

RG 2009-01

REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN, (SNRC 22 E): SYNTHESE GEOLOGIQUE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

**Énergie et Ressources
naturelles**

Québec

RG 2009-01

Région du réservoir Pipmuacan,
(SNRC 22E) :
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

Claude Hébert
Otto van Breemen
Anne-Marie Cadieux



Vue satellitaire du réservoir de Pipmuacan.

2009

Québec 

Région du réservoir Pipmuacan, (SNRC 22E) : SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

Claude Hébert¹

Otto van Breemen²

Anne-Marie Cadieux¹

RG 2009-01

Mots clés : Grenville, réservoir Pipmuacan, suites anorthositiques, synthèse géologique, minéralisations Fe-Ti-P

1 - Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

2 - Commission géologique du Canada

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Lecture critique

André Gobeil

Charles Gosselin

Édition

Charles Gosselin

Dessin

Charlotte Grenier

André Tremblay

Graphisme

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 26 janvier 2009.

Résumé

La région du réservoir Pipmuacan est située dans la partie centrale du Grenville. Elle renferme les suites anorthositiques de type AMCG de Lac-Saint-Jean (SALSJ; 1160 à 1135 Ma), de Pipmuacan (SAP; 1082 à 1045 Ma) et de Valin (SAV; 1016 à 1008 Ma). Elle compte aussi quatre phases de magmatisme, de composition intermédiaire à felsique, distinctes des suites AMCG dont : 1) le Complexe gneissique de Rouvray (~1484 Ma); 2) le Complexe gneissique du Cap à l'Est (~1391 Ma) incluant le Granite de De Mun (~1383 Ma); 3) la Suite plutonique de Péribonka (1028 à 1020 Ma); et 4) la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 987 Ma). Finalement, les séquences supracrustales de Saint-Yves (~1371 Ma) et de Saint-Onge (âge indéterminé) correspondent possiblement à deux périodes de sédimentation distincte.

Deux importants systèmes de failles orientées NE-SW et NNE-SSW auraient favorisé la mise en place des roches anorthositiques et des nombreux plutons felsiques à intermédiaires. Les zones de déformation NE-SW sont : les zones de déformation de Saint-Fulgence et de Chute-des-Passes, situées respectivement à la bordure sud-est et nord-ouest de la SALSJ et la Zone de déformation de Pipmuacan qui se situe entre les deux précédentes. Les failles NNE-SSW déplacent en échelon les zones de déformation NE-SW avec un mouvement en décrochement généralement senestre.

La région renferme plusieurs indices de nickel-cuivre, de fer, de titane et d'apatite. On y trouve également un important gisement de wollastonite associé à la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Quelques intrusions granitiques et certains faciès de roches anorthositiques offrent un excellent potentiel pour la pierre architecturale.

En comparant nos observations avec celles d'autres auteurs à travers le Grenville, on constate que dans la partie centrale du Grenville :

- a) Les orthogneiss des complexes gneissiques de Rouvray (~1484 Ma) et du Saguenay (~1506 Ma) sont synchrones à l'accrétion du Terrane de Pinware (1520-1460 Ma).
- b) Les complexes orthogneissiques du Cap à l'Est, du Parc des Laurentides et de la Bostonnais ainsi que la Suite plutonique mafique de De La Blache et les roches volcaniques du Groupe de Montauban sont reliés à un événement magmatique majeur de l'Elsonien précoce (1460 à 1350 Ma) qui a contribué à une part importante de l'édification de la partie centrale du Grenville.
- c) La SALSJ fait partie d'un cortège de masses anorthositiques qui se sont mises en place à travers tout le Grenville à l'Adirondien (1190-1080 Ma).
- d) La Suite anorthositique de Pipmuacan correspond, et de loin, à la phase magmatique la plus importante du grenvillien précoce (1080 à 1045 Ma).
- e) La Suite anorthositique de Valin est un événement de type AMCG exclusif à la partie centrale du Grenville pendant la période de 1016 à 1008 Ma.
- f) La Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 985 Ma) est, dans la région du réservoir Pipmuacan, une manifestation modeste d'une phase de magmatisme alcalin tardigrenvillien beaucoup plus importante et que l'on retrouve dans la partie orientale du Grenville.

TABLE DES MATIÈRES

5

INTRODUCTION	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	7
GÉOLOGIE RÉGIONALE	7
STRATIGRAPHIE.....	8
Les complexes orthogneissiques.....	8
Le Complexe gneissique de Rouvay (mProu).....	8
Le Complexe gneissique du Cap à l'Est (mPcpe).....	11
Le Granite de De Mun (mPmun)	11
Les roches supracrustales	11
La Séquence supracrustale de Saint-Yves (mPyve)	11
La Séquence supracrustale de Saint-Onge (mPong)	11
Le skarn à wollastonite (mPong1).....	11
Les roches calcosilicatées (mPong2).....	12
Les marbres (mPong3)	12
Les quartzites (mPong4).....	13
Les paragneiss (mPong5)	13
Les suites AMCG	13
La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ)	13
Les faciès mafiques et ultramafiques (mPlsj1 à 8).....	13
Particularités régionales	14
Les faciès intermédiaires à felsiques	15
Le Granite de Du Bras (mPbra).....	15
La Charnockite de Patrick Ouest (mPick)	15
La Suite anorthositique de Pipmuacan (SAP).....	17
L'Anorthosite de Vanel (mPnel)	17
La Mangérite de Strike (mPike)	17
La Mangérite de Poulin-de-Courval (mPpdc).....	17
La Monzonite de Pamouscachiou (mPpam)	17
La Monzonite d'Étienniche (mPeti)	18
La Suite anorthositique de Valin (SAV).....	19
L'Anorthosite de Mattawa (mPmtw)	19
Le Massif anorthositique alcalin de Labrieville (mPlab).....	19
La Mangérite de La Hache (mPhae).....	20
La Charnockite de Gouin (mPgou)	20
La Suite plutonique de Péribonka.....	20
Le Granite de La Carpe (mPcar)	20
Le Granite Astra (mPast).....	20
La Monzonite quartzique de Psukè (mPpsu)	20
Le Granite porphyroïde de Menton (mPmen).....	21
La Monzonite de Margane (mPane)	21
La Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes	22
La Syénite de Vénus de Milot (mPven).....	22
Le Granite de Touladi (mPadi)	22
Lithodèmes d'âge inconnu	22
Le Granite de Simon (mPmon).....	22
La Mangérite d'Itomamo (mPito).....	22
La Syénite de Riverin (mPriv).....	23
Le Granite de Jolie (mPjol)	23
Le Granite de Gicopec (mPpec)	23
La Monzonite de Rainette (mPrai)	23
La Mangérite de Bérubé (mPubé; nouveau lithodème)	23
Le Gabbro de Lapointe (mPlap; nouveau lithodème)	23
La Monzonite de Vandal (mPvan; nouveau lithodème)	23

GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	23
Structures pré-grenvillienes	24
Structures syn-grenvillienes	24
Corridors de déformation NE-SW	24
La Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF).....	24
La Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP)	25
La Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP)	26
Failles régionales NNE-SSW	26
Plissemens.....	26
Structures tardi- à post-grenvillienes	27
Structures générées lors de la mise en place de masses intrusives.....	28
LITHOGÉOCHIMIE RÉGIONALE	28
Les plutons de composition intermédiaire à felsique	28
Les roches mafiques et ultramafiques	29
MÉTAMORPHISME.....	29
Métamorphisme régional	29
Métamorphisme de contact.....	30
Métamorphisme et zones de cisaillement	31
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	31
Les sulfures	31
Le nickel et le cuivre associés à la SALSJ.....	31
Le zinc associé aux roches supracrustales	31
Les minéraux industriels.....	34
Les minéralisations Fe-Ti et P	34
Minéralisations associées à la SALSJ	34
Minéralisations associées à la SAP	36
Minéralisations associées à la SAV	36
La wollastonite	36
Le marbre	37
Le quartz	37
Les pierres architecturales et décoratives	37
DISCUSSION.....	37
Géochronologie	38
De 1520 à 1460 Ma (Pinwarien).....	38
De 1460 à 1290 Ma (Elsonien précoce et moyen)	38
De 1290 à 1230 Ma (Elsonien tardif)	39
De 1230 à 1180 Ma (Elzévirien).....	39
De 1180 à 1080 Ma (Adirondien)	39
De 1080 à 1045 Ma (Grenvillien précoce)	42
De 1028 à 974 Ma (Grenvillien moyen à tardif).....	42
Événement de 1028 à 1018 Ma	42
Événement de 1016 à 1008 Ma	42
Événement de 1000 à 974 Ma	42
Âges métamorphiques dans les parties centrales et orientales du Grenville	43
CONCLUSION.....	48
RÉFÉRENCES	48
ANNEXES – Photographies	55
HORS-TEXTE	
Compilation géologique – Réservoir Pipmuacan (échelle 1/250 000)	carte RG 2009-01-C001

INTRODUCTION

La région du réservoir Pipmuacan (22E) occupe la partie centrale de la Province de Grenville et se situe à environ 120 km au nord de la ville de Saguenay (figure 1). Le présent document représente la synthèse et la compilation des travaux de cartographie et de géochronologie réalisés dans les années 60 et 70 et, plus récemment entre 1990 et 2002. Les levés géologiques réalisés par le MRNF entre 1990 et 2002 font suite aux découvertes d'indices de wollastonite en 1989, de nickel et de cuivre en 1995 et 1997, et de fer, de titane et d'apatite en 1997.

De nouvelles datations réalisées par Hébert *et al.* (2005) et van Breemen (2009) ont permis d'établir différentes suites magmatiques régionales, de les comparer d'abord avec celles déjà connues dans la partie centrale du Grenville et ensuite, avec d'autres unités présentes ailleurs dans cette province géologique. Une discussion présente les principaux épisodes géologiques au cours desquels divers événements magmatiques ou sédimentaires ont façonné la Province de Grenville entre 1484 et 987 Ma.

Travaux antérieurs

Les premiers levés géologiques réalisés dans cette région remontent au début des années 1960 au moment de la construction des barrages Bersimis 1 et 2 et la mise en eau du réservoir Pipmuacan. Au milieu des années 60, toute la région a été couverte à l'échelle 1/250 000 par Laurin et Sharma (1975). Suite à la découverte en 1989 d'un gîte important de wollastonite dans la partie sud-ouest de la région (Hébert, 1989), des levés géologiques détaillés ont été réalisés de 1990 à 1992 dans ce secteur. La mise à jour en 1995 et 1997 de minéralisations en apatite (Hébert, 1997) et en cuivre et nickel (Barette, 1997), dans la partie nord de la région, a été suivie de plusieurs levés géologiques en 1998, 1999 et 2001. Finalement, des vérifications et des coupes géologiques ont été réalisées en 2002 dans les secteurs moins connus. La figure 2 présente les différents levés géologiques réalisés aux échelles 1/63 360 et 1/50 000.

Remerciements

Nous tenons à remercier tout d'abord M. André Gobeil pour la lecture critique de ce document et ses judicieux conseils. Nos remerciements vont aussi à l'endroit de tous les géologues et étudiants membres des différentes équipes de cartographie qui ont œuvré de 1990 à 1992 et de 1998 à 2001. Ces personnes sont citées dans les rapports géologiques qui ont été déposés suite aux différentes campagnes de cartographie.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les roches de la région appartiennent à la Province géologique de Grenville (figure 1) et sont d'âge mésoprotérozoïque. Elles occupent la partie centrale du Grenville, où plusieurs ensembles géologiques ont été définis (figure 2). Trois de ces ensembles correspondent à des suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite) et quatre, à des ensembles magmatiques de composition intermédiaire à felsique. La plupart de ces unités s'étendent bien au-delà de la région du réservoir Pipmuacan et occupent une place importante de la partie centrale du Grenville (figure 3).

Les suites AMCG sont : la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ; 1160 à 1135 Ma), la Suite anorthositique de Pipmuacan (SAP; 1082 à 1045 Ma) et la Suite anorthositique de Valin (SAV; 1016 à 1008 Ma; figures 2 et 3). Les quatre ensembles intermédiaires à felsiques comprennent : 1) le Complexe gneissique de Rouvray (~1484 Ma), 2) le Complexe gneissique du Cap à l'Est (~1391 Ma), incluant le Granite de De Mun (~1383 Ma), 3) la Suite plutonique de Péribonka (1028 à 1020 Ma) et 4) la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 987 Ma). La région compte également une dizaine d'autres plutons de composition intermédiaire à felsique d'âge inconnu (figures 2 et 3).

