhsil *et al.*, 2009). Dans tous ces cas, ces gabbronorites forment des lambeaux.

Suite plutonique de Varin (mPvar)

La Suite plutonique de Varin a été nommée par Gobeil *et al.* (2006), qui l'ont subdivisée en trois unités informelles (mPvar1 à mPvar3). Cette suite affleure surtout au centre du feuillet 22F et a été décrite par Moukhsil *et al.* (2007, 2009). Une fourchette d'âges s'étalant entre 1057,6 et 1007,7 Ma a été obtenue pour cette suite (U/Pb sur zircon; David, 2007, David *et al.*, 2009). L'unité mPvar1 est constituée de granite et de monzonite quartzifère à texture porphyrique et rapakivique par endroits. Ces roches d'aspect massif à folié, localement ocellé, présentent une couleur rosée en surface fraîche et une teinte rosée ou blanchâtre en surface altérée. Elles contiennent entre 10 et 14 % de biotite brunâtre ou

verdâtre, moins de 1 % de hornblende et, localement, ces roches peuvent contenir des traces d'orthopyroxène ou de clinopyroxène. L'unité mPvar2, de couleur verdâtre en surface fraîche et de teinte rosée en surface altérée, est considérée comme un équivalent charnockitique de l'unité mPvar1 contenant de l'hypersthène. L'unité mPvar3 est formée de gneiss granitique et de gneiss monzonitique quartzifère porphyroclastiques provenant de la déformation des granites ou des monzonites porphyriques de l'unité mPvar1. Localement, l'unité de Varin contient quelques granites à feldspath alcalin.

Suite de Miquelon (mPmiq)

La Suite de Miquelon est une unité introduite par Moukhsil *et al.* (2007) pour décrire des plutons de monzonite quartzifère de granulométrie moyenne à grossière et de granite, peu déformés et faiblement foliés, recoupant les autres unités de la région. Le granite montre des textures magmatiques bien préservées formées de plages de quartz, de cristaux allongés de plagioclase et de microcline interstitiel. La monzonite quartzifère a une texture porphyrique produite par la présence de phénocristaux de microcline à texture rapakivique et de plagioclases qui baignent dans une matrice plus fine. Cette suite a été datée à 1047,9 ± 4 Ma (David, 2006; voir le chapitre « Géochronologie »).

Mangérite d'Alcantara-Dion (mPalc)

La Mangérite d'Alcantara-Dion est une nouvelle unité qui forme des aires d'affleurement distribuées dans une direction NE-SW dans les feuillets 22F12 et 22F13. Elle est composée de monzonite verte avec ou sans orthopyroxène (mangérite) et d'un peu de granite et de charnockite. Ces faciès sont peu déformés et sont injectés dans l'Anorthosite de Vanel et dans les paragneiss du Complexe de Bourdon. Un âge (U/Pb sur zircon) de 1022 ± 10 Ma a été obtenu pour cette mangérite (David et Moukhsil, en préparation).

Monzonite de Farmer (mPfar)

La Monzonite de Farmer a été nommée par Hébert *et al.* (2005) et avait été datée auparavant par Emslie et Hunt (1990) à 1018 +7/-3 Ma. Cette unité de forme presque circulaire ne dépasse pas 6 km de diamètre et est constituée de granite et de monzonite foliés, avec ou sans orthopyroxène. Elle contient des enclaves et des lambeaux de roches supracrustales (Moukhsil *et al.*, 2009). Hébert *et al.* (2009) incluent cette unité dans la Suite plutonique de Péribonka, dont l'âge s'étale entre 1028 et 1018 Ma.

Mangérite de Sabot (mPsab)

La Mangérite de Sabot est une nouvelle unité constituée principalement de monzonite massive à foliée, à grain moyen

et avec une texture mégacrastique. Cette mangérite contient de l'orthopyroxène et de la microperthite et comprend également un peu de gabbronorite non déformé. Dans notre région, la Mangérite de Sabot affleure uniquement dans le NNW du feuillet 22F13. Elle se prolonge vers le nord dans le feuillet 22K03, où nous avons ajouté à cette unité l'affleurement mangéritique daté par Gobeil *et al.* (2002) à 1017 ± 2 Ma.

Massif anorthositique alcalin de Labrieville (mPlab)

Ce massif a été nommé et décrit par Anderson (1963). Il comprenait alors le Dôme du lac Brûlé dans lequel se retrouvent le Massif anorthositique alcalin de Labrieville et le Complexe de Sault-aux-Cochons; ce dernier n'affleure pas dans le feuillet 22F. Cette nomenclature a été abandonnée par Hébert *et al.* (2009) et Moukhsil *et al.* (2009), qui retiennent uniquement le nom formel du Massif anorthositique alcalin de Labrieville qui se divise en huit unités (mPlab1 à mPlab8). Owens *et al.* (1994) ont obtenu un âge de 1010 ± 2 Ma pour un leucogabbro et un âge de 1008 ± 2 Ma pour un dyke de jotunite dans cette unité. Hébert *et al.* (2009) classent ce massif dans la Suite anorthositique de Valin (1016 à 1008 Ma).

Seulement trois unités du massif affleurent dans le feuillet 22F (mPlab1, mPlab7 et mPlab8). La moitié est du massif affleure dans les feuillets 22F05 et 22F04 (Moukhsil *et al.*, 2009), l'autre moitié se trouvant dans le feuillet 22E plus à l'ouest. Le massif a une forme subcirculaire et un diamètre d'environ 15 à 20 km.

L'unité principale (mPlab1) forme plus de 90% de la superficie de ce massif. Cette unité est constituée surtout d'anorthosite recrystallisée de teinte rosée et est composée de plagioclase de type andésine, localement de couleur verdâtre. L'unité contient une quantité mineure de norite et de leuconorite et de petites veines riches en oxydes de fer et de titane (ilménite-magnétite). L'unité mPlab7, observée surtout à la bordure du massif, est composée de gabbronorite porphyrique à oxydes de fer et de titane et à apatite (OAGN) ayant une forte susceptibilité magnétique. L'unité mPlab8 comprend des niveaux massifs d'hémo-ilménite d'épaisseur métrique à décimétrique, dont le gîte du lac Brûlé (22F05).

Troctolite de Betchie (mPbet)

La Troctolite de Betchie est une nouvelle unité formelle qui affleure principalement le long du lac Betchie dans la partie ouest du feuillet 22F12. Elle est constituée de leucotroctolite et de troctolite massives à foliées, de teinte gris violacé et à texture coronitique. Cette texture est constituée, dans l'ordre, d'olivine, d'une couronne d'orthopyroxène lamellaire, d'une couronne composée d'un assemblage symplectique d'amphibole et de spinelle verdâtre, et de plagioclase. L'unité comprend également des quantités mineures d'anorthosite recrystallisée et de leuconorite. Un âge de $1002 \pm 5,7$ Ma (David, 2006) est attribué à la

Troctolite de Betchie, ce qui a permis de la distinguer de l'Anorthosite de Vanel. Elle se trouve injectée dans l'Anorthosite de Vanel et dans la Mangérite de Joncas sous forme de feuillets orientés grossièrement N-S à NE-SW.

Suite de Louis (mPlou)

La Suite de Louis est une unité introduite par Moukhsil *et al.* (2007) pour regrouper l'ensemble des intrusions, des lambeaux et des boudins mafiques à ultramafiques non reliés aux intrusions anorthositiques. Cette suite affleure partout dans la région cartographiée. L'unité principale en terme de superficie est constituée de gabbro, de gabbronorite, de diorite et d'un peu de pyroxénite (mPlou1). Ces roches ont une texture ignée ophitique à subophitique localement préservée et peuvent aussi avoir des textures métamorphiques au faciès des amphibolites. Les variétés amphibolitiques ont une texture granoblastique. L'unité mPlou2 est formée de gabbro, de gabbronorite et de quelques niveaux de pyroxénite. Le gabbronorite est localement riche en ilménite, en magnétite et en apatite. Nous avons inclus dans cette unité une intrusion de gabbronorite à oxydes de fer et à apatite, laquelle contient de la magnétite à ilménite et à apatite et un peu de nelsonite (unité mPval7 de Gobeil *et al.*, 2006, 22F10). Datée à 1060 Ma (David, 2006), cette dernière unité est évidemment beaucoup plus jeune que la Suite anorthositique de Vallant, datée à 1148 Ma (David *et al.*, en préparation).

Granite de Éthier (mPeth)

Le Granite de Éthier est une unité introduite par Moukhsil *et al.* (2007). Ce granite est localisé au sud du lac Éthier, dans la partie SE du feuillet 22F08 et dans l'extrême nord du feuillet 22F01. L'intrusion est constituée d'un granite, blanchâtre ou grisâtre, à granulométrie moyenne à grossière, et caractérisée par la présence de petits grains de grenat mauve. L'intrusion est allongée en direction NE-SO, plus ou moins parallèle à la Zone de déformation de Chesnaye (Moukhsil *et al.*, 2007). Le Granite de Éthier est massif, mais localement, il a été fortement affecté par la Zone de déformation de Chesnaye. Cette déformation se traduit par la présence d'une linéation subhorizontale bien développée communément accompagnée d'une forte foliation. Selon les observations de terrain, le Granite de Éthier est intimement lié aux paragneiss du Complexe de Bourdon. Ce granite pourrait donc être relié ou associé à la migmatitisation de ces derniers et représenter le produit de fusion plus évoluée. Il contient des enclaves métriques assignées à la Suite de Miquelon.

Dykes de diabase

Plusieurs dykes de diabase ont été observés dans la région. Ils sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et donc non apparents sur les cartes aéromagnétiques. Ces dykes sont caractérisés par une couleur gris brunâtre en surface

altérée et gris-noir en surface fraîche, par une granulométrie moyenne et une texture finement granulaire. Sous le microscope, ces roches montrent un assemblage minéralogique constitué de plagioclase, de clinopyroxène, de biotite, d'apatite et de minéraux opaques finement disséminés; une texture ophitique est préservée.

Dykes de lamprophyre

Owens et Tomascak (2002) ont observé de petits dykes de lamprophyre ne dépassant pas 20 cm de largeur à l'intérieur du Massif anorthositique alcalin de Labrieville. Quelques-uns de ces dykes sont dominés par de la biotite (22E) et contiennent rarement de l'amphibole (22F05). Ces mêmes auteurs ont estimé un âge minimum (Ar/Ar sur amphibole ou biotite) de 945 à 889,2 Ma et un âge de cristallisation d'environ 1000 Ma (Rb/Sr). Lors de nos travaux, quelques dykes de lamprophyre ont été reconnus dans la région. Ils ont moins d'un mètre de largeur et sont composés d'amphibole ou de biotite.

LITHOGÉOCHIMIE

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des principales lithologies observées dans la région cartographiée. Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS) chez ACME Analytical Laboratories à Vancouver. Tous les résultats d'analyses et la localisation des échantillons se trouvent dans la base de données à référence spatiale du Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM).

Roches felsiques

Les intrusions felsiques occupent environ 65 % du socle rocheux de la région cartographiée. La géochimie nous permet de distinguer les environnements de mise en place ainsi que les caractéristiques spécifiques de ces intrusions.

Selon le diagramme de l'indice de Shand (figures 2a₁ à 2e₁), toutes les roches felsiques analysées sont métalumineuses à peralumineuses. La Mangérite de Joncas et le Complexe de Hulot sont essentiellement métalumineux, alors que le Granite de Éthier est typiquement peralumineux. Sur ce même diagramme, nous notons que la plupart des intrusions felsiques se distinguent par leur appartenance marquée aux granites de Type I (matériaux de source ignée); toutefois, certains échantillons du Granite de Éthier se situent dans le champ du Type S (matériaux de source sédimentaire). Ce comportement renforce l'idée que le Granite de Éthier provient de la fusion partielle des paragneiss du Complexe de Bourdon. Les échantillons de gneiss provenant du Complexe gneissique du Cap à l'Est (figure 2d1) ont une grande étendue, ceci s'explique par la grande variation

lithologique de ce complexe, qui comprend des monzonites, des granites et des charnockites; même constat pour la Suite plutonique de Varin (figure 2b₁).

Selon le diagramme de discrimination tectonique de Rb versus Ta + Yb (Pearce *et al.*, 1984) (figures 2a₂ à 2e₂), les roches felsiques sont situées surtout dans le champ des granites mis en place dans un environnement d'arc volcanique et/ou intraplaque. Notons que dans ce diagramme les pegmatites granitiques uranifères dans le Complexe de Bourdon se situent typiquement dans le domaine des granites intraplaques.