Trois importantes zones de déformation orientées NE-SW affectent la région. Ces zones forment des corridors de largeur kilométrique et peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres (figures 2 et 3). La Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF) se compose de plusieurs failles de chevauchement qui longent la bordure sud-est de la SALSJ (Hébert *et al.*, 1998; Hébert et Lacoste, 1998a, b; Daigneault *et al.*, 1999; figure 3). La Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP) correspond à une faille de chevauchement qui longe la bordure nord-ouest de la SALSJ (Hébert et Beaumier, 2000b). La Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP) est une faille de décrochement généralement dextre et se situe entre les deux précédentes (Hébert 1991, 1999; figure 3). Des failles de décrochement senestre et orientées NNE-SSW recoupent ces trois zones de déformations. Finalement, une série de failles normales tardives, orientées NO-SE et limitées au coin sud-ouest de la région, sont associées à la formation du Graben du Saguenay (figure 3).

Sur le plan économique, la région compte plusieurs minéralisations en nickel-cuivre ainsi qu'en fer, titane et apatite associées aux suites AMCG. Dans la Séquence supracrustale de Saint-Onge (figure 2), on trouve un important gisement de wollastonite et quelques petits indices minéralisés en zinc. Les roches anorthositiques et quelques intrusions granitiques pourraient être exploitées comme pierre architecturale. Enfin, des marbres dolomitiques et un dyke de pegmatite à amazonite offrent également un potentiel comme pierre décorative.

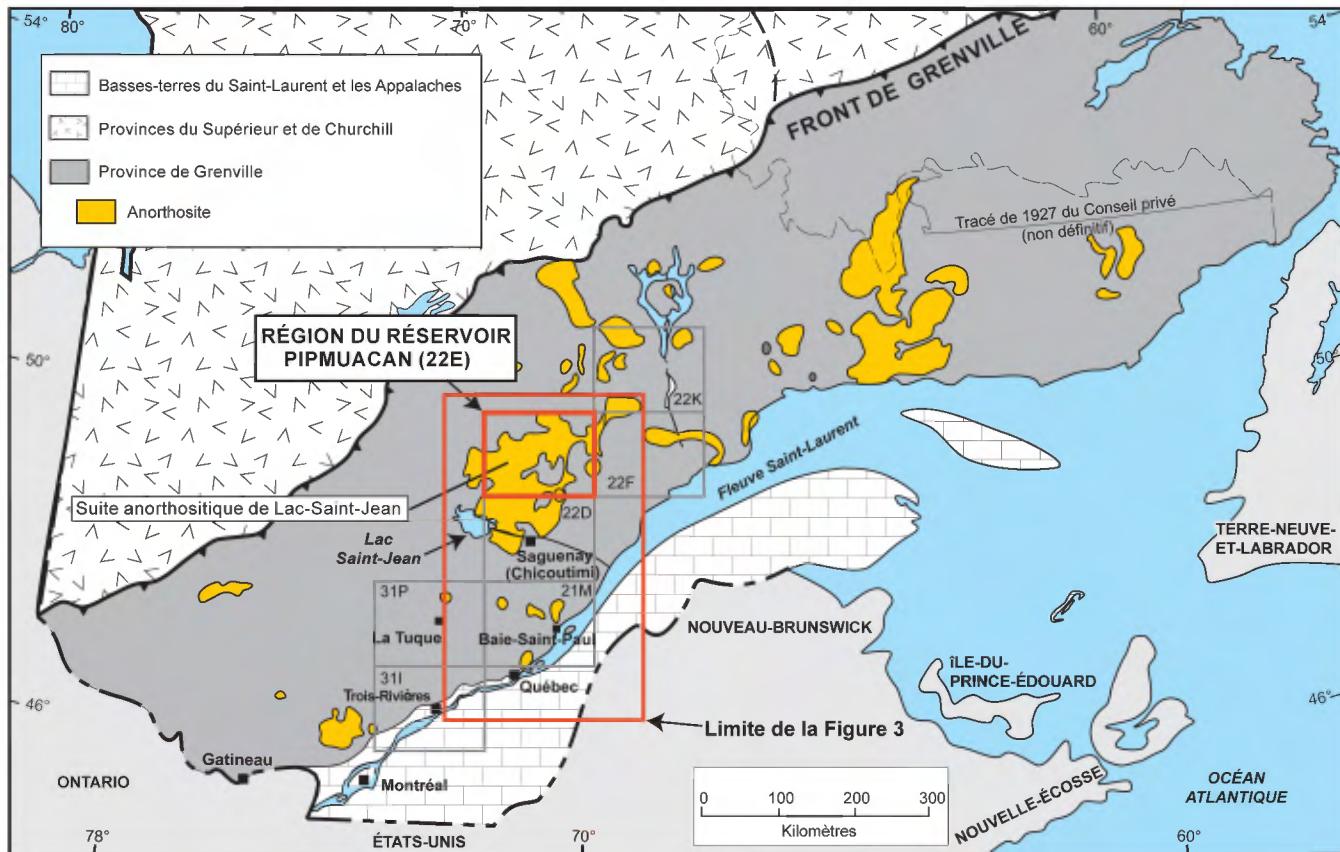


FIGURE 1 – Localisation de la région du réservoir Pipmuacan (22E; présent rapport) à l'intérieur de la Province de Grenville.

STRATIGRAPHIE

La stratigraphie régionale a été définie principalement à partir des relations géochronologiques pouvant être déduites à partir des âges obtenus dans le cadre de cette étude et publiés dans van Breemen (2009) ainsi que d'autres datations présentées à la figure 4.

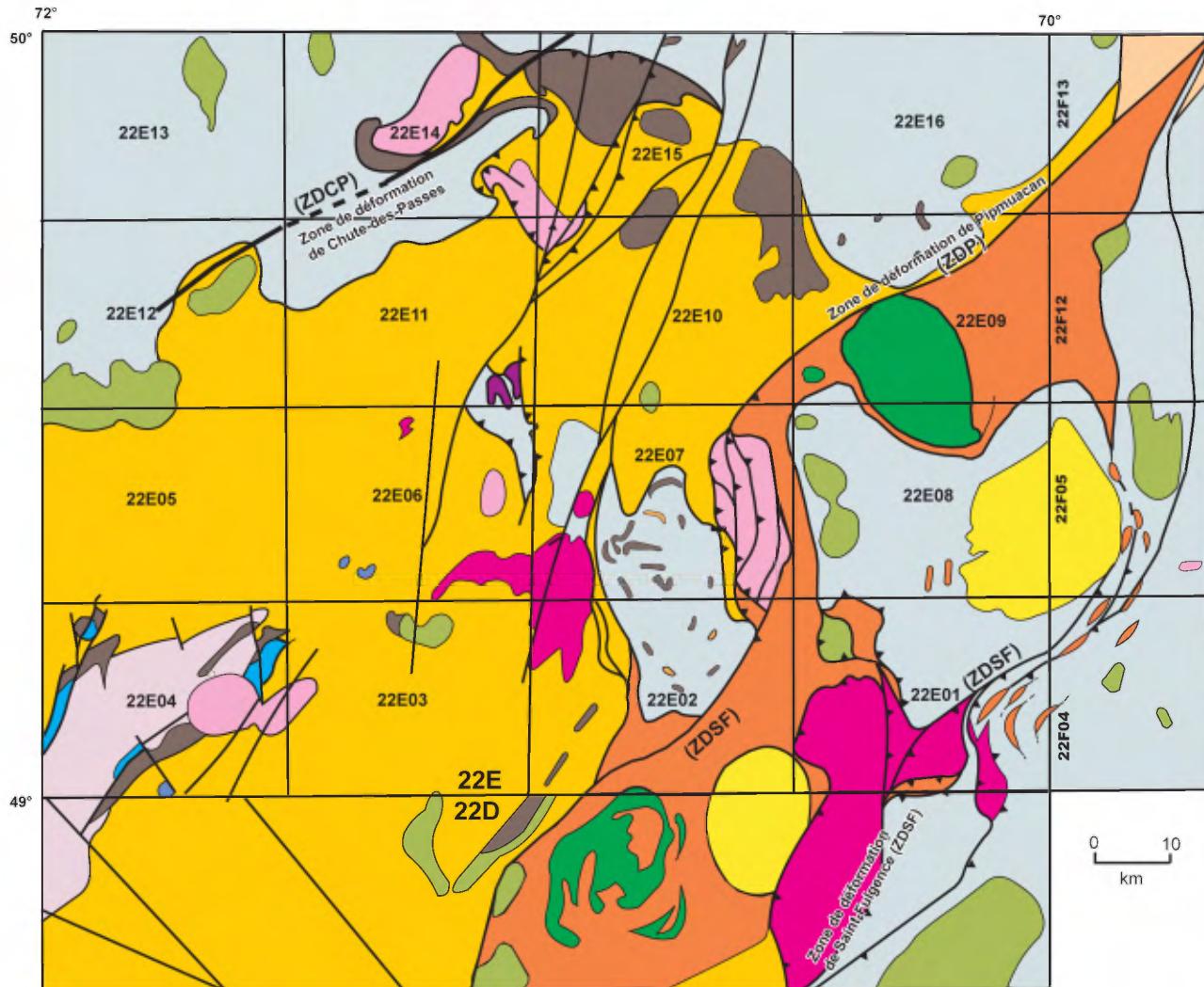
Les complexes orthogneissiques

Le Complexe gneissique de Rouvay (mProu)

Le Complexe gneissique de Rouvay (mProu) a été défini par Hébert et Cadieux (2003). Par la suite, il a été étendu aux roches orthogneissiques et aux gneiss rubanés de la partie nord de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Un âge de 1484 ± 30 Ma a été obtenu sur un échantillon d'orthogneiss mangéritique dans la partie centrale de la région (figure 4; van Breemen, 2009). Dans la région adjacente, au nord-est, Gobeil *et al.* (2002) ont obtenu un âge comparable de $1434 +64/-28$ Ma sur un gneiss tonalitique (enderbite) du Complexe gneissique de Hulot (figure 3). Nous croyons que ce gneiss serait équivalent à celui observé dans le facies mProu2 du Complexe gneissique de Rouvay (carte hors-texte).

Le Complexe gneissique de Rouvay se compose de deux faciès. Le faciès mProu1 occupe le secteur du lac Rouvay et une partie importante du nord de la région. Il est constitué d'orthogneiss granulitique (charnockite et mangérite), de diorite comagmatique, de gneiss granitique et de gneiss quartzofeldspathique. On trouve aussi des lambeaux appartenant à la Séquence supracrustale de Saint-Yves ainsi que des niveaux de diorite à hypersthène amphibolitisée, de gabbronorite, de gabbro et de minces niveaux d'anorthosite.

Les principaux niveaux de diorite à hypersthène (I2Q) et de gabbronorite (I3Q) sont identifiés sur la carte hors-texte et sont concentrés entre les lacs Rouvay et Bergeron. La diorite forme des niveaux souvent boudinés et se présente en relief positif par rapport aux gneiss encaissants. Cette roche est massive, de granulométrie fine à grossière, vert foncé à noir et montre parfois une texture ophitique. L'orthopyroxène est souvent rétrogradé en hornblende et en biotite. L'association exclusive de ces diorites à l'intérieur du faciès mProu1 suggère qu'il s'agit de roches plus vieilles que les suites anorthositiques adjacentes. Elles pourraient représenter des essaims de dykes plissés et démembrés subséquemment à leur mise en place. Ces diorites ont aussi été observées dans les complexes du Cap à l'Est (Hébert et Lacoste, 1998b, c, d) au sud de la région, et de Hulot, dans le feuillet adjacent au nord-est (Gobeil *et al.*, 2003). Dans



Légende

988 - 987 Ma Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes	1160 Ma - 1135 Ma Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean	Lithodèmes d'âge inconnu (identifiés à la figure 4)
Granite de Touladi, Syénite de Vénus de Milot	Gabbronorite et gabbro	Granite de Simon
1016 - 1008 Ma Suite anorthositique de Valin	Anorthosite	Mangérite d'Itomamo
Anorthosite de Mattawa, Massif anorthositique alcalin de Labrieville	Charnockite de Patrick Ouest	Syénite de Riverin
Charnockite de Gouin, Mangérite de La Hache	(> 1160 Ma) Séquence supracrustale de Saint-Onge	Granite de Jolie
1028 Ma - 1018 Ma Suite plutonique de Pérignon	Marbre, roches calcosilicatées, skarn à wollastonite, paragneiss, quartzite, amphibolite	Granite de Gicopec
Granite Astra, Granite de La Carpe, Monzonite quartzique de Psuké, Monzonite de Margane, Granite porphyroïde de Menton, Monzonite de Farmer	1327 ± 16 Ma Suite plutonique mafique de De La Blache	Monzonite de Rainette
1082 Ma - 1045 Ma Suite anorthositique de Pipmuacan	Anorthosite et gabbronorite	Mangérite de Bérubé
Anorthosite de Vanel (1080-1061 Ma)	1484-1371 Ma	Gabbro de Lapointe
Mangérite de Poulin-de-Couval, Monzonite de Pamouscachou, Mangérite de Strike, Monzonite d'Étienne	Granite de De Mun	Monzonite de Vandal
	Complexes gneissiques de Rouvray et du Cap à l'Est	
	Séquence supracrustale de Saint-Yves	
		Faille avec mouvement de chevauchement observé
		Faille

FIGURE 2 – Carte géologique simplifiée de la région du réservoir Pipmuacan (22E) et d'une partie des feuillets limitrophes 22D et 22F. Les levés géologiques réalisés à l'échelle du 1/63 360 ou du 1/50 000 sont : 1) Hébert et Cadieux (2003), feuillets 22E01 et 22E02; 2) Hébert et Cadieux (non publié), feuillets 22E03 et 22E06; 3) Gervais (1993), feuillet 22E04; 4) Kehlenbeck (1970, 1977), feuillet 22E07; 5) Anderson (1962, 1963a), feuillet 22E08; 6) Lacasse (1962), Hocq (1978) et Hébert et Cadieux (non publié), feuillet 22E09; 7) Hébert (2001), feuillet 22E10; 8) Hébert (2002), feuillet 22E11; 9) Hébert et Cadieux (non publié), feuillet 22E12 et partie ouest de 22E14; 10) Hébert et Beaumier (2000b), partie est du feuillet 22E14 et 11) Hébert et Beaumier (2000a), feuillet 22E15.