Selon les patrons d'abondance des éléments des terres rares (ÉTR; figures 2a₃ à 2e₃), toutes les roches felsiques sont enrichies en ÉTR légères par rapport aux ÉTR lourdes, sauf les pegmatites uranifères dans le Complexe de Bourdon (figure 2e₃). Plusieurs échantillons de pegmatite uranifère montrent des patrons plats. Une anomalie négative en Eu est plus ou moins prononcée dans toutes les roches felsiques de la région, sauf quelques échantillons de la Suite plutonique de Varin et du Complexe de Baie-Comeau (figures 2b₃ et 2c₃).

Roches mafiques et ultramafiques

Les anorthosites et les roches associées, ainsi que les gabbronorites avec ou sans oxydes de Fe-Ti ont fait l'objet d'un traitement lithogéochimique. Bien que ces roches ne représentent pas nécessairement le liquide, ce traitement et les diagrammes présentés à la figure 3 sont utilisés pour permettre de les caractériser et surtout de les comparer. Sur ces diagrammes, la localisation des points reflète donc la composition modale de ces roches. Notez que la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean a été peu échantillonnée et que la composition des plagioclases des roches mafiques et ultramafiques de la région a fait l'objet d'analyse au microscope électronique à balayage (MEB). Les types de plagioclases correspondent généralement à ceux définis dans les diagrammes à la figure 3.

Dans les figures 3b₁ à 3b₃, on observe uniquement les gabbronorites à oxydes de fer et titane et à apatite (OAGN) de cette suite. Les échantillons de OAGN se localisent surtout près du pôle riche en Fe₂O₃(total) + MgO (figures 3b₁ et 3b₂) et coïncident avec les plagioclases de type labradorite (50 % < An < 70 %). Les gabbronorites de cette suite sont d'affinité tholéitique (figure 3b₃), tel que l'ont démontré Hébert *et al.* (2009). La Suite plutonique mafique de De La Blache est représentée par quatre unités lithologiques qui sont alignées sur une trajectoire commune, correspondant à un cheminement normal de la différenciation (figures 3a₁ et 3a₂). Ceci témoigne de leur lien comagmatique. Ces mêmes diagrammes montrent que les plagioclases de cette suite sont principalement de type labradorite. Sur le diagramme AFM (figure 3a₃), les échantillons des différentes unités de cette suite suggèrent principalement une affinité tholéitique. Quelques échantillons, surtout de composition anorthositique, montrent une tendance calco-alcaline.

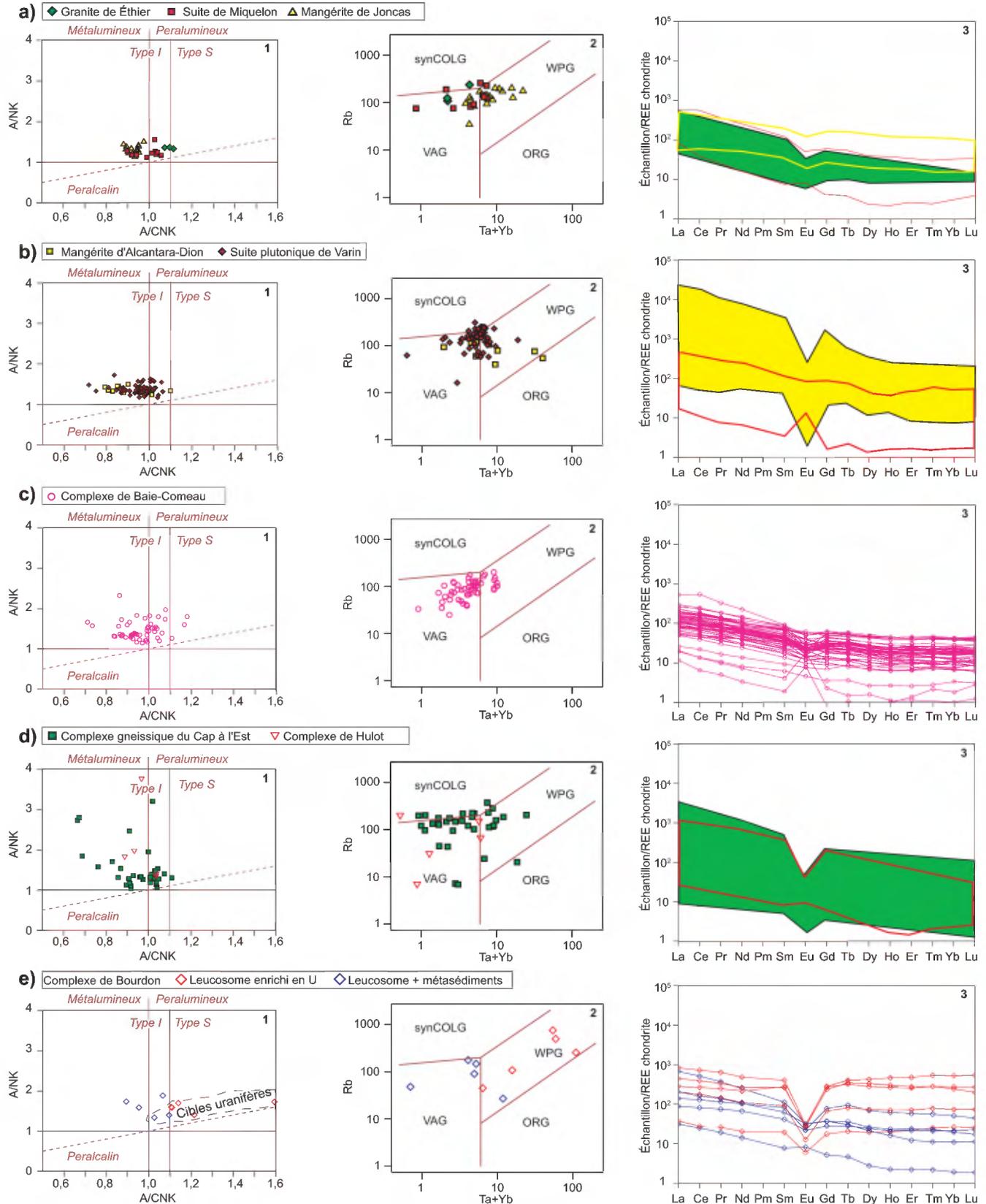


FIGURE 2 - Diagrammes géochimiques illustrant les caractéristiques des intrusions felsiques de la région étudiée. **1**- Indice de Shand discriminant les types de granitoïdes (S = source sédimentaire et I = source ignée; Chappell et White 1974). A = Al_2O_3 , C = CaO, N = Na_2O , K = K_2O (A, B, C et K sont molaires); **2**- Graphique Rb vs. Ta+Yb (Pearce *et al.*, 1984) discriminant l'environnement tectonique de mise en place (synCOLG = granites syn-collisionnels; WPG = granites intraplaques; VAG = granites des arcs volcaniques; ORG = granites des crêtes océaniques); **3**- Concentrations en éléments des terres rares (ÉTR), normalisées aux chondrites.

La Suite anorthositique de Vallant, l'Anorthosite de Vanel et le Massif anorthositique alcalin de Labrieville ont des caractéristiques géochimiques semblables à celles de la Suite plutonique mafique de De La Blache (figure 3c, 3d et 3e). Les deux premières diffèrent au niveau de la composition du plagioclase qui est de type andésine ($30\% < An < 50\%$) à labradorite ($50\% < An < 70\%$) alors que celle du Massif de Labrieville est de type labradorite (analyses effectuées au MEB).

Les roches constituant la Suite de Louis sont de composition mafique à ultramafique (les teneurs des oxydes majeurs varient de 35 % à 55 % pour SiO_2 et de 3,25 % à 20,27 % pour MgO). Sur les diagrammes des figures 3f₁ et 3f₂, on note que la plupart des échantillons sont près du pôle enrichi en Fe_2O_3 (total) + MgO (40 à 90 %). Le plagioclase de cette suite est surtout de type labradorite (figures 3f₁ et 3f₂). Ceci est confirmé par analyse au MEB. Généralement, sur le diagramme AFM (figure 3f₃), les échantillons de la Suite de Louis coïncident avec une affinité tholéïitique.

MÉTAMORPHISME

Les roches de la région cartographiée montrent des textures et des assemblages minéralogiques diagnostiques de conditions métamorphiques progrades ou rétrogrades. Le métamorphisme varie du faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites. La présence d'orthopyroxène dans les paragneiss ou dans les roches ignées nous indique que le métamorphisme régional est au faciès des granulites dans certains secteurs. Toutefois, dans d'autres secteurs, le métamorphisme régional est au faciès supérieur des amphiboles et est diagnostiqué par la présence des assemblages biotite + grenat + sillimanite et sillimanite + cordiérite + grenat dans les paragneiss ou par la présence d'amphibole secondaire dans les autres roches. Sous le microscope, on observe des cristaux d'amphibole dont le cœur était un ancien orthopyroxène. Ces couronnes d'amphibole sont composées de hornblende verte, témoignant d'un passage métamorphique rétrograde du faciès des granulites à celui des amphibolites. L'échelle de nos travaux ne nous a pas permis de détailler la répartition des différents types de métamorphisme. Néanmoins, les roches les plus anciennes de la région, telles que les gneiss migmatitiques des complexes de Hulot et de Bourdon, montrent des paragenèses à orthopyroxène, même dans les leucosomes de composition granitique. Ceci implique que la fusion partielle de ces gneiss a eu lieu dans des conditions de pression et de température élevées. La mise en place des roches mafiques des suites et des complexes anorthositiques de la région s'est faite dans ces mêmes conditions de pression et de température. Cependant, les couronnes de réaction entre l'olivine ou l'orthopyroxène et le plagioclase observées dans les troctolites sont plutôt typiques d'un événement de décompression et

peuvent se développer lors de la montée de ces roches et non lors du métamorphisme régional.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Structures primaires

Les structures ignées primaires (S0), plus ou moins préservées, ont été observées localement, dans les faciès anorthositiques et leuconoritiques de la région. Bien que ces roches soient recristallisées, on observe localement un litage magmatique compositionnel constitué d'une alternance de lits sombres, composés surtout d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'olivine, et de lits clairs, dominés par le plagioclase. Le litage est également défini par une alternance de niveaux d'anorthosite, de leuconorite et/ou de leucotroctolite dans la plupart des suites anorthositiques de la région, sauf dans le Massif anorthositique alcalin de Labrieville. Dans ce dernier, la leucotroctolite est absente, et la leuconorite forme plutôt des lentilles centimétriques dans les faciès anorthositiques.

Failles et zones de déformation majeure

Des zones de déformation majeure correspondant à des failles de décrochement et/ou de chevauchement ont été cartographiées dans la région (voir la carte hors-texte).

La Zone de déformation de Pipmuacan, orientée NE-SW, a été nommée par Hébert (1999) dans la région du réservoir Pipmuacan (SNRC 22E). Cette zone est reconnue dans le coin NW du feuillet 22F13 où elle sépare l'Anorthosite de Vanel et la Suite anorthositique de De La Blache. Elle présente un couloir de déformation de plus de 60 km de longueur et jusqu'à 2,5 km de largeur. La partie sud de ce couloir passe par le sud du lac Philomen (photo 1, en annexe) et traverse le lac Dissimieux. Des affleurements spectaculaires sont observés dans les chemins forestiers longeant ces deux lacs. En plus des roches mafiques à ultramafiques, des niveaux métasédimentaires d'épaisseur centimétrique à métrique sont coincés dans cette zone. La zone de déformation est caractérisée par un rubanement tectonique (ultramylonite) et par des plans de foliation subverticaux portant des linéations d'étirement à composante directionnelle. Des indicateurs cinématiques (par exemple, de type delta) ont permis d'interpréter un mouvement en décrochement dextre (photo 2, en annexe).