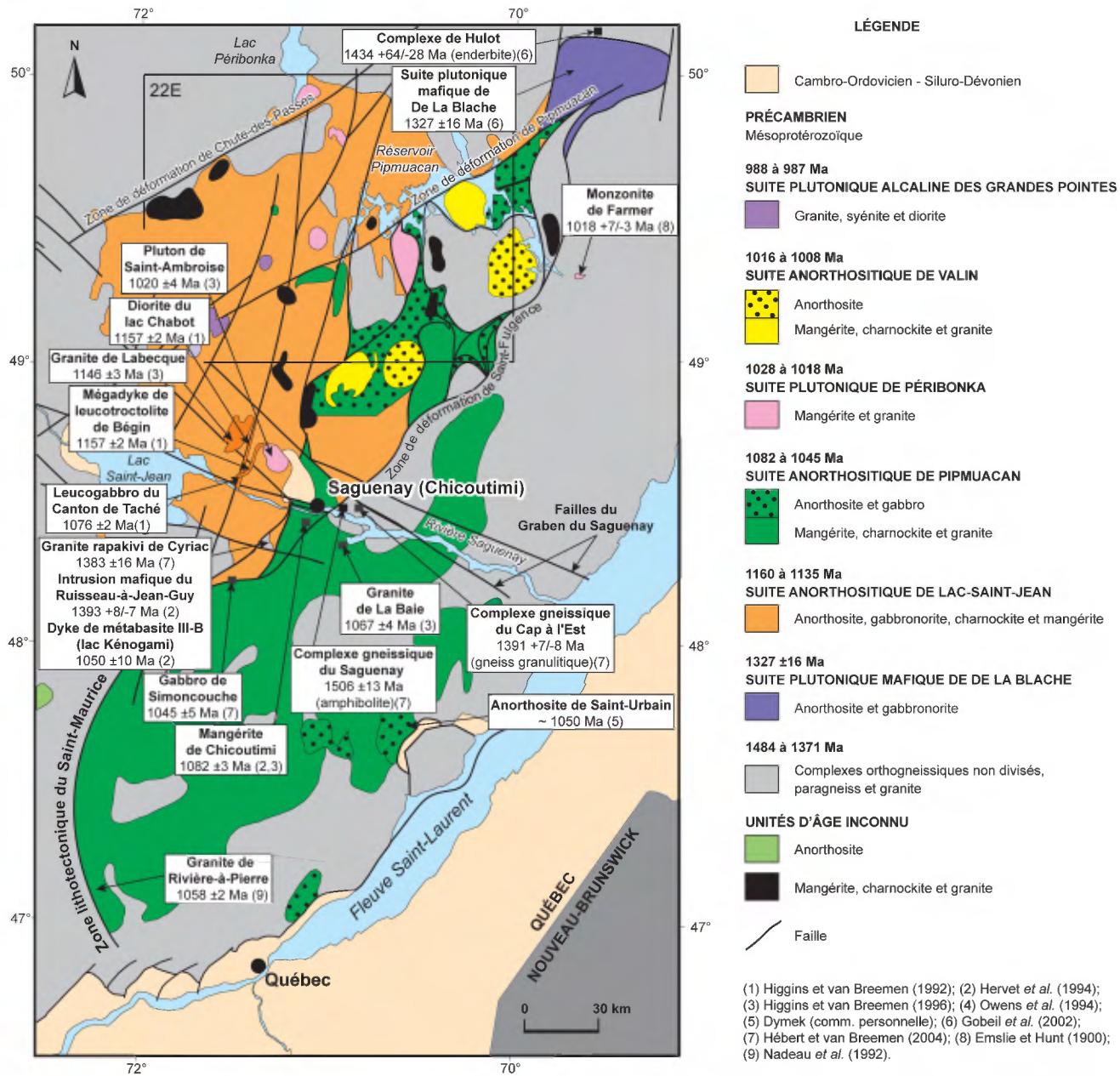


FIGURE 3 – Distribution des principaux ensembles géologiques de la partie centrale de la Province de Grenville. Localisation approximative des échantillons utilisés pour la datation des unités régionales.

ces documents, ces auteurs ont toutefois utilisé le terme général « d'amphibolite » pour désigner ces roches.

Le gabbronorite est de couleur gris foncé, de granulométrie fine à grossière, bien folié et recristallisé. Il montre souvent une texture coronitique où les cœurs d'orthopyroxène sont entourés de grenat almandin. De très minces niveaux métriques d'anorthosite sont observés et accompagnent souvent le gabbronorite. Cette roche est constituée de plagioclase rose de type labradorite et c'est pourquoi nous pensons que les niveaux de gabbronorite et d'anorthosite identifiés dans ce secteur seraient possiblement associés à l'Anorthosite de Vanel.

Des niveaux de gabbro avec ou sans olivine ont été cartographiés à l'intérieur du faciès mProu1 par Kehlenbeck (1977) dans le secteur entourant le lac Rouvray (I3A, carte hors-texte). Nous soupçonnons que parmi ces niveaux il y a des gabbronorites et des diorites à hypersthène. Cependant, cette hypothèse n'a pu être vérifiée et nous avons conservé l'interprétation originale de cet auteur.

Le faciès mProu2 occupe le centre nord, le nord-est et les environs du lac Pamouscachiou (carte hors-texte). Ce faciès est constitué de gneiss grisâtre, plus ou moins rubanés, de composition granodioritique à tonalitique, d'amphibolite et de gneiss granitique. On y trouve de rares lambeaux de gneiss à hornblende et de roches supracrustales (gneiss à

grenat et sillimanite, quartzite et amphibolite) appartenant probablement à la Séquence supracrustale de Saint-Yves (Hébert *et al.*, 1999c; Hébert, 2002). On y trouve également des niveaux de gabbro dans le secteur de la Baie des Hirondelles (carte hors-texte; Hocq, 1978). Finalement, à la limite est de la région, à proximité de la Zone de déformation de Pipmuacan (figure 4), on retrouve deux petites lentilles constituées de gneiss droit, très déformé (unité mProu2a, carte hors-texte).

Le Complexe gneissique du Cap à l'Est (mPcpe)

Le Complexe gneissique du Cap à l'Est (mPcpe) a été décrit dans la région de Chicoutimi par Hébert et Lacoste (1998b, c, d) et daté à $1391 +8/-7$ Ma par Hébert et van Breemen (2004; figure 3). Ce complexe s'étend dans la partie sud-est de la région de Pipmuacan et a été divisé en trois faciès (carte hors-texte). Le faciès mPcpe1 se compose d'orthogneiss granulitique, monzonitique, granitique, granodioritique et syénitique, avec ou sans orthopyroxène. Il renferme des enclaves et/ou des fragments de dykes d'amphibolite (moins de 5 %) et des écrans de roches supracrustales (paragneiss, quartzite, amphibolite et marbre) appartenant au Complexe gneissique du Saguenay (1506 ± 13 Ma, figure 3). Anderson (1962, 1963a) décrit à l'ouest du Massif anorthositique alcalin de Labrieville (figure 4) des gneiss à pyroxène de couleur verdâtre que nous assignons à ce faciès tout comme ceux décrits dans le coin sud-est de la région par Hébert et Cadieux (2003). Ces gneiss entourent à toute fin pratique le Massif anorthositique alcalin de Labrieville et s'étendent vers l'est, dans le feuillet 22F (figure 2; Moukhsil, 2009).

Le faciès mPcpe2 se compose de gneiss à biotite et amphibole, gris, rose et vert, équivalent au faciès précédent mais au faciès métamorphique des amphibolites (Anderson, 1962, 1963a). Ces roches ont également été décrites dans le secteur du lac Bayeuville par Hébert et Cadieux (2003). Le faciès mPcpe3 se compose de gneiss dioritique noir, de granulométrie moyenne à fine. Il affleure sur une superficie restreinte au coin sud-est de la région.

Dans le Complexe du Cap à l'Est, des niveaux de gabbro sont observés à l'ouest du Massif anorthositique alcalin de Labrieville (I3A, carte hors-texte). Selon Anderson (1962) ces roches seraient accompagnées d'anorthosite à plagioclase de type labradorite. Ce type de plagioclase indique qu'elles seraient probablement associées à l'Anorthosite de Vanel puisque le Labrieville se compose uniquement de plagioclase de type andésine.

Le Granite de De Mun (mPmun)

Le Granite de De Mun se situe au centre-ouest de la région (figure 4). Il a été décrit par Hébert *et al.*, (1999b) et Hébert (2002) puis daté par van Breemen (2009) à $1383 +30/-17$ Ma. Ce pluton est composé de granite à hypersthène et de monzonite quartzique et recoupe le

Complexe gneissique de Rouvray. On y observe une foliation primaire affectée par des plis nord-sud plongeant faiblement vers le nord. Ces plis sont d'âge grenvillien et affectent également les anorthosites adjacentes plus jeunes de la SALSJ.

Les roches supracrustales

La Séquence supracrustale de Saint-Yves (mPyve)

La Séquence supracrustale de Saint-Yves désigne des lambeaux constitués de quartzite, de paragneiss à grenat et d'amphibolite observés avec les orthogneiss du Complexe gneissique de Rouvray, dans le secteur du lac Rouvray, par Hébert et Cadieux (2003 et document inédit). Un de ces lambeaux, situé à cinq kilomètres au nord-ouest du lac Rouvray (carte hors-texte), affleure sur près d'un kilomètre de longueur et environ 150 m de largeur. Un échantillon de paragneiss à grenat a été recueilli pour datation. Un âge de 1371 ± 13 Ma a été obtenu à partir d'un seul zircon d'origine ignée présent dans l'échantillon (figure 4). D'autres résultats seraient de toute évidence nécessaires pour confirmer l'âge maximal de l'unité. Nous croyons cependant que ces roches supracrustales seraient probablement beaucoup plus jeunes que les orthogneiss du Complexe gneissique de Rouvray datés à environ 1484 Ma.

La Séquence supracrustale de Saint-Onge (mPong)

Au sud-ouest de la région, Gervais (1993) a cartographié cinq lambeaux de roches supracrustales. Nous avons nommé ces roches « Séquence supracrustale de Saint-Onge », lors de la compilation géologique du feuillet 22E04 en 2007 (carte hors-texte). Ider (1997) et Higgins *et al.* (2002) ont obtenu un âge de 1163 ± 18 Ma sur un échantillon de skarn à wollastonite appartenant à cette séquence. Cet âge correspond à l'âge de cristallisation de la wollastonite; minéral qui a été formé par le métamorphisme de contact lors de la mise en place de la SALSJ (1160 à 1135 Ma) (voir la section « Métamorphisme de contact »). Cet âge indique donc, tout au moins, que cette séquence supracrustale est plus vieille que la SALSJ. Gervais (1993) a subdivisé ces roches supracrustales en cinq unités informelles dont voici une description sommaire.