La Zone de déformation de Saint-Fulgence a été reconnue dans la région de Saguenay dans le feuillet SNRC 22D (Hébert et Lacoste, 1998a, b, c; figure 1). Elle se prolonge vers le nord-est, passant par le coin SW du feuillet 22F04 et traversant les feuillets 22F05 et 22F12. Sur le terrain, on perd sa trace, mais son influence est reconnue dans les roches qu'elle traverse sur environ 15 km de largeur et sur plusieurs

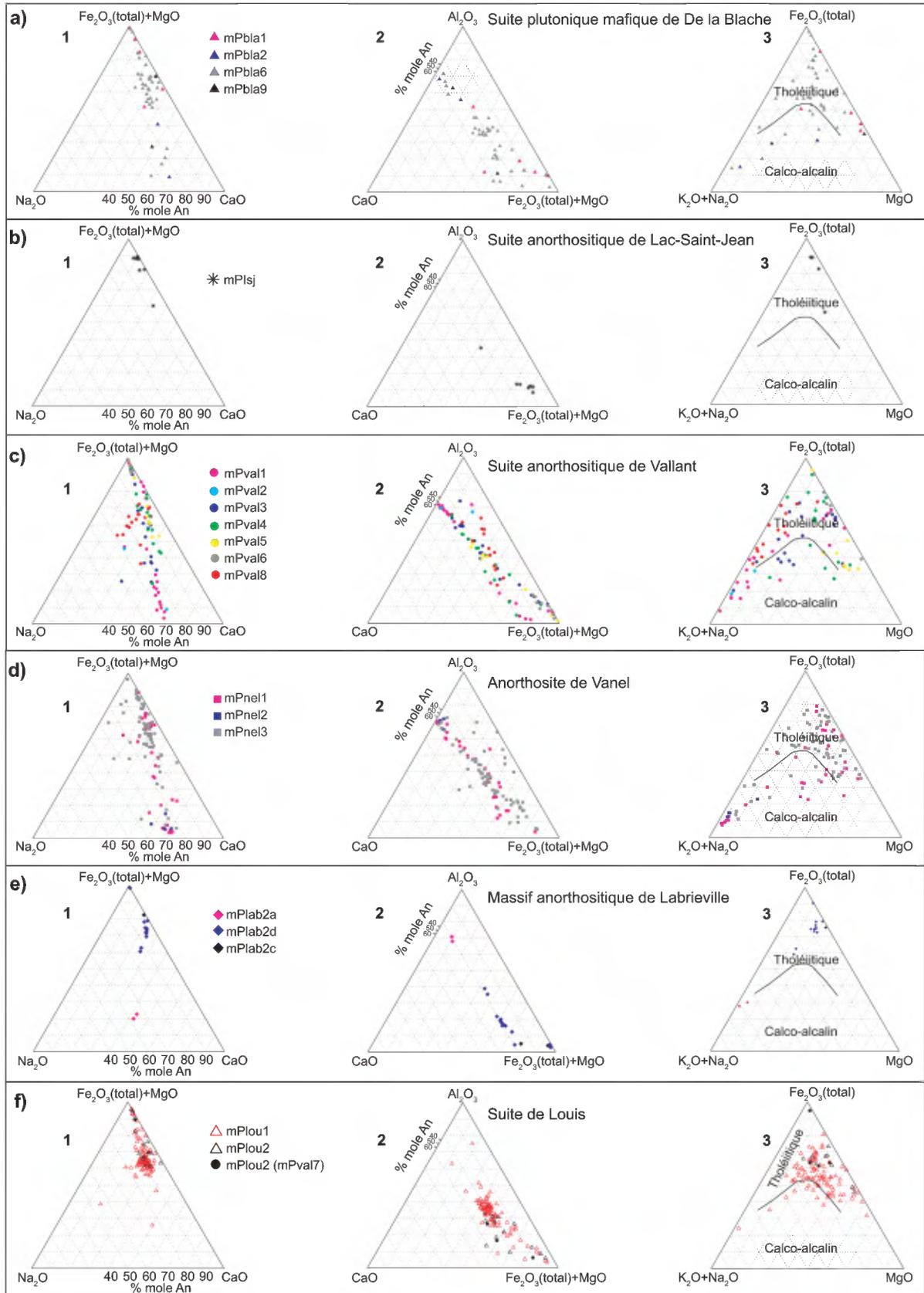


FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques ternaires illustrant les caractéristiques des intrusions mafiques et ultramafiques de la région étudiée. 1- $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})+\text{MgO}-\text{CaO}$; 2- $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})+\text{MgO}$ (Ashwal, 1993); 3- $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})-\text{MgO}$.

kilomètres de longueur (carte hors-texte). L'empreinte de cette zone de déformation est observée dans la Mangérite de Joncas, dans le Massif anorthositique alcalin de Labrieville et dans la bordure ouest du Complexe gneissique du Cap à l'Est (22F05). Bien que plus jeunes, des lambeaux de l'Anorthosite de Vanel sont cartographiés, ici et là, dans le Complexe gneissique du Cap à l'Est. Ceci est attribué à la présence de la Zone de déformation de Saint-Fulgence. Elle est caractérisée par des plans de foliation NE-SW à pendage moyen vers le SE, portant des linéations à composante pendage et localement à composante directionnelle. Les plans de foliation avec linéations subhorizontales montrent des indicateurs cinématiques de cisaillement suggérant un mouvement qui est principalement senestre.

Fabrique régionale

Plusieurs phases de déformation sont observées dans la région, dont au moins deux sont évidentes. La déformation D1 est représentée par une gneissosité G1, qui affecte les assemblages lithologiques plus anciens de la région (par exemple, les complexes de Hulot et de Bourdon). Cette fabrique a généralement une orientation NW-SE et un pendage moyen à abrupt. Les linéations sont parallèles à subparallèles au pendage de cette fabrique. La G1 a été plissée par une phase de déformation D2 à laquelle est associée une gneissosité G2, qui est axiale aux plis et soulignée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens. Cette déformation donne un grain structural d'orientation NE-SW et de pendage modéré. Les linéations associées à cette fabrique sont parallèles à subparallèles au pendage de la gneissosité. Les deux fabriques (G1 et G2) sont généralement observées dans les roches migmatitiques et sont accompagnées de plis dont les orientations et les styles sont variés, par exemple, des plis couchés, isoclinaux et même réclinés. Ces plis sont interprétés comme de génération P2. Des paillettes de biotite s'orientent de façon parallèle au plan axial de ces plis P2. Gobeil *et al.* (2002) ont reconnu des plis P3, précisément au nord des feuillettes 22F13 et 22F14. Ces plis P3 sont associés à de grands plis ouverts, dont le plan axial est orienté N-S, et sont localisés dans les gneiss du Complexe de Hulot. Dans la présente région, l'absence d'une étude structurale détaillée en raison de l'échelle de la cartographie (1/125 000), de l'injection de plusieurs familles de pegmatite et de la migmatitisation, ne nous a pas permis d'individualiser de tels plis.

Une analyse structurale des fabriques planaires et linéaires appliquée au feuillet 22F montre que les fabriques forment des associations permettant de définir huit domaines structuraux. Les domaines, les trajectoires et les attitudes de ces fabriques sont résumés à la figure 4. Voir également la carte hors-texte pour les différentes structures (plis, zones de déformation, linéaments, etc.).

Le domaine I (domaine Saint-Fulgence) contient plusieurs lithodèmes dont l'attitude est influencée par la Zone de déformation de Saint-Fulgence, mentionnée dans les

travaux de Hébert et Lacoste (1998a), de Hébert et Cadieux (2003) et de Hébert et van Breemen (2004a; figure 1). L'orientation des fabriques planaires est généralement NNE à NE, avec un pendage moyen et portant des fabriques linéaires subparallèles au plan de la foliation. La dernière activité le long de cette faille est estimée à 1045 Ma dans la région de Saguenay (Hébert et van Breemen, 2004a).

Le domaine II (domaine Pipmuacan) est surtout sous l'influence de la Zone de déformation de Pipmuacan (figure 1; carte hors-texte). Les trajectoires de la foliation dans ce domaine montrent une orientation dominante NE-SW à pendage modéré à abrupt. Les plans de foliation portent des linéations à composante directionnelle. À l'ouest de ce domaine, les structures sont sous l'influence de la zone de cisaillement dextre qui définit le contact nord de la Suite mafique de De La Blache (Gobeil *et al.*, 2002). Un mouvement dextre est interprété pour la Zone de cisaillement de Pipmuacan juste au sud du lac du même nom et aussi à l'est du lac Boily (carte hors-texte). Les linéations le long de cette zone de cisaillement plongent généralement vers le SW à un angle faible à modéré. Le mouvement le long de cette zone de faille est généralement dextre à l'exception des secteurs près du rivage du lac Philomen et à l'est du lac Dissimieux où des indicateurs de mouvement sont surtout senestres. Ceci suggère qu'il y a plus d'une faille dans ce secteur et que les derniers mouvements variaient dans leurs sens de déplacement.

Le domaine III (domaine diatexite) comprend deux zones de cisaillement à mouvement dextre (zones de déformation de Chesnaye et du Ruisseau (Moukhsil *et al.*, 2007, 2009) qui ont une orientation NE à NNE. Les plans de foliation mylonitique dans ces zones ont un pendage abrupt et portent des linéations parallèles ou subparallèles à la direction de ces plans. La majorité des lithologies présentent dans ce domaine sont transposées parallèlement au plan de cisaillement.

Le domaine IV, localisé dans la partie NE de la carte, comprend surtout les gneiss du Complexe de Baie-Comeau. Il montre des trajectoires de fabrique planaire assez homogènes de direction NE-SW, avec un pendage modéré à abrupt. Ces trajectoires définissent un grand pli impliquant la Suite de Miquelon et son encaissant. Dans ce domaine, les linéations sont subparallèles ou obliques au plan de direction de la foliation.

Le domaine V montre l'orientation de la fabrique dans la Suite anorthositique de Vallant. Les trajectoires de la fabrique planaire sont principalement E-W, avec des pendages modérés à abrupts. Les linéations sont subparallèles au pendage des plans de la foliation. Le contact nord de la Suite anorthositique de Vallant correspond à une faille de chevauchement orientée E-W et à pendage vers le sud (Moukhsil *et al.*, 2007). Le contact sud est défini par une série de failles orientées E-W et à pendage abrupt vers le nord (Gobeil *et al.*, 2006). Généralement, les linéations associées à ces dernières failles sont parallèles ou subparallèles au pendage de la foliation. Gobeil *et al.* (2006) ont interprété les failles au sud du contact de la Suite anorthositique de Vallant

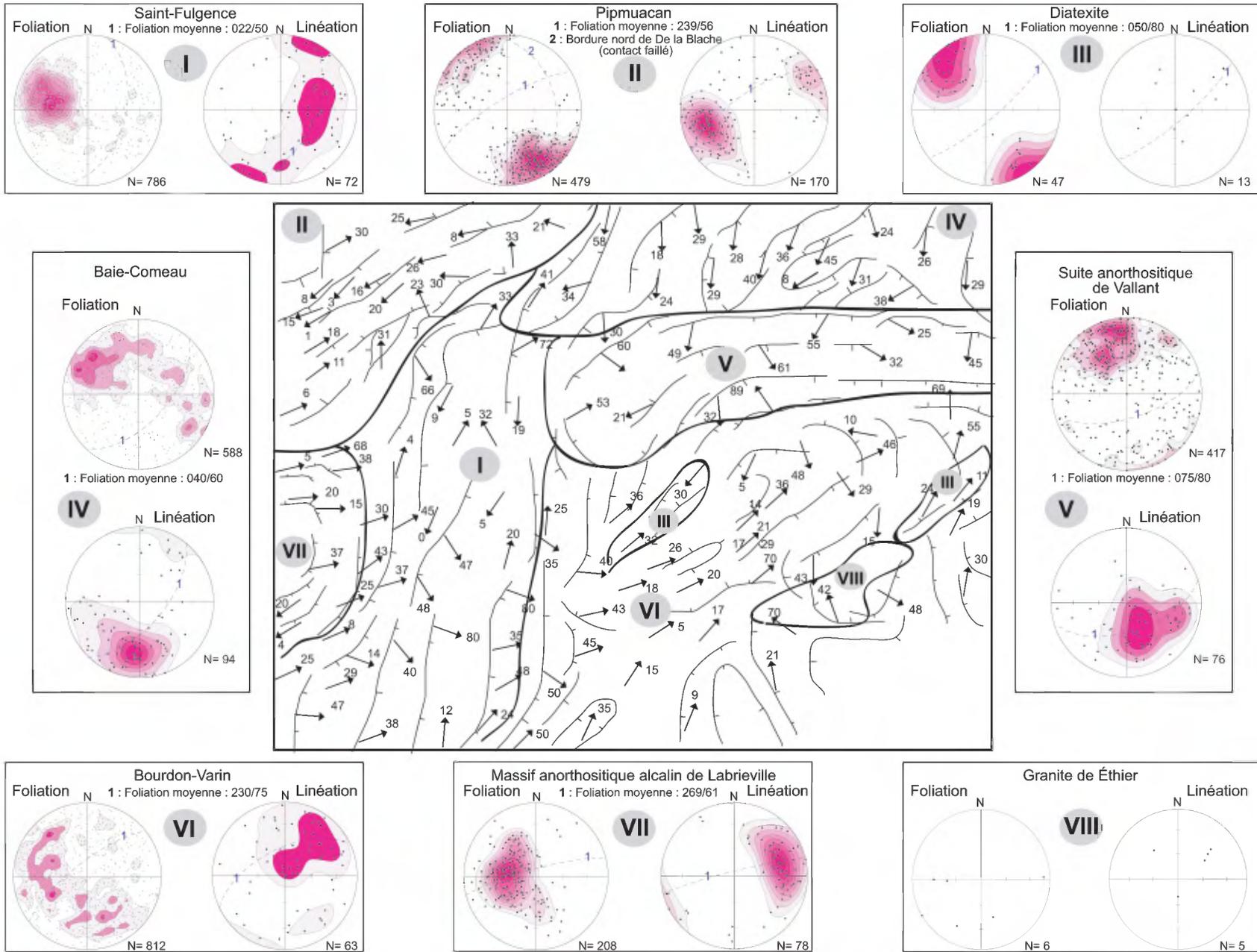


FIGURE 4 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée. Notez la répartition des trajectoires en huit domaines structuraux. La projection des fabriques planaires et linéaires a été effectuée selon le canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

comme des failles normales. À l'intérieur du domaine V, on observe plusieurs zones mylonitiques (non présentées sur la figure 4), orientées NW à NNW. Ces zones, dont l'épaisseur est centimétrique à métrique, coupent les roches de la Suite anorthositique de Vallant. Elles sont interprétées comme étant contemporaines aux failles ductiles qui marquent le contact nord de la suite anorthositique versus le Complexe de Baie-Comeau. Si elles sont de type normal, elles pourraient donc être liées à un événement d'extension ou de relâchement, probablement tardigrenvillien, associé à l'exhumation des roches de la suite. Une telle hypothèse expliquerait pourquoi les structures de la Suite anorthositique de Vallant (plus anciennes) recoupent celles du Complexe de Baie-Comeau (NE-SW, plus jeunes). Ou encore que la Suite anorthositique de Vallant a chevauché le Complexe de Baie-Comeau tardivement durant la phase compressive de l'orogénie grenvillienne.

Le domaine VI (domaine Bourdon-Varin) englobe plusieurs lithologies de composition et d'âge différents. Ce domaine est caractérisé surtout par la fabrique planaire S₂, qui est à l'origine du grain tectonique régional, orienté NE-SW. Localement, la fabrique planaire S₁, de direction NW-SE, est observée. Les linéations ont des directions variables et plongent à un angle faible à fort. Ce domaine est caractérisé par des structures en dômes et bassins, qui sont présentes, par exemple, dans le secteur sud du feuillet 22F (Moukhsil *et al.*, 2009).

Le domaine VII inclut le Massif anorthositique alcalin de Labrieville, dont la zone de bordure est caractérisée par de nombreuses failles de chevauchement. Les encaissants immédiats (structuralement sus-jacents) du massif, tels que l'Anorthosite de Vanel et la Mangérite de Joncas, ont été impliqués dans ce chevauchement et constituent une zone tectonique imbriquée (Moukhsil *et al.*, 2009). La déformation intense dans ce domaine est mise en évidence par une fabrique planaire concentrique avec un pendage faible à moyen vers les encaissants. Une linéation orientée E-W ou NE-SW est parallèle à la foliation ou dans le sens du pendage de la foliation, tout dépendant de l'endroit.

Le domaine VIII correspond à l'aire d'affleurements du Granite de Éthier. Ce granite a une forme allongée de direction NE-SW, soit plus ou moins parallèle à la Zone de déformation de Chesnaye. Le Granite de Éthier a pu se mettre en place pendant le fonctionnement de cette zone de déformation, mais nous n'avons pas assez de mesures pour confirmer une telle hypothèse.

Failles cassantes

Des failles cassantes d'orientation variée ont été observées sur le terrain ou interprétées à partir des linéaments topographiques. Ces failles sont considérées comme des structures tardives, avec ou sans mouvement. Localement, elles sont caractérisées par la présence de cataclasite et par une altération typique en hématite, épidote, chlorite et séricite.

GÉOCHRONOLOGIE

Au cours des années 2004 et 2006 à 2008, des datations U/Pb sur zircon ont été réalisées sur vingt-deux échantillons (A à V) prélevés lors des levés géologiques dans la région de Baie-Comeau (voir carte hors-texte pour les localisations). Les échantillons ont été traités soit par M. Donald W. Davis au Département de Géologie de l'Université de Toronto, soit par M. Jean David au laboratoire GEOTOP de UQAM-McGill. Les résultats de plusieurs de ces échantillons ont déjà été publiés et d'autres publications sont en préparation. Dans ce rapport, nous allons synthétiser l'information issue de ces analyses géochronologiques.

Quatre échantillons (A, B, C, D) ont été datés suite au levé cartographique de l'été 2006, et trois échantillons (E, F, G) ont été analysés en 2004. **L'échantillon A** (06AM1030) et **l'échantillon B** (06MS0235) proviennent de la monzonite porphyrique de la Suite plutonique de Varin. L'échantillon A a livré un âge de mise en place à 1057,6 ± 1,7 Ma (David, 2007, David *et al.*, 2009), alors que l'échantillon B a donné un âge plus jeune à 1007,7 ± 1,7 Ma (David, 2007; David *et al.*, 2009). **L'échantillon E** (04AG1228) est une monzonite quartzifère porphyrique localisée entre la Suite plutonique de Varin et la Suite anorthositique de Vallant. Cet échantillon a livré un âge de cristallisation de 1491,4 +3,1/-2,9 Ma (David, 2005). L'échantillon E a pu être prélevé dans une petite fenêtre ancienne, d'âge pinwarrien, exhumée grâce à la faille normale qui marque le contact sud de la Suite de Vallant dans la région du lac Varin (Gobeil *et al.*, 2006; Moukhsil *et al.*, 2007). Étant de petite taille, cette fenêtre n'apparaît pas sur la carte géologique. **L'échantillon F** (SGQ05-1) correspond à une monzonite quartzifère gneissique appartenant à la Suite plutonique de Varin (Gobeil *et al.*, 2006); il a livré un âge de mise en place de 1019,7 ± 5,7 Ma et un âge métamorphique de 1006 Ma (données non publiées). Donc, l'âge de la Suite plutonique de Varin s'étend de 1057 à 1007 Ma, soit une période de 50 Ma entre le début et la fin de la mise en place des différents faciès de cette suite; un épisode métamorphique a suivi à 1006 Ma. **L'échantillon G** (05AG0054), prélevé par Gobeil *et al.* (2006) dans un pluton de gabbronorite riche en oxydes de fer et titane et en apatite (OAGN) injecté dans la Suite anorthositique de Vallant, a donné un âge de 1060,2 ± 2,9 Ma (David, 2006). Au niveau du chimisme, ce magmatisme peut être corrélé à l'Anorthosite de Vanel, au Massif anorthositique alcalin de Labrieville et à la Suite de Louis (unité mPlou2, figure 3). Nous le corrélons à la Suite de Louis, en raison de son âge (très différent de ceux de l'Anorthosite de Vanel et du Massif anorthositique alcalin de Labrieville) et de sa position géographique plus proche des gabbronorites de la Suite de Louis (voir le chapitre « Stratigraphie »). **L'échantillon C** (06AM1346) est un gneiss tonalitique du Complexe de Baie-Comeau et a livré un âge de mise en place de

1101 ±18 Ma (David, 2007; David *et al.*, 2009). **L'échantillon D** (06MS0047) est un granite à grenat du Granite de Éthier. Il a livré deux âges, soit 1492,1 ±14,6 Ma et 2752,9 ±7,3 Ma, interprétés comme provenant de zircons hérités de sources pinwarienne et archéenne (Moukhsil *et al.*, 2007; David, 2007; David *et al.*, 2009).

Cinq échantillons (H, I, J, K, L) ont été sélectionnés pendant le levé cartographique de l'été 2007 (David *et al.*, en préparation). **L'échantillon H** (06MS45A) est un paragneiss à biotite migmatitique du Complexe de Bourdon et a livré des âges de 1079,3 ±8,7 Ma, 1085,8 ±7,7 Ma et 1548 ±11 Ma. L'âge le plus ancien représente vraisemblablement l'âge d'une source unique des matériaux à l'origine du paragneiss. Les âges plus jeunes sont interprétés comme des âges métamorphiques représentant l'événement orogénique grenvillien (Gower *et al.*, 2008) dans l'est de la Province de Grenville. **L'échantillon I** (07JY9046), qui correspond au quartzite du Complexe de Bourdon, a retourné un âge (U/Pb sur zircon; David et Moukhsil, en préparation) maximal de sédimentation de 1491 Ma, confirmant ainsi l'âge obtenu pour l'échantillon H. Ce quartzite a également livré une quinzaine d'âges allant de 1045 à 3249 Ma. Les âges de six maxima reflètent la principale origine des terrains sources soit 1792, 1829, 1867, 1950, 2008 et 2223 Ma. Ils correspondent aux phases majeures qui caractérisent l'évolution géologique des terrains de l'Orogène du Nouveau-Québec tout autant que ceux de la Sous-province de Rae (Zone Noyau), deux composantes de la Province sud-est de Churchill (Wardle *et al.*, 2002). Il n'est pas possible de savoir si les maxima représentant des âges archéens proviennent directement de l'érosion de lithologies d'âge archéen ou de recyclage de séquences sédimentaires d'âge protérozoïque. Par contre, l'âge le plus jeune (1045 Ma) est associé à l'épisode de métamorphisme du quartzite. **L'échantillon J** (07AM0095), une mangérite de la Mangérite de Joncas, a été prélevé dans une zone de déformation injectée de dykes gabbroïques à dioritiques d'épaisseur centimétrique. **L'échantillon K** (07AM0235A), prélevé dans la même mangérite typique verdâtre, mais moins déformée, correspond à une mangérite. **L'échantillon L** (07AM0328) a été prélevé dans une mangérite très déformée de la Mangérite de Joncas dans la zone tectonique d'écailles imbriquées adjacente au contact est du Massif anorthositique alcalin de Labrieville. Les morphologies des zircons des trois échantillons sont très similaires : automorphes, limpides et incolores. L'analyse des zircons pour les trois échantillons a permis de définir des âges de cristallisation de 1247 ±3 Ma pour l'échantillon J, de 1262 ±10 Ma pour l'échantillon K et de 1257 ±11 Ma pour l'échantillon L. En tenant compte des incertitudes de ces âges, 1247 Ma apparaît comme l'âge probable de la mise en place de la Mangérite de Joncas. Des zircons hérités ont retourné des âges pinwariens de 1460 Ma dans l'échantillon G et de 1448,7 ±3,4 Ma dans l'échantillon L. Les zircons dans cette mangérite ont également fourni des âges métamorphiques tardigrenvilliens : 951 ±84 Ma (échantillon H), 1000 ±25 Ma (échantillon K) et 957 ±55 Ma (échantillon L). **L'échantillon M** (07AM1365A) a

été prélevé dans une leuconorite pegmatitique à phénocristaux d'orthopyroxène appartenant à la Suite anorthositique de Vallant. Cet échantillon a livré un âge de 1148 ±14 Ma, interprété comme l'âge de la mise en place de la Suite anorthositique de Vallant. Cet âge est compatible avec celui obtenu antérieurement par David (2006) dans une mangérite à olivine datée à 1140,5 ±7,4 Ma (**échantillon N**; 04AG1076) et qui est également interprété comme un âge de mise en place de cette suite. Deux analyses de l'échantillon K ont produit des résultats plus anciens à 1200,7 Ma et 1240,3 ±1,8 Ma. De plus, un âge de 1333 ±61 Ma a été obtenu sur des zircons provenant d'une enclave d'anorthosite dans l'échantillon N. Ce dernier âge est équivalent à l'âge estimé pour la Suite plutonique de De La Blache, soit 1327 ±16 Ma (Gobeil *et al.*, 2002).