Le skarn à wollastonite (mPong1)

Un skarn à wollastonite situé au nord du lac aux Grandes Pointes (carte hors-texte) forme une zone plurikilométrique encaissée entre des marbres, à l'est (mPong3) et des roches calcosilicatées, à l'ouest (mPong2). Le skarn contient en moyenne 30 % de wollastonite (Hébert et Jacob, 1995). Il montre un rubanement tectonométamorphique souvent plissé et souligné par l'alternance de rubans de wollastonite et de diopside de 1 à 3 cm d'épaisseur (annexe 1, photo 1). Les rubans de diopside contiennent un peu de wollastonite,

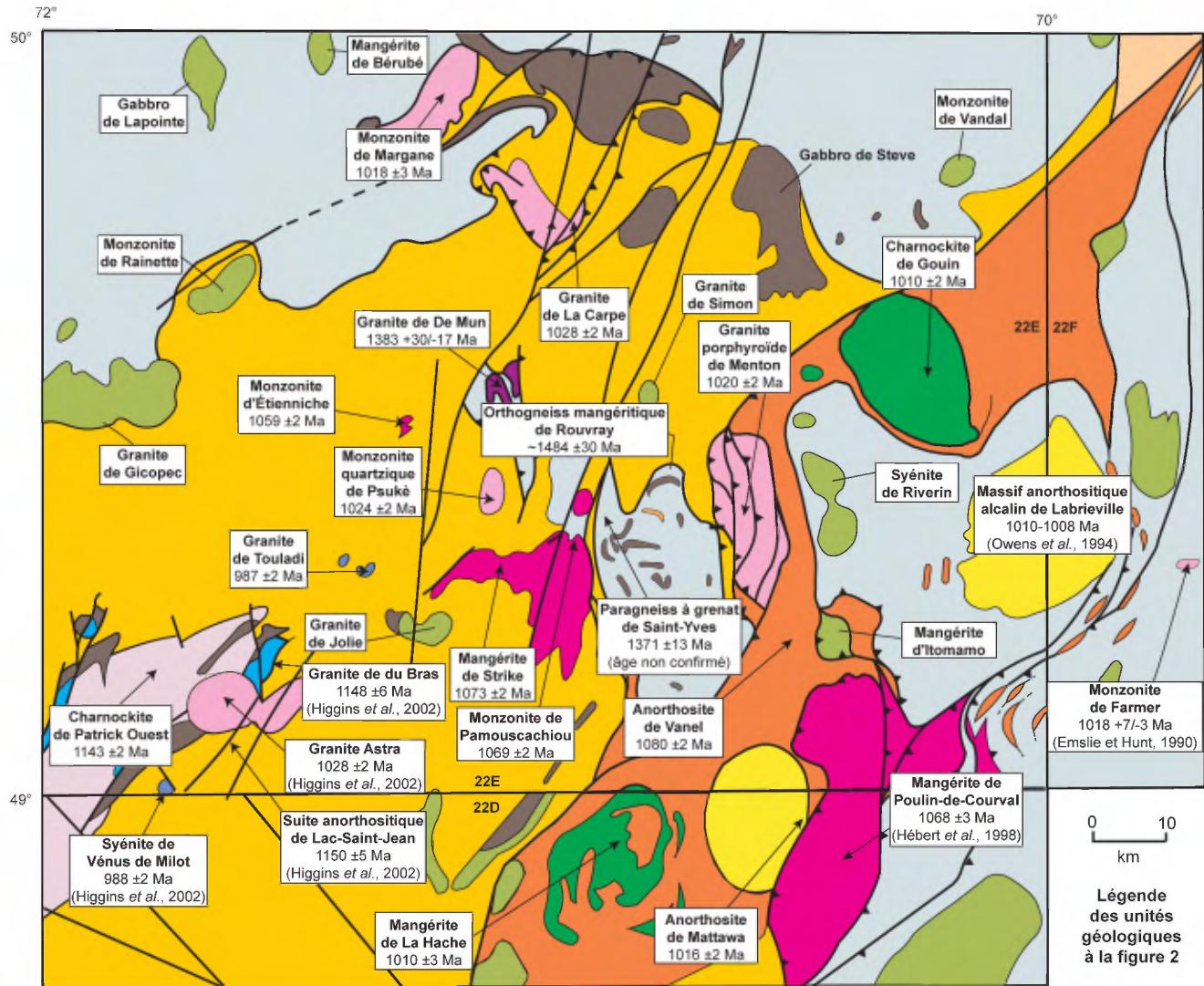


FIGURE 4 – Résultats géochronologiques obtenus dans le cadre de la présente étude et publiés dans van Breemen (2009), de même que ceux provenant d’autres auteurs; les flèches indiquent la position des échantillons. Localisation des lithodèmes d’âge inconnu.

de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz. Mentionnons que de très minces niveaux de skarn à wollastonite ont aussi été observés à environ 20 km plus à l’ouest, dans le secteur des lacs Savard et des Cyprès (Gervais, 1993).

Les roches calcosilicatées (mPong2)

Les roches calcosilicatées affleurent sur des superficies parfois considérables (carte hors-texte). Ce sont des roches de couleur rouille ou chamois et de composition variée, dépendamment de leur contenu en quartz et en feldspath (Gervais, 1993). Le minéral calcosilicaté dominant est le diopside et peut constituer jusqu’à 90 % de la roche. Les roches calcosilicatées alternent avec des niveaux de quelques mètres d’épaisseur constitués de paragneiss calcosilicaté ou de paragneiss quartzfeldspathique à grenat. Elles sont accompagnées, par endroits, de marbre avec ou sans olivine et de quartzite.

Les marbres (mPong3)

Cette unité affleure à plusieurs endroits dans la partie sud-ouest de la région et se présente en niveaux de longueur kilométrique et de largeur décimétrique. Les horizons de marbre les plus importants se situent au nord du lac aux Grandes Pointes (carte hors-texte). Le marbre se compose de près de 95 % de calcite et d’un peu de quartz. Il est de granulométrie moyenne à fine, de couleur généralement blanche et se présente en bancs d’épaisseur métrique. Il peut renfermer par endroits de 25 à 30 % d’olivine dans des niveaux de teinte grisâtre. Lorsque l’olivine est serpentiniisée, le marbre prend alors une teinte jaunâtre ou parfois verdâtre.

Du marbre dolomitique a aussi été observé localement. Au nord du lac aux Grandes Pointes, on trouve un niveau de quelques dizaines de mètres d’épaisseur recoupé par des dykes mafiques et contenant de nombreux fragments d’amphibolite et de roches calcosilicatées. Dans la région

du lac La Capellière (22E12, carte hors-texte), on trouve des marbres calcitiques associés à un peu de marbre à olivine, des amphibolites et des roches calcosilicatées. Ces roches affleurent le long de failles NE-SW qui seraient associées à la Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP). Bien qu'il soit difficile d'établir avec certitude un lien entre ces marbres et ceux de la Séquence supracrustale de Saint-Onge, nous les avons tout de même assignés, avec réserve, à cette unité.

Les quartzites (mPong4)

Les quartzites forment de minces horizons restreints au nord du lac aux Grandes Pointes (carte hors-texte). Ces roches sont gris très pâle à blanc laiteux, de granulométrie très fine et composées à plus de 80 % de quartz. Elles renferment également des petits grains plus ou moins arrondis de feldspath potassique et de plagioclase.

Les paragneiss (mPong5)

L'unité mPong5 affleure à la limite ouest de la région, au sud-ouest du lac de l'Ouest (carte hors-texte). Elle se compose de paragneiss quartzofeldspathique à quartz, feldspath potassique, biotite, hornblende, augite et enstatite, de granulométrie fine et de couleur gris verdâtre. Ces roches sont parfois interlitées avec des niveaux de quartzite, de roches calcosilicatées et localement de marbre.

Les suites AMCG

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ)

La SALSJ constitue la principale masse intrusive de la région et couvre plus de 40 % de la superficie totale. Jadis plus étendue (Laurin et Sharma, 1975), sa superficie a été réduite de façon substantielle en raison de nouvelles données géochronologiques qui ont permis de définir deux nouvelles suites anorthositiques distinctes et plus jeunes que la SALSJ soit : la Suite anorthositique de Pipmuacan (1082 à 1045 Ma; présent rapport) et la Suite anorthositique de Valin (1016 à 1008 Ma) définie par Hébert et van Breemen (2005).

La SALSJ a été divisée en deux grands faciès. Le premier est représenté par les faciès mafiques à ultramafiques et constitue l'essentiel de la SALSJ. Le second, beaucoup moins important, correspond aux faciès de composition intermédiaire à felsique. Il est représenté par le Granite de Du Bras (mPbra) et la Charnockite de Patrick Ouest (mPick).

Les faciès mafiques et ultramafiques (mPlsj1 à 8)

Les différentes lithologies représentées par les faciès mafiques et ultramafiques de la SALSJ sont : l'anorthosite, la leuconorite, la norite, la troctolite, le gabbronorite, le gabbro à olivine, le gabbro, la pyroxénite, la péridotite, la dunite, la

magnétite et la nelsonite. Ces lithologies ont été regroupées en huit unités informelles (mPlsj1 à 8). Mentionnons que les unités mPlsj 2 et 3 constituent, et de loin, les unités les plus importantes de la SALSJ.

L'unité mPlsj1 se compose principalement de gabbronorite, pouvant contenir de minces niveaux de leuconorite coronitique. Le gabbronorite est une lithologie fréquemment associée aux masses anorthositiques. En effet, la présence de franges gabbronoritiques en bordure des masses anorthositiques n'est pas un phénomène rare. Hébert et Cadieux (2003) et Hébert et Lacoste (1998e) ont décrit des niveaux de gabbronorite en bordure de l'Anorthosite de Mattawa tandis que Gobeil *et al.* (2002) en ont observé au nord-est de la région, autour de la Suite plutonique mafique de De La Blache (figure 3).

Dans la région, la plus grande superficie de gabbronorite (mPlsj1) affleure le long de la bordure nord de la SALSJ (carte hors-texte) et d'autres niveaux plus minces se trouvent dans la partie centre-sud de la région. Gervais (1993) décrit dans la région du lac aux Grandes Pointes, des gabbros qui se composent d'une quantité plus élevée d'orthopyroxène par rapport au clinopyroxène. Ces roches semblent donc correspondre à des gabbronorites et ont été assignées à l'unité mPlsj1.

Le gabbronorite est une roche homogène, de granulométrie moyenne, brunâtre à verdâtre ou noire en surface altérée et gris brunâtre ou noire en surface fraîche. Il contient moins de 50 % d'orthopyroxène coronitique. De gros cristaux de pyroxène forment souvent des chapelets étirés parallèlement à la foliation.

L'unité mPlsj2 est la plus importante de la SALSJ (carte hors-texte). Elle se compose d'anorthosite et de leuconorite à plagioclase de type labradorite, mauve, gris clair ou bleuté (voir la section « Particularités régionales »). On y trouve également de rares niveaux de norite, de gabbro, de gabbronorite, de pyroxénite.

L'anorthosite est la roche la plus commune et est composée de plus de 90 % de plagioclase, dont la granulométrie varie de centimétrique à pluridécimétrique, et de moins de 10 % d'orthopyroxène souvent coronitique. La leuconorite est une roche à orthopyroxène coronitique (10 à 35 %) avec de la hornblende et de la biotite (annexe 1, photo 2). Le litage primaire se reconnaît facilement dans les anorthosites et les leuconorites. Il est souvent souligné par l'alternance de niveaux d'anorthosite et de leuconorite de granulométrie variable (annexe 1, photo 3). Les lits individuels ont une épaisseur variant de quelques dizaines de centimètres jusqu'à 2 à 3 mètres. On observe également des niveaux de mélange de magma anorthositique et leuconoritique. Dans ces mélanges, le magma leuconoritique forme parfois des amas plus ou moins ovoïdes que les agents d'érosion altèrent de manière à former un relief négatif par rapport au magma anorthositique qui les entoure.

L'unité mPlsj3 se distingue de l'unité précédente par une proportion beaucoup plus grande de leuconorite (70 %) par

rapport à l'anorthosite (30 %). De plus, nos travaux ont révélé que ces roches sont composées de plagioclase de type andésine contrairement à l'unité mPlsj2 (labradorite). Ces roches à andésine se trouvent essentiellement dans la partie centre-nord de la région (carte hors-texte) et sont souvent enrichies en magnétite titanifère, ilménite et apatite (Cimon et Hébert, 1998; Hébert, 2001; Hébert *et al.*, 2005).

L'unité mPlsj3 compte également des leucotroctolites qui sont, en fait, des leuconorites à olivine. Elles forment des niveaux très minces dans les leuconorites et les norites. L'olivine est toujours séparée du plagioclase par des couronnes successives de pyroxènes, de hornblende et de grenat (coronite).

C'est dans l'unité mPlsj3 que les lithologies ultramafiques sont rencontrées le plus fréquemment, de même que les niveaux de magnétite et de nelsonite. Mentionnons, plus particulièrement, la présence de clinopyroxénite dans la partie nord-est du lac Pamouscachiou (22E10) et d'orthopyroxénite dans le secteur du lac à Paul (22E15). De la périclomite et de la dunite ont été observées dans les forages de Mines d'Or Virginia réalisés dans le secteur du lac à Paul en 1997 (Francoeur, 1998; Archer *et al.*, 1998). Ces roches contiennent fréquemment des concentrations d'oxydes de fer et titane et d'apatite.