Quatre échantillons (O, P, Q, R), dont les résultats seront détaillés ultérieurement (David et Moukhsil, en préparation), ont été sélectionnés durant le levé cartographique de l'été 2008. **L'échantillon O** (08AM0016a) a été prélevé dans une anorthosite très recristallisée localisée dans la Zone de déformation de Pipmuacan. L'âge obtenu est de 1159 +12/-8 Ma. Cet âge permet d'associer cet échantillon à la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (1160 à 1140 Ma; Higgins et van Breemen, 1996) et non pas à l'Anorthosite de Vanel (1080-1061 Ma; Hébert *et al.*, 2009). **L'échantillon P** (08AM0016b) provient du même affleurement que l'échantillon O, mais correspond à un dyke de pegmatite de composition granitique et d'épaisseur centimétrique. Ce dyke recoupe l'anorthosite et a subi un déplacement dextre, identique au sens de déplacement de la Zone de déformation de Pipmuacan. L'objectif de cette datation était d'obtenir un âge minimum pour l'activité tectonique dans cette zone de déformation. L'âge de mise en place obtenu pour ce dyke est de 1104,5 ±1,5 Ma. Par conséquent, la Zone de déformation de Pipmuacan était active à 1104 Ma. **L'échantillon Q** (08AM0097) est une mangérite foliée dont l'âge obtenu est de 1022 ±10 Ma. Cet âge est considéré comme celui de la mise en place de la Mangérite d'Alcantara-Dion. L'âge est très proche de celui de la Monzonite de Farmer, soit 1018 +7/-3 Ma (**échantillon S**; Emslie et Hunt, 1990). **L'échantillon R** provient d'un orthogneiss tonalitique (gneiss droit) à enclaves de diorite et de gabbro prélevé le long de la faille de chevauchement affectant le gabbro de l'Anorthosite de Vanel (mPnel3). L'âge obtenu est estimé à 1495,3 +2,8/-2,1 Ma (U/Pb sur zircon, David et Moukhsil, en préparation). Cet échantillon est interprété comme une petite fenêtre ancienne, d'âge pinwarien, exhumée probablement par la faille de chevauchement.

D'autres échantillons (T, U, V, W) provenant du feuillet 22F ont déjà été datés. **L'échantillon T** (05AG2041) a été prélevé dans une leucotroctolite coronitique appartenant à la Troctolite de Betchie et injectée dans l'Anorthosite de Vanel. Il a livré un âge de mise en place de 1002 ±5,7 Ma (David, 2006). Cet âge est beaucoup plus jeune que celui obtenu pour l'Anorthosite de Vanel (1080 à 1059 Ma), mais proche de celui obtenu pour le Massif anorthositique alcalin

de Labrieville (1010 à 1008 Ma; **échantillon U**). Malgré son jeune âge, cette troctolite ne représente pas l'événement anorthositique le plus jeune dans la Province de Grenville ou ses équivalents ailleurs. En effet, le Complexe anorthositique (tardi- à postgrenvillien) de Rogaland en Norvège a un âge entre 950 et 900 Ma (Schärer *et al.*, 1996). **L'échantillon V** (04TC4194), recueilli par Gobeil *et al.* (2006), correspond à une monzonite assignée à la Suite de Miquelon par Moukhsil *et al.* (2009); cette monzonite recoupe la Suite anorthositique de Vallant et a retourné un âge de mise en place de $1047,9 \pm 4$ Ma (David, 2006).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Dans la région de Baie-Comeau (SNRC 22F), nous avons visité les différents indices minéralisés connus et mis au jour quelques nouveaux indices. De plus, plusieurs cibles représentant des secteurs et des contextes anomaux ont été identifiées (MRNF, 2007, 2008). La région contient surtout des minéralisations d'oxydes, comme des indices de fer-titane (Fe-Ti) et de fer-titane-phosphore (Fe-Ti-P; carte hors-texte). Des indices et des cibles de nickel-cuivre (Ni-Cu) sont aussi présents, ainsi que des cibles de minéralisations uranifères (U). Également, des sites d'intérêt pour la pierre architecturale et d'autres offrant un certain potentiel pour les minéraux industriels (silice et sillimanite) ont été répertoriés. Les caractéristiques des différentes minéralisations formant les indices sont présentées dans les fiches de gîtes (MRNF, 1980); nous nous attarderons principalement au secteur couvert durant l'été 2008. Pour les autres secteurs, les indices ont été en partie décrits dans les travaux antérieurs; tous les indices (gisements métallique et non métallique) du feuillet 22F ont été compilés sur la carte hors-texte. Pour les indices de la pierre industrielle et des matériaux de construction, le lecteur peut consulter la base de données SIGÉOM à partir de la page Web **Produits et service en ligne – Mines**, du MRNF à l'adresse suivante : <http://www.mrnf.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>. À partir de cette page, ouvrir le produit **E-Sigeom à la carte**, puis la section **Gîte** qui vous donne accès aux différents outils d'interrogation sur nos bases de données : **Gisement métallique, Gisement non métallique et Matériaux de construction et pierres industrielles**.

Minéralisations de Fe-Ti

L'exemple typique de ce type de minéralisation Fe-Ti (fer-titane) est le gîte d'oxydes massifs de Fe-Ti **du lac Brûlé** (n° 7, carte hors-texte). Décrit antérieurement (Moukhsil *et al.*, 2009), nous ne citerons que les traits majeurs de cet indice. La minéralisation consiste en hémio-ilménite (photo 3, en annexe), c'est-à-dire, de l'ilménite contenant

des lamelles d'exsolution d'hématite orientées selon les plans cristallographiques de l'ilménite. De plus, les lamelles d'hématite peuvent contenir, à leur tour, de très fines lamelles d'exsolution d'ilménite. Les oxydes sont accompagnés de plagioclase, de hercynite, de biotite et de sulfures (pyrite \pm pyrrhotite \pm chalcopyrite). De minces niveaux de nelsonite, <2 m d'épaisseur, coiffent l'unité d'oxydes massifs (Anderson, 1966; Dymek et Owens, 2001; Owens et Dymek, 2001). Les ressources de ce gîte (zone A; MRNF, 1980) sont de 5,84 Mt à des teneurs de 42 % Fe, de 35 % TiO₂ et de 1900 ppm V.

D'autres indices et cibles de Fe-Ti ont été trouvés lors de nos travaux (carte hors-texte). Les minéralisations de Fe-Ti sont contenues essentiellement dans des niveaux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, de gabbronorite, de norite ou de pyroxénite qui sont localisés à l'intérieur des anorthosites (par ex. la Suite plutonique mafique de De La Blache). Les minéralisations massives d'oxydes de fer et de titane forment généralement des amas irréguliers de dimensions millimétriques à décimétriques à l'intérieur de ces niveaux. Dans ce type de minéralisation, les oxydes sont constitués surtout par l'ilménite et la magnétite qui sont généralement recristallisées et en grains xéno-blastiques montrant communément des points triples. On note l'absence de sulfures. Généralement, l'ilménite contient des lamelles d'exsolution d'hématite, assemblage que nous appelons hémio-ilménite, mais localement, l'ilménite peut contenir peu d'inclusions (ex. : indice **Ruisseau David**, n° 1, carte hors-texte). Cette particularité rend cette ilménite intéressante pour l'industrie des pigments de TiO₂.

Minéralisations de Fe-Ti-P (OAGN)

Les minéralisations de Fe-Ti-P (fer-titane-phosphore) représentent un type de minéralisation commun dans la région. La roche hôte correspond habituellement à des roches mafiques et ultramafiques, surtout des gabbronorites. La particularité de ces roches est la présence parfois appréciable d'apatite. Ces roches sont aussi connues sous le nom de OAGN (Oxydes-Apatite-Gabbronorite) (Dymek et Owens, 2001; Owens et Dymek, 2001). Plusieurs sites ont été décrits dans les travaux antérieurs (Gobeil *et al.*, 2006; Moukhsil *et al.*, 2007, 2009), et des zones à intérêt économique potentiel ont été observées lors de la cartographie de la partie NW de la carte.

Les minéralisations de Fe-Ti-P contiennent 2 à 50 % d'oxydes sous forme d'ilménite et de magnétite, communément avec des traces (< 1 %) de sulfures. Les teneurs en P₂O₅ varient de 2,0 à 6,5 %, ce qui correspond à un contenu d'apatite variant de 5 à 15 %. Les oxydes forment des grains et des amas irréguliers qui sont en position interstitielle par rapport aux pyroxènes et aux apatites. Les grains et les amas d'oxydes sont composés souvent d'hémio-ilménite; par contre, dans la partie NW de la carte, l'ilménite ne contient pas d'exolutions. Les apatites forment des grains submillimétriques disséminés dans la matrice.

À l'indice **Alilm2** (n° 25, carte hors-texte), les cristaux millimétriques d'apatite forment des amas millimétriques à centimétriques localisés entre des agglomérations de cristaux de magnétite, d'ilménite et de pyroxènes. À l'indice **Rivière Landry** (n° 26, carte hors-texte) et aux sites minéralisés **06-AM-1244** et **06-MS-0100** (Moukhsil *et al.*, 2007), l'apatite est disséminée dans la pyroxénite et dans le gabbronorite à oxydes de fer et de titane.

Au gîte **Dissimieux** (n° 20, carte hors-texte), plusieurs travaux d'exploration ont été effectués (Birkett, 1995). Des ressources estimées à plus de 235 Mt ont été identifiées. De plus, des travaux d'essais de concentrés d'ilménite et d'apatite ont été effectués (Met-Chem, 2000). Les indices **Fleury 1** et **2** (n° 22 et n° 23, carte hors-texte) se situent dans un vaste secteur où la minéralisation de Fe-Ti-P est omniprésente. On note que lorsque la quantité d'oxydes est inférieure à 5 % et associée à des traces de sulfures, l'hémo-ilménite est présente. Par contre, lorsque les oxydes sont plus abondants (> 5 %), l'ilménite ne possède pas d'exsolutions d'hématite.

Régionalement, tous les niveaux de roches mafiques et ultramafiques localisés dans le secteur de la Suite anorthositique de Vallant et de l'Anorthosite de Vanel constituent des cibles intéressantes pour la mise au jour d'indices de Fe-Ti-P.

Minéralisations de Ni-Cu

Tous les indices de Ni-Cu répertoriés dans la région étaient déjà connus antérieurement, sauf l'indice **Anas1** (n° 21, carte hors-texte; photo 4, en annexe) qui a été découvert suite à nos travaux de l'été 2007. La majorité de ces indices sont associés aux roches mafiques et ultramafiques de la Suite de Louis; cette unité représente donc un environnement de choix pour la découverte de nouveaux indices de Ni-Cu. Les minéralisations de Ni-Cu observées dans ces indices ont été déformées et métamorphisées (Moukhsil *et al.*, 2007; MRNF, 2008). L'indice **B-30** (Lac Jourdain, n° 48, carte hors-texte) diffère des autres indices de ce type par son association à des paragneiss migmatitisés du Complexe de Bourdon. La minéralisation de Ni-Cu se présente sous forme d'amas et de veines de sulfures remobilisés et injectés dans le paragneiss.

L'indice **B-100** (n° 39, carte hors-texte) présente des sulfures disséminés à semi-massifs dans une zone de gabbro-gabbronorite-leuconorite. Des bandes riches en orthopyroxène alternent avec des niveaux riches en magnétite et ilménite. La pyrrhotite est le sulfure dominant, avec des traces de pyrite et de chalcopryrite. Les analyses chimiques ont donné des teneurs de 0,4 % et 0,6 % Ni.

À l'indice **Julie** (n° 40, carte hors-texte), connu depuis 1998 (Hendriks, 1999; Clark *et al.*, 2003), la minéralisation est incluse dans une lentille (probablement un boudin) décimétrique de gabbronorite et de norite en contact avec des paragneiss cataclasés et mylonitisés. Les sulfures, de 20 à 30 %, sont disséminés et en minces filets dans le

gabbronorite. Ils sont constitués principalement de pyrrhotite (> 15 %), avec près de 5 % de pentlandite et moins de 2 % de chalcopryrite avec des teneurs allant jusqu'à 1,33 % Ni et 0,3 % Cu. La phase sulfurée dans cet indice est riche en Ni-Cu (Clark *et al.*, 2003).

L'indice **Remous** (n° 42, carte hors-texte) contient des sulfures finement disséminés et interstitiels dans un gabbronorite. Les teneurs en cuivre sont anormales mais peu élevées, soit de l'ordre de 0,22 % Cu.

À l'indice **Hélène** (n° 41, carte hors-texte) les sulfures sont présents dans de très fines veinules millimétriques et semblent remobilisés. La quantité de sulfures ne dépasse pas 5 %; la pyrrhotite est dominante, avec aussi un peu de chalcopryrite. L'analyse indique une teneur de 0,71 % Cu.

Minéralisations d'U-Th

Quelques sites ont été identifiés comme porteurs de minéralisation d'U-Th. Cette minéralisation est associée à des zones de migmatitisation ou à des pegmatites de teinte blanche à rosée qui sont généralement concordantes avec des leucosomes quartzofeldspathiques. Les teneurs en uranium obtenues sont faibles mais représentent des signaux anormaux. Ces roches comportent des zones ou des amas centimétriques enrichis en biotite, de sorte que les migmatites dégagent une radioactivité variant entre 250 et 10 000 cps (comptes par seconde, au scintillomètre de type MacPhar TC-33). Au microscope électronique à balayage (MEB), les minéraux radioactifs identifiés dans les pegmatites blanches sont la monazite, l'allanite, l'uranothorite, et d'autres minéraux qu'on n'a pas identifiés (Moukhsil *et al.*, 2009).

Dans la région de Baie-Comeau, l'indice **Amélie** (n° 54 à n° 56, carte hors-texte) a retourné des valeurs atteignant jusqu'à 0,9 % U (Moukhsil *et al.*, 2009) ainsi que des teneurs importantes en éléments des terres rares La + Ce (jusqu'à 1615 ppm), en Y (jusqu'à 529 ppm), en Nb (jusqu'à 101 ppm), en plomb (jusqu'à 1363 ppm) et en zinc (474 ppm). Nous avons observé plusieurs minéraux uranifères disséminés et accompagnés d'une altération rétrograde tardive formée de chlorite et de minéraux radioactifs dans l'indice Amélie. Les minéraux présents dans cette minéralisation uranifère sont la monazite, l'allanite, le zircon, l'apatite, l'uraninite (ou branirite) et le xénotime (photo 5, en annexe). Selon, par exemple, Rogers et Adams (1969), les minéraux suivants peuvent contenir de l'uranium : 30 à 1000 ppm pour l'allanite, 5 à 150 ppm pour l'apatite, 100 à 6000 ppm pour le zircon et 300 à 35 000 ppm pour le xénotime. Dans cet indice, des microfractures contiennent également des minéraux uranifères microscopiques (photo 6, en annexe). Ceci suggère, dans ce cas, le caractère tardif de cette minéralisation.

Dans la région cartographiée en 2008, aucune cible uranifère n'atteint les limites inférieures des teneurs pour créer un indice; par contre, des signaux anormaux ont été observés (MRNF, 2008).

Minéralisations d'U-Th-terres rares

Des teneurs anormales en éléments des terres rares (ÉTR) ont été obtenues dans le terrain granitique correspondant à la Suite plutonique de Varin. Des granites à feldspath alcalin (microcline et albite) ainsi que des monzogranites et des monzonites quartzifères contiennent des minéraux accessoires tels que l'allanite et la monazite, porteurs d'éléments des terres rares légers (indice **Site 1** (n° 33, carte hors-texte) : jusqu'à 528 ppm La + Ce + Nd dans un échantillon choisi). L'indice **Riverin** (n° 52, carte hors-texte) est un exemple de ce type de minéralisation localisée dans un dyke (30 cm) rose et à tourmaline avec des teneurs de 1,6 % Ce, 0,8 % La, 0,24 % Th et 56 ppm U.

Pierre architecturale et matériaux de construction

Plusieurs cibles offrant un potentiel intéressant pour la pierre architecturale ont été identifiées lors des travaux antérieurs (Gobeil *et al.*, 2006; Moukhsil *et al.*, 2007, 2009), en plus de sites connus de même que des sites de matériaux de construction. Tous ces sites sont facilement accessibles; toutefois, une étude plus approfondie est nécessaire pour déterminer la qualité des pierres et les volumes disponibles.

Dans la région, au moins deux types de roches possèdent un potentiel pour la pierre de taille. Ce sont : (1) l'anorthosite iridescente; et (2) le granite et la monzonite ocellés de teinte rosâtre et verdâtre. La Suite plutonique de Varin renferme plusieurs faciès dont les textures porphyriques et les couleurs variées sont attrayantes.

Minéraux industriels

Une importante bande de quartzite d'une dizaine de kilomètres de longueur, localisée dans la partie SE du feuillet 22F/08, a fait l'objet de travaux d'exploration entre 1955 et 1995. Deux sites ont été étudiés en détail. Le premier, le gîte du **lac La Chesnaye** (n° 66, carte hors-texte), contiendrait des ressources minérales estimées à 3,5 millions de tonnes à 98 % SiO₂. Le second site, le gîte du **lac Croche-Lafèche** (n° 65, carte hors-texte), possède des ressources minérales inférées de 11,2 millions de tonnes à 99,2 % SiO₂, 0,41 % Al₂O₃ et 0,36 % Fe₂O₃. Au cours de nos travaux, plusieurs horizons épais de quartzite ont été identifiés dans les feuillets 22F08, 22F15 et 22F16 et assignés à l'unité mPbou2 du Complexe de Bourdon. Tous les horizons de quartzite dans cette unité représentent des cibles intéressantes pour la silice.

Une des bandes de quartzite cartographiées dans l'unité mPbou2 s'est révélée importante et contient le nouvel indice **Walsh** (n° 63, carte hors-texte; Moukhsil *et al.*, 2009). Cette bande est estimée à plusieurs kilomètres de longueur et environ 200 mètres de largeur dans le feuillet 22F03.

Des niveaux centimétriques à pluridécimétriques de paragneiss riches en sillimanite (> 10 % en proportion modale et d'après une observation visuelle) se trouvent dans le chemin menant à l'indice du lac Croche-Lafèche. Ce site représente une cible intéressante pour la sillimanite. D'autres niveaux centimétriques à décimétriques de paragneiss contenant de la sillimanite ont été observés ici et là dans toute la région cartographiée. Trois nouveaux indices (Moukhsil *et al.*, 2009) méritent d'être cités : les indices de **Rivière Boucher** (n° 62, carte hors-texte), de **Lac Acide** (n° 61, carte hors-texte) et de **Lac à la Pluie** (n° 60, carte hors-texte). Un examen visuel des paragneiss à sillimanite de ces trois cibles nous permet d'évaluer la quantité modale de sillimanite entre 20 et 35 %, avec jusqu'à 5 % de grenat. Ces niveaux de paragneiss sont une cible intéressante comme source de sillimanite à des fins industrielles; toutefois, une étude plus approfondie est nécessaire pour déterminer la qualité et le volume disponible pour une exploitation à ces deux sites.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Introduction

Les travaux de cartographie dans le feuillet SNRC 22F ont permis de caractériser plusieurs unités métasédimentaires et méta-ignées felsiques à ultramafiques de la Province de Grenville. En nous basant sur les données géologiques et géochronologiques recueillies dans la région, nous avons construit un schéma d'événements magmatiques, sédimentaires et métamorphiques (figure 5).

Évènements magmatiques

Le premier événement magmatique **I_I** (figure 5) (>1500 Ma) a été mis en évidence par Dickin et Higgins (1992) à l'aide d'âges modèles Sm/Nd obtenus le long du segment Baie-Comeau-Manic-5 (SNRC 22F10 et 22F15). Ces auteurs ont mis en évidence la présence d'une croûte labradorienne (environ 1650 Ma) et le développement d'un arc magmatique juvénile autour de 1500 Ma (voir plus loin). La mise en évidence d'intrusions de granitoïdes, dont l'âge de mise en place est précisément à 1500 Ma dans la région de Manic-3 (22F10), implique la présence de cette croûte plus ancienne dans les encaissants. Dans ce secteur, ces auteurs ont obtenu des âges modèles Sm/Nd s'étalant entre 1970 et 1560 Ma. Ces âges proviennent d'échantillons appartenant à la croûte juvénile à 1500 Ma et d'échantillons représentant la croûte labradorienne et une croûte encore plus vieille. Dans notre région, le deuxième événement magmatique, **I_{II}** (1520 à 1460 Ma), est défini par deux intrusions de monzonite quartzifère datées à 1491 Ma, localisées au sud de la Suite anorthositique de Vallant et d'orthogneiss tonalitique daté à 1495 Ma, exhumé

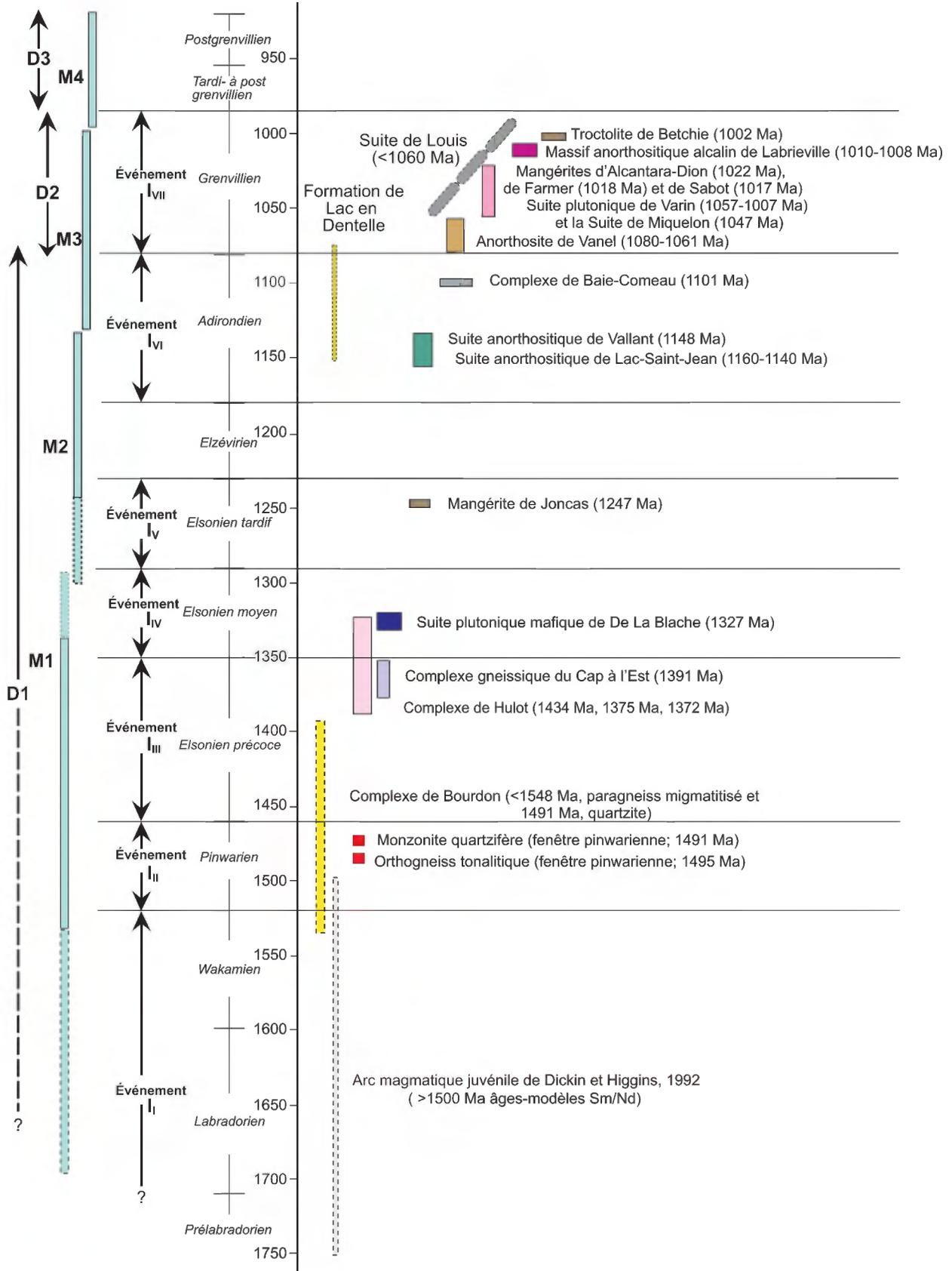


FIGURE 5 - Résumé de la stratigraphie de la région étudiée. Les divisions de la colonne stratigraphique sont celles utilisées par Gower et Krogh (2002). Voir texte pour les âges en million d'années (Ma).