La magnétite se présente sous forme de niveaux massifs ou de brèches constitués de magnétite titanifère, d'ilménite et d'apatite. Dans les niveaux massifs, ces minéraux sont de granulométrie moyenne à fine. Dans les brèches, par contre, ils sont souvent de granulométrie grossière et forment une mésostase qui enrobe des fragments d'anorthosite, de leuconorite et de norite ainsi que des cristaux ou fragments de plagioclase et de pyroxène. La nelsonite est une roche composée principalement d'ilménite et d'apatite et d'un peu de magnétite. L'ilménite est gris-noir foncé à noir tandis que l'apatite peut être blanche, jaunâtre ou verdâtre. Les niveaux de nelsonite se situent principalement dans le secteur du lac à Paul où la société Soquem a intersecté par forages, plusieurs horizons (Roy, 2000c; voir la section «Géologie économique»).

L'unité mPlsj4 se retrouve principalement dans la partie sud-ouest de la région. Elle se compose essentiellement de leuconorite avec ou sans gabbro, accompagnée de norite et d'un peu de diorite. On note parfois la présence d'enclaves d'anorthosite.

L'unité mPlsj5 se trouve dans la partie nord-ouest de la région et forme une petite masse de gabbro à olivine et de gabbro (mPlsj5), le long de la bordure ouest du gabbro de Steve (mPlsj6; carte hors-texte). Ce gabbro renferme jusqu'à 35 % d'olivine avec un peu d'orthopyroxène et d'amphibole de composition ferromagnésienne (cummingtonite de type grunérite) ou sodique et ferriphile (katophorite). De minces niveaux de dunite et périclomite à oxydes de fer, titane et à apatite sont aussi observés.

L'unité mPlsj6 aussi connue sous le nom informel de «Gabbro de Steve» forme une masse importante au nord-ouest du réservoir Pipmuacan (figure 4; carte hors-texte). Ce

gabbro constitue un faciès tardif de la SALSJ. Il est massif, à grain moyen, de couleur poivre et sel et composé principalement de clinopyroxène de type augite à ferro-augite et d'un peu d'orthopyroxène généralement microcoronitique. Par endroits, des enclaves d'anorthosite, de leuconorite, de gabbro, de pyroxénite et de roches enrichies en oxydes sont observées. Au sud-est de la masse principale, Hocq (1978) rapporte quelques affleurements de gabbro sur une île du réservoir Pipmuacan, gabbro que nous assignons à cette unité.

L'unité mPlsj7 correspond à une zone de brèche d'origine magmatique qui affleure quelques kilomètres à l'ouest de la partie nord du lac Pamouscachiou (carte hors-texte). Cette brèche est constituée de fragments anguleux d'anorthosite, de leuconorite, de gabbronorite et de mélanorite dans une matrice de leuconorite. Suite à l'étude spécifique de cette brèche, Michaud (2002) propose que l'origine de celle-ci est dûe à la présence d'une chambre magmatique formée à l'intérieur de niveaux de leuconorite déjà consolidée.

D'autres affleurements de brèches magmatiques rencontrés à l'est du lac à Paul (non identifiés sur la carte hors-texte) ont été étudiés par Fredette (2006). L'auteur y décrit des blocs d'anorthosite et de leuconorite fortement recristallisés qui flottent dans une matrice constituée de diorite et de leucogabbronorite disposés en dykes qui se recoupent mutuellement.

L'unité mPlsj8 correspond à un gabbro à enclaves de roches calcosilicatées et de marbre décrit par Gervais (1993) près du lac Alex, dans la partie sud-ouest de la région (carte hors-texte). Ces enclaves peuvent atteindre une longueur de 10 mètres et proviennent de la Séquence supracrustale de Saint-Onge qui affleure à proximité.

Particularités régionales

Les faciès mafiques et ultramafiques de la SALSJ présentent certaines particularités régionales qui permettent de subdiviser la région en deux grands domaines (figure 5). Une énumération sommaire de ces particularités est présentée dans le tableau 1. On note que les domaines est et ouest montrent des différences notables sur le plan des lithologies rencontrées, des textures des roches, de la couleur du plagioclase, des structures et des minéralisations.

Le domaine ouest est dominé à plus de 90 % par l'unité mPlsj2 tandis que le domaine est se compose de plusieurs unités dont les principales sont mPlsj1, mPlsj2, mPlsj3 et mPlsj6.

Sur le plan de la couleur du plagioclase et des textures rencontrées, on note également des variations importantes (figure 5; tableau 1). Lorsque les roches sont peu déformées ou peu recristallisées, comme c'est le cas dans le domaine ouest, le plagioclase est porphyroblastique et sa granulométrie variant de centimétrique à pluridécimétrique. Sa couleur varie alors de mauve à noir brunâtre ou de gris moyen à foncé. Les textures cumulus, protoclastiques en baïonnettes, oïkocristiques (annexe 1, photo 4) et parfois coronitiques

sont bien préservées. Dans le domaine est, les roches sont le plus souvent moyennement à fortement recristallisées. Le processus de recristallisation débute par une phase de polygonisation du plagioclase (annexe 1, photo 5) et par la formation d'une matrice de plagioclase blanchâtre à texture granoblastique. Par la suite, à mesure que le degré de recristallisation augmente, le plagioclase devient bleuté, puis gris clair, et la matrice disparaît. Lorsque qu'il y a déformation, le plagioclase polygonisé prend une texture porphyroclastique et devient blanc opaque, et, par endroits, complètement translucide (tableau 1). Finalement, lorsque celle-ci devient extrême, la roche prend une texture gneissique. Les leuconorites et norites montrent pour leur part un rubanement formé par l'alternance de niveaux blanchâtres de plagioclase polygonisé et de biotite. En ce qui a trait aux minéralisations, les roches anorthositiques du domaine est montrent un enrichissement important en sulfures et en oxydes de Fe-Ti-P par rapport à celles du domaine ouest (voir la section « Géologie économique »).

Les faciès intermédiaires à felsiques

Le Granite de Du Bras (mPbra)

Dans le secteur du lac aux Grandes Pointes, Beisswenger (1992) a donné le nom de Pluton de Du Bras à des granophyres à quartz parfois bleuté affleurant en bordure des lambeaux de la Séquence supracrustale de Saint-Onge

(carte hors-texte). Ces granophyres seraient le résultat de la fusion partielle des paragneiss encaissants lors de la mise en place des roches anorthositiques de cette suite. Plus tard, Ider (1997) et Higgins *et al.* (2002) ont obtenu un âge de 1148 ± 6 Ma (figure 4) sur le granophyre confirmant ainsi son appartenance à la SALSJ (1160 à 1135 Ma). Ces auteurs ont également modifié son appellation pour celui de Granite de Du Bras.

La Charnockite de Patrick Ouest (mPick)

Cette intrusion importante affleure dans le coin sud-ouest de la région, à l'intérieur de la SALSJ (figure 4). Elle a été décrite par Gervais (1993) et datée par van Breemen (2009) à 1143 ± 2 Ma. L'âge obtenu souligne l'appartenance de la SALSJ à une suite AMCG classique. La Charnockite de Patrick Ouest se compose de charnockite et de mangérite. La charnockite a une couleur beige légèrement rosée, en surface fraîche et en surface altérée. Elle est de granulométrie grossière, porphyroïde et à texture rapakivique. Les phénocristaux de feldspath potassique baignent dans une matrice peu abondante de quartz, de feldspath et de biotite, de telle sorte que ces minéraux apparaissent empilés les uns sur les autres. La mangérite affleure dans la partie sud de l'intrusion. Elle est de couleur verdâtre et également porphyroïde. Les phénocristaux de feldspath baignent cependant dans une matrice abondante (> 50 %) contrairement à ceux de la charnockite.

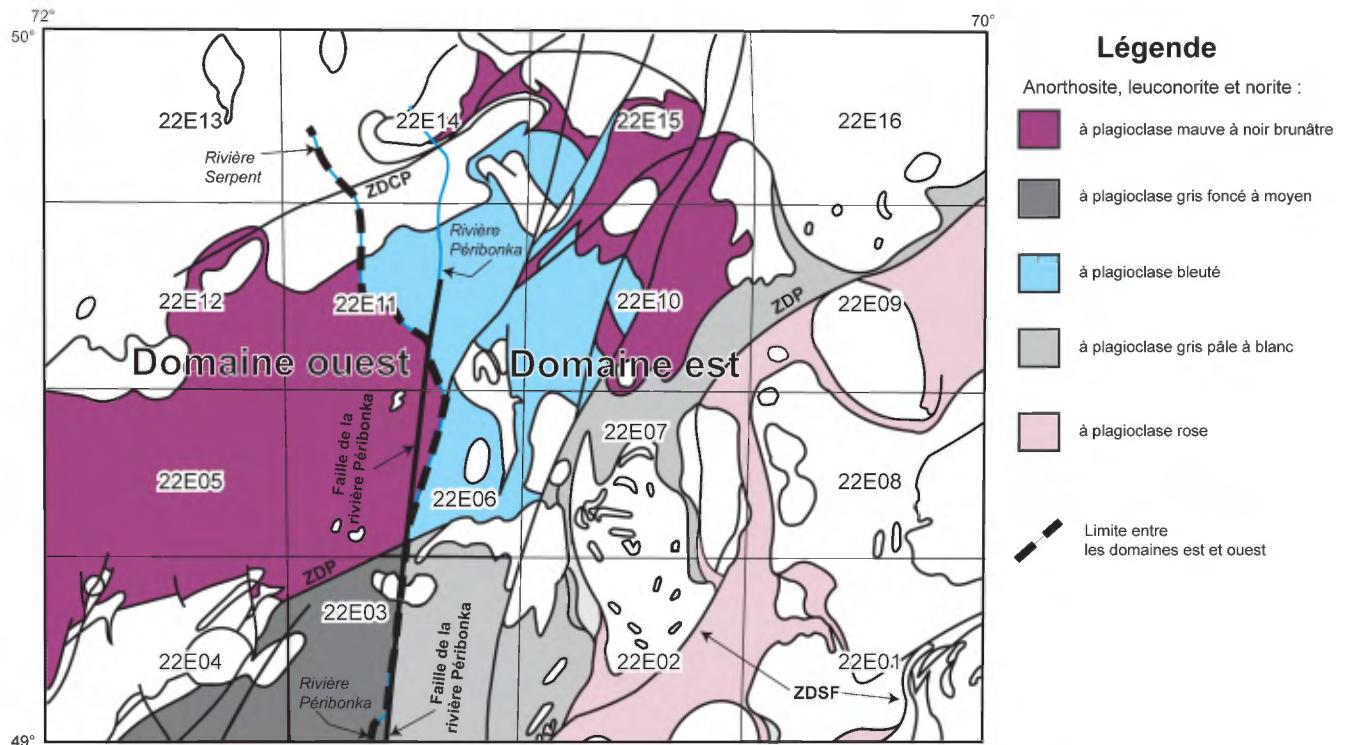


FIGURE 5 – Distribution des couleurs du plagioclase dans les anorthosites, leuconorites et norites de la SALSJ. Le plagioclase rose est restreint à l'Anorthosite de Vanel.

TABLEAU 1 – Principales caractéristiques de la Suite anorthositaire de Lac-Saint-Jean dans les domaines ouest et est de la région du réservoir Pipmuacan (localisation des domaines à la figure 5).