par la faille de chevauchement associé à l'Anorthosite de Vanel. Ces deux intrusions se seraient mises en place dans la croûte plus ancienne et sont maintenant préservées dans de petites fenêtres tectoniques probables. Ces deux âges n'ont pas été répétés dans les roches autour de la monzonite et de l'orthogneiss, mais ont été obtenus dans plusieurs zircons hérités (voir plus haut). L'événement **I_{II}** est bien représenté dans le Grenville oriental; il est caractérisé par la mise en place de plusieurs masses de granite et correspond au développement de l'arc magmatique juvénile d'âge pinwarien (Gower et Krogh, 2002; Perreault et Heaman, 2003; Gobeil *et al.*, 2003; Wodicka *et al.*, 2003). Le troisième événement, **I_{III}** (1460 à 1350 Ma), est caractérisé par la mise en place d'intrusions appartenant au Complexe de Hulot (1372 à 1434 Ma) et au Complexe gneissique du Cap à l'Est (1391 Ma). Cet événement s'insère à l'intérieur de ce qu'il est convenu d'appeler l'Elsonien précoce (1460 à 1350 Ma; Gower et Krogh, 2002). L'événement **I_{IV}** est caractérisé par la mise en place de la Suite plutonique mafique de De La Blache (1327 Ma) et coïncide avec l'Elsonien moyen (1350 à 1287 Ma). L'événement **I_V** est documenté uniquement par la mise en place de la Mangérite de Joncas à 1247 Ma et coïncide ainsi avec l'Elsonien tardif (1287 à 1150 Ma). L'événement **I_{VI}** est marqué par la mise en place des suites anorthositiques de Vallant et de Lac-Saint-Jean entre 1150 et 1135 Ma, et plus tard par le Complexe de Baie-Comeau à 1101 Ma. Ce dernier âge est peu documenté dans la partie est de la Province de Grenville. L'événement **I_{VI}** correspond à la période où plusieurs vastes suites anorthositiques AMCG (Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite) se sont mises en place à travers la Province de Grenville (par exemple, les anorthosites de l'Adirondack dans la région de New York (Buddington 1972), de Morin dans la région de Mont-Laurier (Martignole, 1974), et de Havre-Saint-Pierre (Gobeil *et al.*, 2003)). Dans notre région, la mise en place des suites anorthositiques de Lac-Saint-Jean et de Vallant correspond à la période nommée Adirondien. L'événement **I_{VII}**, qui correspond à la période orogénique grenvillienne, est caractérisé par la mise en place de l'Anorthosite de Vanel, du Massif anorthositique alcalin de Labrieville et de la Troctolite de Betchie. Pendant cette période, plusieurs intrusions de mangérite, de charnockite et de granite faisant partie d'une suite AMCG se sont également mises en place. Tout au long de l'événement grenvillien, les intrusions et les dykes de la Suite de Louis, localement minéralisés en sulfures ou en oxydes de fer et titane et en apatite, ont été injectés et déformés.

Événements sédimentaires

Deux événements sédimentaires (peu documentés) ont eu lieu dans la région. Le plus ancien correspond au développement d'un bassin occupé par les protolithes sédimentaires du Complexe de Bourdon, qui contenaient des zircons détritiques dont les âges sont de 1491 à 1548 Ma. Bien que non daté, le deuxième événement correspondrait

à la sédimentation des protolithes de la Formation de Lac en Dentelle. Cette formation est coïncée entre l'Anorthosite de Vanel et la Suite plutonique mafique de De La Blache. Ces roches ont été affectées par la déformation intense dans la Zone de déformation de Pipmuacan. L'âge de 1104 Ma interprété pour l'activité tectonique dans cette zone suggère que cet événement sédimentaire est plus vieux que 1104 Ma (David et Moukhsil, en préparation).

Événements métamorphiques

Les événements métamorphiques de la région n'ont pas été définis par des datations de monazite ou de titanite. Par contre, des zircons ont été utilisés pour estimer la chronologie de ces événements. Le premier événement métamorphique (**M1**) est associé à la migmatitisation des complexes de Bourdon et de Hulot au faciès des granulites. Ce métamorphisme est caractérisé par la présence d'orthopyroxène aussi bien dans l'assemblage métamorphique de la roche que dans le mobilisat. L'enderbite du Complexe de Hulot, daté à 1434 Ma, est foliée, gneissique et migmatitisée. Toutefois, une monzonite quartzifère datée à 1375 Ma et un granite charnockitique daté à 1372 Ma appartenant au Complexe du Hulot ne sont pas affectés par cette migmatitisation (Gobeil *et al.*, 2002). Par conséquent, l'événement métamorphique **M1** qui est responsable de la fusion de l'enderbite a un âge plus ancien que 1372 Ma. De la même façon, d'autres unités plus jeunes que l'enderbite du Complexe de Hulot, par exemple la Mangérite de Joncas (1247 Ma), n'ont pas été migmatitisées comme cette enderbite. La région du 22F est riche en charnockites, qui sont le résultat d'un métamorphisme très intense à haute température et pression, soit au faciès des granulites. L'enderbite du Complexe de Hulot a enregistré un événement métamorphique à 1180 ± 78/-104 Ma (Gobeil *et al.*, 2002). Bien que peu précis, cet âge s'approche de l'âge de cristallisation des suites anorthositiques de Lac-Saint-Jean et de Vallant (1160 à 1140 Ma). Ce métamorphisme est considéré comme un deuxième événement métamorphique (**M2**), qui serait étalé entre 1180 Ma et 1102 Ma, soit sur une période de près de 80 Ma. Cet événement est plus ancien que la mise en place du Complexe de Baie-Comeau, daté à 1101 Ma. L'événement métamorphique **M3** est le mieux documenté, car plusieurs zircons ont livré des âges absolus variant entre 1006 Ma et 1085,8 Ma. Ces âges sont interprétés comme des âges représentant une perturbation associée au métamorphisme grenvillien (David *et al.*, en préparation). Cet événement coïncide avec l'orogénèse grenvillienne dans l'est de la Province de Grenville (Gower *et al.*, 2008). Dans notre région, cet événement serait responsable, entre autres, de la migmatitisation des gneiss granulitiques et migmatitiques du Complexe de Baie-Comeau.

Les âges métamorphiques, obtenus sur zircon, entre 957 et 951 Ma sont interprétés comme des âges métamorphiques tardi- à postgrenvilliens et sont alors considérés comme un quatrième événement métamorphique (**M4**).

Trois phases de déformation ont été documentées sur le terrain dans la région (**D1** à **D3**). Ces phases sont le résultat de plusieurs événements tectoniques de l'orogénie grenvillienne (par exemple de 1190 à 980 Ma, Rivers, 1997). Définir un âge pour chacune de ces phases est très complexe par manque de datations et des événements recoupant les différentes lithologies. Néanmoins, et sans faire de comparaison avec les âges connus dans le reste de la Province de Grenville, la déformation **D1** représentée par la gneissosité G1 a affecté toutes les unités dont l'âge est pré-grenvillien (>1080 Ma). La déformation **D2**, accompagnée d'une foliation ou gneissosité G2, donne le grain structural de la région (orientation NE-SW) et est interprétée comme une structure grenvillienne (1080 à 980 Ma). Alors que la déformation **D3**, surtout reliée aux structures d'orientation N-S, est considérée comme tardi à post-grenvillien (<980 Ma).

Métallogénie

La région recèle plusieurs indices et cibles de différents types de minéralisation. Le type dominant consiste en minéralisations d'oxydes de Fe-Ti et de Fe-Ti-P, souvent associées aux intrusions anorthositiques. D'autres minéralisations sont aussi présentes, comme celles de Ni-Cu, d'U-Th et d'U-Th-terres rares. De plus, plusieurs sites de pierres architecturales et de minéraux industriels, comme la silice et la sillimanite, ont été répertoriés.

RÉFÉRENCES

- ANDERSON, A.T., Jr., 1963 – A contribution to the mineralogy and petrology of the Brûlé lake anorthosite massif, Quebec. Ph. D. Thesis, Princeton University, USA, 108 pages.
- ANDERSON, A.T., Jr., 1966 – Mineralogy of the Labrieville anorthosite, Quebec. *American Mineralogist*; volume 51, pages 1671-1711.
- ASHWAL, L.D., 1993 – Anorthosites: Springer-Verlag, Berlin, 422 pages.
- BIRKETT, T., 1995 – Lac Dissimieux, partie nord. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 53515, 25 pages.
- BUDDINGTON, A.F., 1972 – Differentiation trend and parental magmas for anorthositic and quartz mangeritic series, Adirondacks, New York. *Geological Society of America; Memoir 132*, pages 477-488.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two contrasting granite types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CLARK, T. – CARON, L. – GIROUX, F. – CONSTANTIN, M. – HURTUBISE, E., 2003 – Livret guide d'une excursion sur les minéralisations de sulfures et d'oxydes, région du lac De La Blache, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2003-03, 18 pages.
- DAVID, J., 2005 – Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 62069, 31 pages.
- DAVID, J., 2006 – Géochronologie d'échantillons provenant de Géologie Québec, année 2005-2006 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63236, 12 pages.
- DAVID, J., 2007 – Géochronologie d'échantillons provenant du Bureau de Recherche Géologique du Québec, année 2006-2007 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63237, 16 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans la Province de Grenville en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPIN, A., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RP 2009-03, 32 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – GOBEIL, A., SAPIN, A., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans la Province de Grenville en 2007-2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- DICKIN, A.P. – HIGGINS, M.D., 1992 – Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology*; volume 20, pages 137-140.
- DYMEK, R.F. – OWENS, B.E., 2001 – Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonite and oxide-apatite gabbro-norite) associated with massif anorthosites. *Economic Geology*; volume 96, pages 797-815.
- EMSLIE, R.F. – HUNT, P.A., 1990 – Age and petrogenic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*; 98, pages 213-232.
- GOBEIL, A. – HÉBERT, C. – CLARK, T. – BEAUMIER, M. – PERREAULT, S., 2002 – Géologie de la région du lac De La Blache (22K03 et 22K04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-01, 49 pages et 2 cartes.
- GOBEIL, A. – BRISEBOIS, D. – CLARK, T. – VERPAELST, P. – MADORE, L. – WODICKA, N. – CHEVÉ, S., 2003 – Géologie de la moyenne Côte-Nord. *Dans*: Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville (D. Brisebois et T. Clark, coordonnateurs). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03, pages 9-57.
- GOBEIL, A. – SIMARD, M. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – LECLAIR, A., 2006 – Géologie de la région du lac Varin. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-01, 13 pages, 1 carte.
- GOWER, C.F. – KROGH, E.T., 2002 – A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, number 5, pages 795-829.
- GOWER, C.F. – KAMO, S. – KROGH, E.T., 2008 – Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research*; volume 167, pages 201-212.
- HÉBERT, C., 1999 – Emplacement of the Lac-St.-Jean Anorthositic Suite, Grenville Province, Canada. *European Union of Geoscience, Strasbourg, 1999; Abstracts in the Journal of Conference*; volume 4, number 1, page 687.
- HÉBERT, C. – CADIEUX, A.M., 2003 – Géologie de la région des lacs Porneuf et Maria-Chapdelaine (22E02 et 22E01).

- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2002-13, 44 pages, 2 cartes
- HÉBERT, C. – LACOSTE, P., 1998a – Géologie de la région de Bagotville (22D/07), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-06, 21 pages.
- HÉBERT, C. – LACOSTE, P., 1998b – Géologie de la région du lac Jalobert (22D/10), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97 05, 15 pages.
- HÉBERT, C. – LACOSTE, P., 1998c – Géologie de la région du lac Poulin-de-Courval (22D/16), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97 03, 13 pages.
- HÉBERT, C. – van BREEMEN, O., 2004a – Mesoproterozoic basement, the Lac-Saint-Jean anorthosite suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region (Quebec): structural relationships and U-Pb geochronology. *In: Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America* (Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., and Bartholomew, M. J., editors), Geological Society of America; Special Paper, pages 65-79.
- HÉBERT, C. – van BREEMEN, O., 2004b – Redefinition of the Lac-St.-Jean Anorthosite, central Grenville Province, Québec, based on compositional, structural, geochronological, and mineral deposit features. *Eos Transactions, AGU*, 85(17), Joint Assembly Suppl.; Abstract V53A-03, page 516.
- HÉBERT, C. – CADIEUX, A.M. – van BREEMEN, O., 2005 – Temporal evolution and nature of Ti-Fe-P mineralization in the anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites of the south-central Grenville Province, Saguenay-Lac-Saint-Jean area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 42, pages 1865-1880.
- HÉBERT, C. – CADIEUX, A.M. – van BREEMEN, O., 2009 – Région du réservoir Pimpuacan, SNRC 22E, synthèse géologique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RG 2009-01, 56 pages, 1 carte (1/250 000)
- HENDRIKX, N., 1999 – Lake Blache project, 22F/13; 22F14; 22K3. Lithogeochemistry and geology final field work report, summer 1998. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58060, 48 pages.
- HIGGINS, M.D. – van BREEMEN, O., 1996 – Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 79, pages 327-346.
- MARTIGNOLE, J., 1974 – L'évolution magmatique du Complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 44, pages 99-120.
- MET-CHEM, 2000 – Dissimieux Lake project, scoping study for the development of an ilmenite – apatite deposit; Progress report (production of TiO₂ and P₂O₅ concentrates). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58569, 57 pages.
- 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. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – LABBÉ, J.-Y., 2009 – Géologie des régions de Baie-Comeau et de Labrieville (22F01, 22F02, 22F03, 22F04, 22F05 et 22F06). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-01, 15 pages, 6 cartes.
- MRNF, 1980 – Gîte – 22F05, gisement métallique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; Produits et services en ligne - Mines, E-Sigeom à la carte, www.mrnf.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp (Système d'information géominère du Québec).
- MRNF, 2007 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale, travaux géoscientifiques 2007; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2007-03, 8 pages.
- MRNF, 2008 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale, travaux géoscientifiques 2008; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2008-05, 8 pages.
- OWENS, B.E. – DYMEK, R.F., 2001 – Petrogenesis of the Labrieville alkalic anorthosite massif, Grenville Province, Quebec. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 1519-1546.
- OWENS, B.E. – TOMASCAK, P.B., 2002 – Mesoproterozoic lamprophyre in the Labrieville Massif, Quebec: clues to the origin of alkalic anorthosites? *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 39, pages 983-997.
- OWENS, B.E. – DYMEK, R.F. – TUCKER, R.D. – BRANNON, J.C. – PODOSEK, F.A., 1994 – Age and radiogenic isotope composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec, Lithos; volume 31, pages 189-206.
- 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.
- PERREAULT, S. – HEAMAN, L., 2003 – Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chevery et Blanc-Sablon) dans la Province géologique de Grenville. *Dans: Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville* (D. Brisebois et T. Clark, coordonnateurs). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03, pages 119-145.
- RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic element of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, volume 86, pages 117-154.
- 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.
- ROGERSE, J.J.W. – ADAMS, J.A.S. 1969 – Geochemistry of uranium. *In: Handbook of geochemistry*. Wedepohl KH, Springer, Berlin.
- SCHÄRER, U. – WILMART, E. – DUCHESNE, J. C., 1996 – The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb datation of Rogaland complex, Norway, *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 139, pages 335-350.
- WARDLE, R. J. – JAMES, B. – SCOTT, D. J. – HALL, J., 2002 – The Southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, N° 5, pages 639 663.
- WODICKA, N. – DAVID, J. – PARENT, M. – GOBEIL, A. – VERPAELST, P., 2003 – Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord. *Dans: Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville* (D. Brisebois et T. Clark, coordonnateurs). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2002-03, pages 59-117.

ANNEXE - Photographies



PHOTO 1 - Rubanement tectonique (ultramylonite) dans la Zone de cisaillement de Pimpuacan au sud du lac Philomen. L'affleurement est constitué d'anorthosite, de leuconorite, de gabbro et d'une quantité mineure de métasédiment. Affleurement 08-PL-2018.

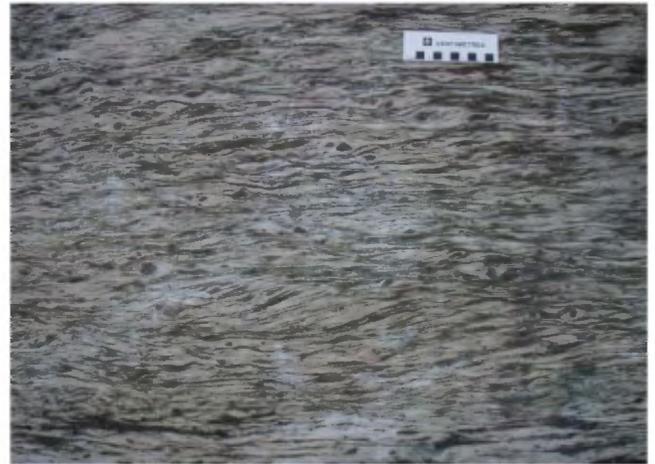


PHOTO 2 - Zone de déformation de Pimpuacan. Notez les indicateurs cinématiques suggérant un cisaillement dextre. Affleurement 08-AM-016A.

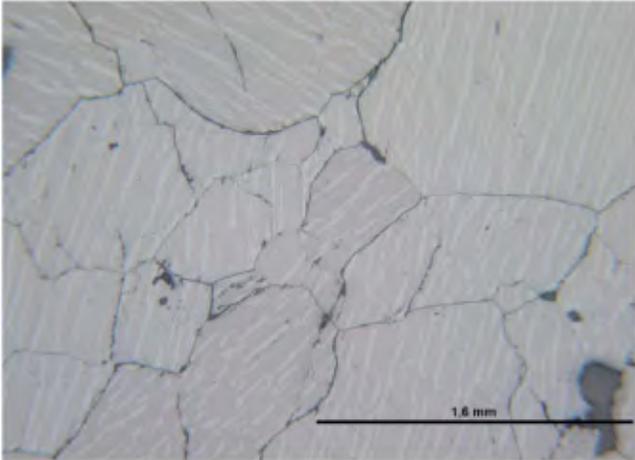


PHOTO 3 - Minéralisation de l'hémo-ilménite granulaire (ilménite contenant des lamelles d'exsolution d'hématite). Gîte du lac Brûlé (n° 7, carte hors-texte). Photomicrographie en lumière réfléchie.

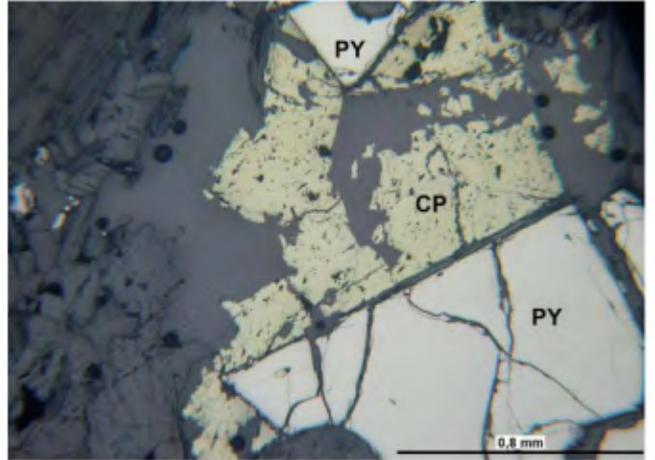


PHOTO 4 - Minéralisation magmatique avec des grains de pyrite (PY), de chalcopryrite (CP) et de pyrrhotite (PO) dans un mélagabbronorite de la Suite de Louis. Indice Anas1 (n° 21, carte hors-texte). Photomicrographie en lumière réfléchie.

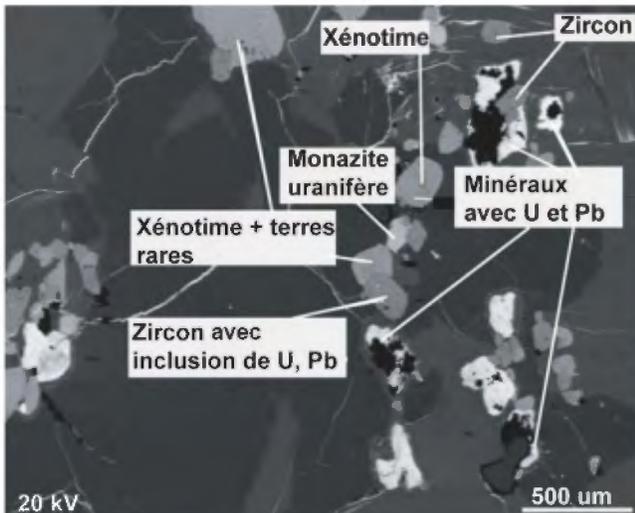


PHOTO 5 - Minéraux radioactifs dans une pegmatite blanche injectée dans le paragneiss du Complexe de Bourdon. Indice Amélie (n° 54, carte hors-texte). Photomicrographie au microscope électronique à balayage (MEB).

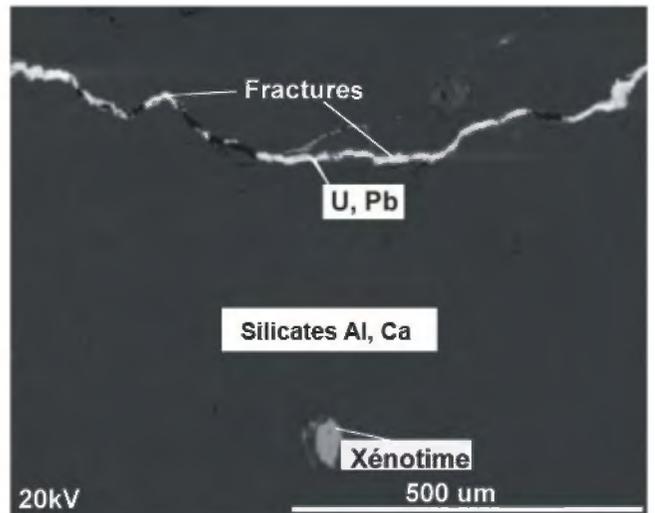


PHOTO 6 - Minéralisation uranifère dans des microfractures avec des grains de xénotime (YPO₄). Indice Amélie (n° 54, carte hors-texte). Photomicrographie au microscope électronique à balayage (MEB).

Résumé

La cartographie du feuillet Baie-Comeau (SNRC 22F) sur la Côte-Nord par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) a commencé en 2004. Après un arrêt d'une année, le MRNF a repris les travaux sur trois autres années (2006 à 2008). L'ensemble des roches cartographiées dans le cadre de ce projet est d'âge protérozoïque et appartient à la ceinture allochtone polycyclique de la Province de Grenville. Ces levés géologiques ont permis de reconnaître plusieurs assemblages lithologiques comprenant des roches felsiques, mafiques, ultramafiques et métasédimentaires. Huit domaines structuraux plus ou moins homogènes ont été définis. Les failles régionales sont nombreuses à travers toute la région et laissent des empreintes typiques dans presque tous les domaines structuraux. La géochronologie a permis de définir sept événements ignés (1500 à 1002 Ma), deux événements sédimentaires (<1491 Ma) et quatre événements métamorphiques (1300 à 950 Ma). Les cartes aéromagnétiques servent à délimiter et à individualiser les assemblages lithologiques de la région. Nous avons reconnu des suites anorthositiques d'âges différents, telles que la Suite plutonique mafique de De La Blache, datée à 1327 Ma; la Suite anorthositique de Vallant, dont l'âge est de 1148 Ma; la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, datée entre 1160 et 1140 Ma; l'Anorthosite de Vanel, datée de 1080 à 1061 Ma; le Massif anorthositique alcalin de Labrieville, âgé de 1010 à 1008 Ma et la Troctolite de Betchie, avec un âge de 1002 Ma. La mise en place de la Mangérite de Joncas à 1247 Ma

constitue un âge géologique moins documenté dans la Province de Grenville. Toutes les lithologies citées ont été injectées entre 1055 et 1016 Ma par des roches intrusives felsiques, telles que la Mangérite d'Alcantara-Dion, la Suite plutonique de Varin, la Suite de Miquelon, la Mangérite de Sabot et la Monzonite de Farmer. Le Complexe de Baie-Comeau s'est mis en place à 1101 Ma. Toutes ces roches reposent structurellement sur un socle gneissique polyphasé constitué du Complexe de Hulot (1434 Ma), localisé dans le nord de la région, et du Complexe gneissique de Cap à l'Est (1391 Ma), situé surtout dans l'ouest de la région. Plusieurs types de minéralisations ont été répertoriés, dont : 1) minéralisations de Fe-Ti dans les gabbro-norites associés ou non aux suites anorthositiques, 2) minéralisations de Fe-Ti-P dans les gabbro-norites (type OAGN); 3) minéralisations de Ni-Cu dans des roches ignées mafiques à ultramafiques; 4) minéralisations de U-Th \pm terres rares dans les leucogranites et les pegmatites; et 5) minéralisations en terres rares dans les pegmatites. Plusieurs sites d'intérêt pour la pierre architecturale ont également été répertoriés. Ces sites se caractérisent par une faible fracturation de la roche et par un bon accès routier. La région est aussi valorisée par des sites enrichis en minéraux industriels comme la silice et la sillimanite. Nous avons répertorié un total de 69 indices pour les minéraux métalliques et non métalliques ayant un intérêt pour l'exploration minière. Plusieurs sites pour la pierre architecturale et les matériaux de construction ont été visités et peuvent être consultés dans la base de données SIGÉOM.