	DOMAINE OUEST	DOMAINE EST
Lithologies	<p>Anorthosite : largement dominante</p> <p>Leuconorite : moins abondante que l'anorthosite</p> <p>Granophyre : restreint à 22E04. Se situe au sommet de la suite anorthositaire et au contact avec les métasédiments de la Séquence supracrustale de Saint-Onge</p> <p>Gabbro, norite, gabbronorite : unités à faible volume et restreintes à 22E04</p> <p>Gabbro à olivine : plutôt rare. Les niveaux les plus importants se trouvent au nord-est de 22E04</p> <p>Troctolite : plutôt rare</p> <p>Pyrroxénite : plutôt rare et en très petits dykes</p>	<p>Anorthosite : plutôt sporadique au nord et dominante au sud. Présente avec de la leuconorite dans la partie centrale du domaine</p> <p>Leuconorite : dominante dans la partie nord et centrale</p> <p>Norite : surtout dans 22E01 sud-ouest, 22E14 et 22E09</p> <p>Gabbromorite : surtout à la bordure nord de la SALSJ</p> <p>Gabbro : masse importante (Gabbro de Steve) ou plus petites masses dans 22E15</p> <p>Gabbro à olivine : quelques intrusions dans 22E15 sud-est et 22E09</p> <p>Troctolite et leucoxénite : surtout dans 22E15, près du Gabbro de Steve</p> <p>Pyroxénite : fréquente dans 22E14, 22E15, 22E10 et 22E09. Enrichie en Fe-Ti</p> <p>Péridolite : observée dans 22E15 seulement. Enrichie en Fe-Ti P</p> <p>Dunite : quelques niveaux dans 22E1 sud-est et 22E09. Enrichie en Fe-Ti-P</p> <p>Magnétite : des niveaux métriques affleurent dans 22E14 et 22E15</p> <p>Nelsonite : plusieurs niveaux dans 22E15. Roche à oxydes de Fe-Ti et apatite</p> <p>Litage localement bien préservé en îlots souvent plissés et démembrés de 0,1 à 3 m d'épaisseur</p>
Textures	<p>Texture cumulus : fréquente et très bien préservée</p> <p>Texture protoclastique : fréquente</p> <p>Texture granoblastique polygonale : rare</p> <p>Texture oïkocrastique : peu abondante</p> <p>Texture coronitique : présente, mais non caractéristique du domaine</p>	<p>Texture cumulus et protoclastique : plutôt rare</p> <p>Texture granoblastique polygonale : fréquente</p> <p>Texture oïkocrastique : assez répandue dans 22E10 sud, 22E07 et 22E02 ouest</p> <p>Texture coronitique : abondante surtout dans 22E02 et 22E15 sud-est</p> <p>Mégacristaux polygonisés : fréquents dans 22E09 en particulier</p> <p>Texture porphyroblastique : abondante dans la partie centrale du domaine</p> <p>Texture gneissique ou greissé droit : restreinte aux failles de chevauchement NE-SW et aux failles de décrochement NNE-SSW</p>
Structure primaire	<p>Plagioclase principalement mauve, parfois brunâtre, rarement verdâtre : au nord de la Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP)</p> <p>Plagioclase gris foncé à moyen : au sud de la ZDP</p>	<p>Plagioclase mauve : uniquement à la limite nord-est de la SALSJ</p> <p>Plagioclase bleuté : abondant dans la partie centrale du domaine</p> <p>Plagioclase gris, gris clair à blanc : abondant au sud et à la limite sud-est du domaine</p> <p>Plagioclase gris, gris clair à blanc : restreint aux zones de faille</p>
Structures	<p>Zone de déformation de Pipmuacan : faille NE-SW en décrochement dextre, parfois sénestre. Bien définie dans la partie sud-ouest de la région</p> <p>Failles NNE-SSW : en chevauchement et en décrochement sénestre. Plutôt rares et de faible envergure</p> <p>Failles normales : structures tardives orientées NW-SE et associées à la formation du Graben du Saguenay</p>	<p>Zone de déformation de Pipmuacan : faille NE-SW en décrochement dextre, parfois sénestre. Très bien délimitée dans la partie nord-est du domaine, mais difficile à poursuivre vers le sud-ouest</p> <p>Zone de déformation de Saint-Fulgence : faille NE-SW, à mouvement inverse dextre-oblique. Le segment principal longe le contact est de la SALSJ et de l'Anorthosite de Vanel</p> <p>Zone de déformation de Chute-des-Passes : faille NE-SW en chevauchement. La SALSJ chevauche les gneiss du socle au nord</p> <p>Chevauchements vers le NW et vers le nord : caractérisent le domaine</p> <p>Failles NNE-SSW : généralement en décrochement sénestre</p> <p>Les failles NE-SW et NNE-SSW forment un patron de failles anastomosées</p>
Oxydes et sulfures	<p>Absence de sulfures et oxydes, sauf dans le feuillet 32H08, à l'ouest du feuillet 22E05, où se trouve le gîte de McNickel (Clark et Hébert, 1998; réserves de 5,85 Mt à 0,209 % Ni, 0,106 % Cu et 0,029 % Co)</p>	<p>Teneurs économiques en Ni-Cu, en Fe-Ti et Fe-Ti-P concentrées au nord ainsi qu'à la limite sud-est du domaine (voir figure 16). Anorthosite, leuconorite et norite à apatite particulièrement abondantes au nord</p>

La Suite anorthositique de Pipmuacan (SAP)

Les datations isotopiques réalisées au cours de ce projet (van Breemen, 2009) ont permis de définir un événement magmatique de type AMCG qui a eu lieu environ 50 millions d'années après la mise en place de la SALSJ : la Suite anorthositique de Pipmuacan (SAP). Cinq unités ont été définies à l'intérieur de cette suite, soit : l'Anorthosite de Vanel, la Mangérite de Strike, la Monzonite de Pamouscachiou, la Mangérite de Poulin-de-Courval et la Monzonite d'Étienniche. L'ensemble de ces intrusions s'est mis en place entre 1080 et 1059 Ma.

L'Anorthosite de Vanel (mPnel)

Un âge de 1080 ± 2 Ma a été obtenu par van Breemen, (2009; figure 4), sur une roche anorthositique alors considérée comme appartenant à la SALSJ. Cet âge a permis de définir l'Anorthosite de Vanel et de repousser de plus de 20 km vers l'ouest la limite antérieure de la SALSJ (voir figure 28, page 83, dans Hocq *et al.*, 1994). L'Anorthosite de Vanel est constituée d'anorthosite, de leuconorite et de norite qui se distinguent de la SALSJ par la couleur rose du plagioclase (figure 5) et une texture coronitique nettement plus présente. La composition du plagioclase est généralement du type labradorite tout comme l'unité mPlsj2 de la SALSJ. On trouve également des anorthositiques à plagioclase de type andésine et enrichies en apatite similaires à celles de l'unité mPlsj3. Morin (1969) a aussi décrit des copeaux d'anorthosite à plagioclase rose de type labradorite et andésine (An₆₁ à An₄₇) à l'est du Massif anorthositique alcalin de Labrieville dans le feuillet 22F (figure 4). La composition de ces plagioclases nous permet d'assigner ces lambeaux à l'Anorthosite de Vanel.

L'Anorthosite de Vanel a été subdivisée en deux grandes unités. L'unité mPnel2 est constituée presque exclusivement d'anorthosite et de leuconorite à plagioclase rose. Par endroits, on observe des mélanges coalescents de magmas anorthositiques et leuconoritiques (annexe 1, photo 6). L'unité mPnel1 a été divisée en plusieurs faciès (mPnel1a à 1f). Le faciès mPnel1a est le faciès principal et constitue la majeure partie de l'unité (carte hors-texte). Il se compose de leuconorite, d'anorthosite, de leucotroctolite, de norite et de gabbronorite, à texture coronitique et à plagioclase rose. On y trouve également des niveaux de roches de composition intermédiaire, mafique et ultramafique, enrichies en oxydes de Fe, Ti, P. Les autres faciès sont restreints et se présentent sous forme de lentilles de dimension réduite à l'intérieur du faciès principal : le faciès mPnel1b se compose de leuconorite et de norite gneissiques; le faciès mPnel1c, de troctolite et d'anorthosite à olivine; le faciès mPnel1d, de norite, de diorite et d'un peu de leuconorite; le faciès mPnel1e, de ferrogabbro à olivine; et le faciès mPnel1f, de gabbronorite à oxydes de Fe, Ti, P.

La Mangérite de Strike (mPike)

La Mangérite de Strike affleure au centre de la région immédiatement à l'est de la rivière Péribonka et a rendu un âge de 1073 ± 2 Ma (figure 4; carte hors-texte). Ce pluton est constitué de mangérite avec de rares niveaux de diorite et contient des enclaves d'anorthosite appartenant à la SALSJ. La mangérite est verdâtre en surface fraîche, de granulométrie moyenne à grossière et renferme localement des phénocristaux de feldspath parfois rapakiviques. Ces phénocristaux donnent à la roche une texture oeillée à porphyroclastique lorsque celle-ci est déformée. Les niveaux de diorite sont d'épaisseur métrique et de longueur décamétrique. La roche est noire, de granulométrie moyenne à fine avec, par endroits, des phénocristaux de feldspath identiques à ceux de la mangérite; suggérant ainsi qu'il s'agit d'une phase comagmatique.

La Mangérite de Poulin-de-Courval (mPpdc)

La Mangérite de Poulin-de-Courval affleure dans la partie sud-est de la région et s'étend vers le sud dans la région voisine où un âge de 1068 ± 3 Ma a été déterminé (Hébert *et al.*, 1998b; figure 4). Cette intrusion se compose de mangérite (mPpdc3c), de charnockite (mPpdc3b) et de granite (mPpdc3a). La mangérite et la charnockite sont respectivement verte et rose. Elles sont constituées de feldspath rapakivique leur donnant un aspect oeillé, lorsque déformées. Le granite est rose, à grain fin et dépourvu d'orthopyroxène.

Des niveaux lenticulaires de mangérite (I2O) et de jotunite (I2P) sont rencontrés à l'ouest de la Mangérite de Poulin-de-Courval, à l'intérieur du faciès mPnel1a de l'Anorthosite de Vanel (carte hors-texte). Ces roches n'ont pas encore été assignées à une unité formelle. Toutefois, elles seraient possiblement reliées à la Mangérite de Poulin-de-Courval. En effet, Hébert et Lacoste (1998c) ont observé des niveaux de jotunite dans la partie sud de ce pluton.

La Monzonite de Pamouscachiou (mPpam)

La Monzonite de Pamouscachiou est contigüe à la Mangérite de Strike, au centre de la région, immédiatement à l'ouest de la rivière Péribonka et a livré un âge de 1069 ± 2 Ma (figure 4; carte hors-texte). Cette masse intrusive a été subdivisée en trois unités : l'unité mPpam1 se compose de monzonite quartzique et de monzonite, oeillées, l'unité mPpam2, de diorite et l'unité mPpam3 correspond à une brèche intrusive tectonisée.

Les roches de l'unité mPpam1 sont de teinte rosée et composées de phénocristaux de 1 à 3 centimètres de feldspath potassique, mésoperthitique et à texture rapakivique, baignant dans une mésostase de microcline, d'oligoclase, de quartz, de hornblende et de biotite. Une foliation bien

développée est à l'origine d'une texture oeillée omniprésente. L'unité contient également un quantité importante d'enclaves d'anorthosite, fortement déformées. Mentionnons que la monzonite est recoupée par de nombreux dykes de syénite à allanite radioactive de largeur décimétrique.

L'unité mPpam2 est constituée d'une diorite à grain moyen et à phénocristaux de feldspath potassique identiques à ceux observés dans l'unité mPpam1. De plus, ces roches se présentent en contact graduel avec celles de l'unité mPpam1, ce qui souligne leur origine comagmatique.

L'unité mPpam3 correspond à une brèche intrusive tectonisée rencontrée à l'est de l'unité principale mPpam1. Cette brèche est assignée à la Monzonite de Pamouscachio et se compose de fragments d'anorthosite anguleux et/ou étirés à l'intérieur d'une matrice de composition dioritique.

La Monzonite d'Étienniche (mPeti)

La Monzonite d'Étienniche est une petite intrusion d'à peine quelques kilomètres de diamètre à l'est du lac Étienniche et datée à 1059 ± 2 Ma (figure 4; carte hors-texte). Il s'agit d'une roche massive, de granulométrie grossière, beige rosé en surface altérée et verdâtre en surface fraîche. Elle est composée de phénocristaux de feldspath potassique parfois rapakivique et de pyroxène plus ou moins transformé en hornblende et biotite. Elle renferme également des enclaves d'anorthosite appartenant à la SALSJ.

Une anomalie magnétique positive d'importance est associée à la Monzonite d'Étienniche (figure 6). Son étendue considérable laisse croire que seule la partie sommitale de cette intrusion serait visible. Deux autres anomalies

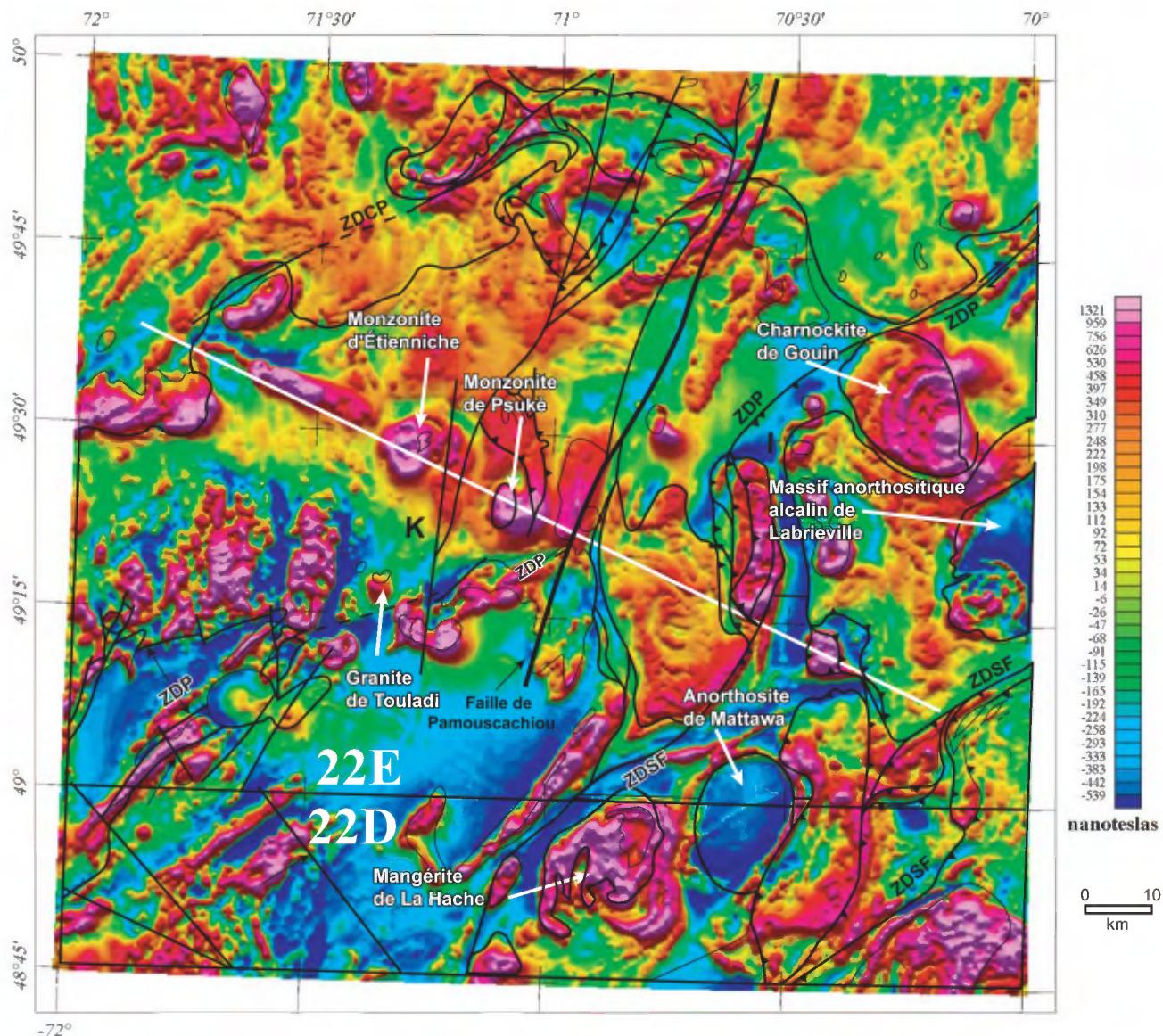


FIGURE 6 – Carte du champ magnétique total résiduel ombragé de la région. Localisation de certaines masses plutoniques ayant une signature aéromagnétique caractéristique.

magnétiques sont présentes dans ce secteur. La première, au sud-est, correspond à la Monzonite quartzique de Psukè (figure 6) tandis que celle au nord-ouest n'est pas expliquée en raison d'un manque d'affleurement. Cette dernière correspond sans doute à la présence d'un pluton de composition felsique à intermédiaire comme c'est souvent le cas dans la région. Mentionnons que ces trois anomalies sont alignées le long d'un linéament orienté NW-SE qui traverse complètement la SALSJ (figure 6).

La Suite anorthositique de Valin (SAV)

Cette suite AMCG (Hébert *et al.*, 2005) est constituée de quatre unités que l'on retrouve dans la partie sud-est de la région : l'Anorthosite de Mattawa, le Massif anorthositique alcalin de Labrieville; la Mangérite de La Hache et la Charnockite de Gouin (figure 4). Ces intrusions se sont mises en place durant une période se situant entre 1016 et 1008 Ma.

L'Anorthosite de Mattawa (mPmtw)

Cette intrusion est située au sud de la région et un âge de 1016 ± 2 Ma a été obtenu à partir d'un échantillon de gabbronorite assigné à cette unité et provenant de sa zone périphérique (Hébert *et al.*, 2005; figure 4). Ce pluton de forme circulaire est associé à une anomalie négative prononcée (figure 6). D'après Anderson (1963b), Goldsmith (1963) a été le premier à reconnaître cette anorthosite à andésine. Par la suite, Owens et Dymek (1998) ont réalisé des travaux sur la chimie de ces roches.

Le cœur de l'Anorthosite de Mattawa se compose d'anorthosite mégaporphyrique et porphyroclastique, à plagioclase rose avec de rares niveaux de leuconorite.

Le plagioclase des anorthosites et des leuconorites est antiperthitique, généralement blanchâtre et parfois rougeâtre en surface altérée. En surface fraîche, la couleur des phénocristaux varie de mauve, à gris ou vert, tout en ayant toujours une teinte rosée. Ces cristaux reposent les uns sur les autres ou encore, baignent dans une mésostase rose constituée de plagioclase granoblastique à granulométrie moyenne à fine. Les minéraux ferromagnésiens sont très rares et se composent de pyroxène et de biotite. Des amas et des lentilles d'hémo-ilménite disséminée, de dimension centimétrique à décimétrique sont aussi observés localement. Dans l'anorthosite, le litage primaire n'est pas très bien défini. On y distingue toutefois une foliation minérale primaire formant un patron concentrique avec un pendage vers l'extérieur du pluton, ce qui suggère une mise en place diapirique.

L'Anorthosite de Mattawa contient aussi du gabbronorite qui se présente sous forme de niveaux concordant le long de la bordure du pluton ou encore, en filons-couche ou dykes à l'extérieur de la masse principale (Hébert *et al.*, 2005; Hébert et Cadieux, 2003; Hébert et Lacoste 1998e; Hébert, 2008). Les niveaux de gabbronorite sont de largeur

et de longueur décamétrique et plus rarement, kilométrique. Ils montrent par endroits du litage primaire ainsi que des fractures de refroidissement (annexe 2, photo 7). Le gabbronorite est presque toujours enrichi en hémo-ilménite, magnétite et apatite et des niveaux massifs de nelsonite sont aussi présents. Mentionnons que d'importantes lentilles d'hémo-ilménite massive sont aussi rencontrées à quelques kilomètres au nord du pluton de Mattawa, à l'intérieur de l'Anorthosite de Vanel et identifiées avec l'abréviation I4Za sur la carte hors-texte. Ces dernières sont associées à des horizons de roches ultramafiques et de gabbronorite que l'on croit reliés au Mattawa.

Le Massif anorthositique alcalin de Labrieville (mPlab)

Cette masse anorthositique, de forme plus ou moins circulaire, se situe à la limite est de la région (figure 4). À l'origine, Anderson (1962, 1963b) lui attribue le nom de Massif anorthositique du Lac Brûlé et le subdivise en deux faciès : le Dôme du lac Brûlé et le Complexe de Sault-aux-Cochons. Par la suite, Anderson (1966) modifie le nom de ce massif pour celui de l'Anorthosite de Labrieville. Owens *et al.* (1994) obtiennent un âge de 1010 ± 2 Ma sur un leuco-gabbro et un âge de 1008 ± 2 Ma sur un dyke de jotunite provenant tous les deux du faciès du Dôme du lac Brûlé. Plus tard, Owens et Dymek (2001) suggèrent l'utilisation du terme Massif alcalin de Labrieville pour désigner uniquement les roches du Dôme du lac Brûlé car ils considèrent que le Complexe de Sault-aux-Cochons représente une intrusion distincte du massif et serait du même type que la Charnockite de Gouin décrite par Hocq (1998; figure 4). Toutefois, ni Anderson (1962 et 1963b), ni Owens et Dymek (2001) n'ont pu tracer la limite précise entre le dôme et le complexe. De plus, comme le Complexe de Sault-aux-Cochons est en fait constitué en grande partie de la même anorthosite porphyrique qui forme la bordure du dôme (mPlab4; carte hors-texte), nous suggérons d'abandonner les termes Dôme du lac Brûlé et Complexe de Sault-aux-Cochons et de ne conserver que celui de Massif anorthositique alcalin de Labrieville.

Le Massif anorthositique alcalin de Labrieville a été divisé en sept faciès informels de composition mafique à intermédiaire (carte hors-texte). Le faciès dominant est une anorthosite stratifiée à plagioclase rosé ou mauve de type andésine, avec un peu de norite et de leuconorite (mPlab1). En bordure, on observe une anorthosite porphyrique (mPlab4) et une mince bande d'anorthosite schisteuse (mPlab2).

Dans la partie sud-ouest du massif, secteur assigné auparavant au Complexe de Sault-aux-Cochons, on observe des niveaux concentriques formés de syénite (mPlab5 et 6), d'anorthosite porphyrique (mPlab4), d'anorthosite gabbroïque (mPbla3) et d'anorthosite schisteuse (mPlab2) à andésine. Des lentilles de gabbronorite à magnétite, hémo-ilménite et apatite (mPlab7) sont également présentes. Finalement, Anderson (1962, 1963b) y décrit une grande enclave d'anorthosite à plagioclase rosé de type labradorite que nous

assignons maintenant au faciès mPnel2 de l'Anorthosite de Vanel (carte hors-texte).

La Mangérite de La Hache (mPhae)

La Mangérite de La Hache (antérieurement nommée Monzonite de La Hache dans Hébert *et al.*, 2005) affleure sur une très petite superficie, à la limite sud de la région (figure 4). Sa masse principale se trouve plus au sud, dans la région de Chicoutimi, où un âge de 1010 ± 3 Ma a été obtenu (Hébert *et al.*, 2005). Ce pluton est constitué de mangérite, d'un peu de granite et de niveaux de gabbronorite. Il produit sur la carte magnétique une forte anomalie positive montrant des structures internes concentriques (figure 6). D'importantes minéralisations en oxydes de fer et titane et en apatite ont été mises à jour dans cette intrusion (voir la section « Géologie économique »).

La Charnockite de Gouin (mPgou)

Ce pluton est situé dans la partie centre-est de la région et a donné un âge de 1010 ± 2 Ma (Hébert *et al.*, 2005; figure 4). Hocq (1978) le décrit comme « *une masse intrusive granitoïde différenciée dont les diverses couches successives seraient enroulées de façon concentrique autour d'une zone axiale située dans le secteur sud-est du pluton* ». La signature aéromagnétique de ce pluton dévoile d'ailleurs ces niveaux successifs (figure 6). Il mentionne également que l'attitude de la foliation magmatique décrit la forme d'un cône aplati selon un axe NW-SE et dont l'apex plonge vers le sud-est (Hocq, 1978, 1999).

La Charnockite de Gouin est représentée par 5 assemblages ou faciès informels (mPgou1 à 5).

Le faciès mPgou1 est le plus important. Il est constitué de charnockite et de mangérite plus ou moins quartzifère. Le faciès mPgou2 affleure sous forme de grandes lentilles de forme arquée et concentrique à l'intérieur du faciès mPgou1. Il est constitué de leucogranite et de charnockite quartzitique. Le faciès mPgou3 est composé de lithologies variées de composition felsique à intermédiaire. On y trouve, selon l'endroit, de la mangérite bien rubanée et plus rarement oeilée, de la mangérite avec de la jotunite non rubanée, de la mangérite avec de la charnockite et de la jotunite ou simplement, de la jotunite. Le faciès mPgou4 affleure à l'écart, à quelques kilomètres à l'ouest du pluton principal (carte hors-texte). Il est constitué de diorite et d'un peu d'opdalite. Dans la partie sud-est de la masse principale, on retrouve le faciès mPgou5 qui est constitué de diorite et de ferrodiorite.

La Suite plutonique de Péribonka

La Suite plutonique de Péribonka regroupe cinq plutons de composition intermédiaire à felsique qui recoupent la SALSJ soit : le Granite de La Carpe, le Granite Astra, la

Monzonite quartzique de Psukè, le Granite porphyroïde de Menton et la Monzonite de Margane. Ces intrusions se sont mises en place entre 1028 et 1018 Ma.

Le Granite de La Carpe (mPcar)

Le Granite de La Carpe (Hébert, 2000) est situé dans la partie centre-nord de la région (figure 4). Van Breemen (2009) a obtenu un âge de 1028 ± 2 Ma à partir d'un échantillon de granite provenant d'un copeau exhumé le long de la Faille du lac à Paul (figure 7). Cette intrusion est constituée de granite et de monzonite plus ou moins quartzique avec quelques niveaux métriques de diorite gabbroïque. La présence d'hypersthène, partiellement ou entièrement transformée en hornblende et biotite, suggère que ces roches étaient à l'origine charnockitiques. Le granite est de granulométrie moyenne, beige rosé en surface altérée et rose en surface fraîche. La monzonite est homogène, de granulométrie moyenne, brun chamois en surface altérée et beige brunâtre à verdâtre en surface fraîche. La diorite gabbroïque est noire, de granulométrie fine et contient, ici et là, des phénocristaux de feldspath potassique. Ces cristaux sont toutefois plus abondants à proximité du contact avec le granite ou la monzonite, ce qui suggère une affinité comagmatique. On trouve également dans le Granite de La Carpe des enclaves d'anorthosite appartenant à la SALSJ.

Le Granite Astra (mPast)

Le Granite Astra est situé dans la partie sud-ouest de la région où il a été décrit et nommé par Gervais (1993; figure 4). Ce granite, non déformé et peu folié, a donné un âge de 1028 ± 2 Ma (Ider, 1997; Higgins *et al.*, 2002; figure 4). Ces auteurs ont également obtenu un âge similaire sur un dyke de pegmatite à amazonite (Gervais, 1993) vraisemblablement associé à ce granite et recoupant les marbres de la Séquence supracrustale de Saint-Onge.

Le Granite Astra forme deux lobes contigus constitués de granite à grain grossier, rose, tacheté de noir (biotite) et à feldspath souvent rapakivique. Cette intrusion s'est mise en place dans la Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP) et est recoupée par la zone de failles du lac à Dîner (figure 7).

La Monzonite quartzique de Psukè (mPpsu)

La Monzonite quartzique de Psukè se situe à peu près au centre de la région et a donné un âge de 1024 ± 2 Ma (figure 4). Il s'agit d'une roche massive, à grain grossier, plus ou moins foliée, beige jaunâtre en surface altérée et rosée à verdâtre en surface fraîche. Cette intrusion contient des enclaves d'anorthosite de la SALSJ et produit, tout comme la Monzonite d'Étienniche, une forte anomalie magnétique positive, centrée sur ce que l'on croit être un important linéament NW-SE (figure 6).

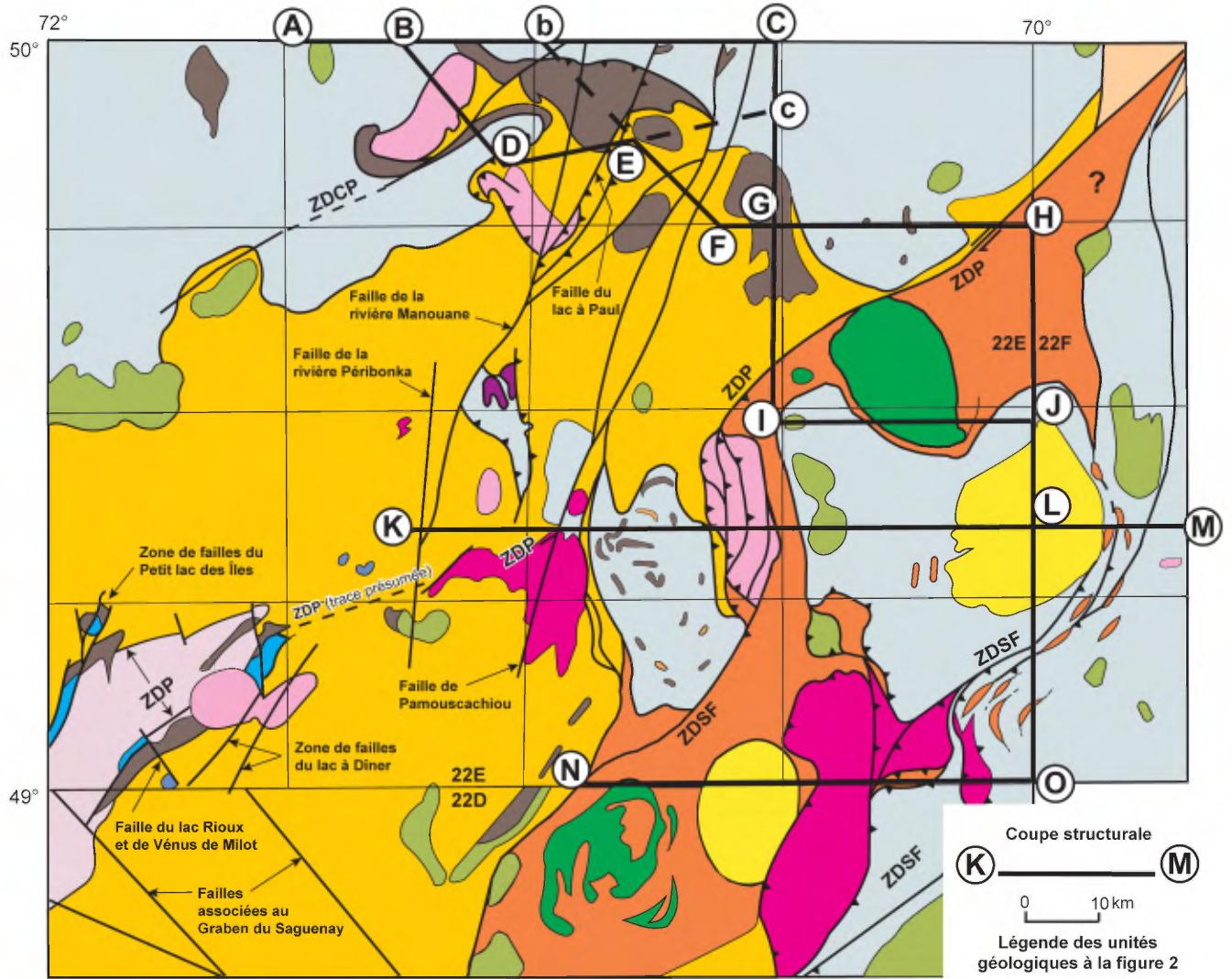


FIGURE 7 – Localisation des coupes structurales présentées à la figure 9 ainsi que des principales zones de failles.

Le Granite porphyroïde de Menton (mPmen)

Le Granite porphyroïde de Menton se situe dans la partie centre-ouest de la région et a donné un âge de 1020 ± 2 Ma (figure 4). Il est décrit par Kehlenbeck (1977) comme une intrusion concentrique constituée d'un cœur de leucoxénite entouré d'une couronne de monzonite quartzifère porphyrique, puis, de granite porphyroïde. Nos travaux de vérification, menés en 2002, indiquent que cette intrusion est recoupée par des failles de chevauchement associées à la Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF), ce qui entraîne une répétition des différentes lithologies sous forme d'écaillles (figure 7) et nous oblige à reconsidérer la description présentée par Kehlenbeck (1977).

Le Granite de Menton est donc constitué principalement de granite porphyroïde, rose à rouge rosé, riche en phénocristaux de microcline mésoperthitique baignant dans une matrice de quartz, de microcline, d'oligoclase, de hornblende et de biotite. La monzonite quartzifère est de

couleur chamois et constituée de porphyroclastes de feldspath potassique baignant dans une matrice d'oligoclase, de microcline microperthitique, de quartz, de hornblende, de biotite et d'un peu d'ortho- et de clinopyroxène. Le leucoxénite à microcline décrit par Kehlenbeck (1977) au cœur du pluton était à l'origine un granite porphyroïde. Cette roche a toutefois été fortement déformée et granulée. Elle est également affectée par une linéation d'étirement très pénétrative. On y reconnaît des grains grossiers de quartz aplatis, transformés en rubans et étirés selon le mouvement du transport tectonique. Mentionnons que de grands lambeaux d'anorthosite (I3G) et de gabbro (I3A) se trouvent le long des principaux plans de failles de chevauchement qui affectent ce granite (carte hors-texte).

La Monzonite de Margane (mPane)

La Monzonite de Margane se situe au nord de la région et a donné un âge 1018 ± 3 Ma (figure 4). Elle est consti-

tuée de monzonite quartzique et de granite, avec ou sans hypersthène, rose à brun-beige, massifs à légèrement foliés et de granulométrie moyenne à grossière. On y observe localement une brèche intrusive à enclaves d'anorthosite, de gabbro, de paragneiss à biotite-hornblende, de quartzite, de roches calcosilicatées et d'amphibolite. L'attitude de la foliation magmatique définit un cylindre aplati parallèlement au grand axe de l'intrusion et plongeant abruptement vers le sud-est (Hébert, 2000).

La Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes

Le région compte deux petits plutons dont le caractère alcalin et tardif (988 à 985 Ma) nous a amené à créer une nouvelle suite : la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes. Celle-ci comprend la Syénite de Vénus de Milot (mPven) et le Granite de Touladi (mPadi).

La Syénite de Vénus de Milot (mPven)

La Syénite de Vénus de Milot occupe une superficie d'environ 6 km² dans le coin sud-ouest de la région (figure 4). Higgins *et al.* (2002) ont obtenu un âge de 988 ± 3 Ma sur ce petit pluton. Nommé et décrit par Gervais (1993), il est composé principalement de syénite rose à grain fin et d'un peu de granite qui ne s'en distingue que par la présence de quartz. La syénite est constituée de microcline, avec un peu d'orthose, de plagioclase sodique, de muscovite et de biotite. À la bordure nord de l'intrusion, on trouve localement des enclaves anguleuses d'anorthosite.

Le Granite de Touladi (mPadi)

Le Granite de Touladi (22E/06) a été reconnu par Hébert en 1992 (non publié) et nommé par Hébert et Cadieux (document inédit). Il se situe dans la partie sud-ouest de la région et a donné un âge de 987 ± 2 Ma (figure 4). Il compte deux petits plutons dont le plus grand couvre une superficie d'environ 15 km² et le second, à l'ouest, quelques kilomètres carrés seulement (carte hors-texte). Une anomalie magnétique relativement importante semble associée à ces petits plutons, ce qui pourrait indiquer que seule la partie sommitale d'une masse plus importante affleure (figure 6).

Le Granite de Touladi est de couleur rose, parfois blanc rosé, de granulométrie moyenne à fine et massif. Il se compose de quartz (12 à 15 %), de microcline et d'orthose perthitique (75 %), de plagioclase sodique et d'un peu de biotite (2 %). Des traces de muscovite, d'apatite et de magnétite sont aussi présentes. De nombreuses enclaves d'anorthosite partiellement digérées sont rencontrées en bordure des masses intrusives tandis que de nombreux dykes de granitiques associés au Touladi, envahissent l'anorthosite encaissante.

Quelques affleurements de syénite mélancrate se présentant sous forme de brèches *in situ* cimentées par du

matériel granitique ont également été observés (annexe 2, photo 8). Cette syénite représente probablement un faciès primitif du Granite de Touladi. Elle est constituée d'environ 85 % de microcline, d'orthose perthitique et de plagioclase sodique, de 10 à 15 % de biotite et de plus de 3 % d'apatite. L'analyse chimique de cette roche montre que la somme des pourcentages de K₂O et de Na₂O totalise 10 % tandis que le pourcentage en CaO est de l'ordre de 3 à 5 %. Ces teneurs permettent de former de 3 à 10 % de néphéline normative; ce qui démontre son caractère nettement alcalin.

Finalement, un petit dyke de lamproïte de 2 à 3 cm d'épaisseur a été observé recoupant le Granite de Touladi. Il est brunâtre en surface altérée, verdâtre en surface fraîche et se compose de près de 50 % de micas. Mentionnons que ce dyke pourrait être associé à la Carbonatite de Saint-Honoré, dans la région de Chicoutimi (Gauthier, 1980).

Lithodèmes d'âge inconnu

La région compte quelques plutons dont l'âge n'a pu être déterminé. Il s'agit de petites masses intrusives de composition felsique à intermédiaire, sauf dans le cas du Gabbro de Lapointe (mPlap). Mentionnons que ce gabbro ainsi que la Monzonite de Vandal (mPvan) n'ont pas fait l'objet de vérification de notre part en raison du manque d'accès. Mentionnons que la Séquence supracrustale de Saint-Onge est aussi une unité dont l'âge est indéterminé. Pour sa description, on réfère toutefois le lecteur à la section «Les roches supracrustales».

Le Granite de Simon (mPmon)

Le Granite de Simon (Hébert, 2001) est une petite masse intrusive située dans la partie centrale de la région (figure 4) et composée principalement de granite et de monzogranite avec un peu de granodiorite. Ce sont des roches à biotite, de granulométrie moyenne à grossière et parfois porphyrique, de teinte rosée, massives à foliées. Elles contiennent des enclaves anguleuses d'anorthosite et se présentent également en dykes recoupant les unités encaissantes de la SALSJ. Localement, on note la présence de lentilles, allongées parallèlement à la foliation régionale, de composition tonalitique à dioritique. Ces lentilles sont grises à blanc crème en surface altérée et grises en surface fraîche.

La Mangérite d'Itomamo (mPito)

La Mangérite d'Itomano a été reconnue et nommée par Hébert et Cadieux (2003). Il s'agit d'une petite masse intrusive dans le coin sud-est de la région et délimitée par des failles de chevauchement (figure 4). Elle se compose principalement de mangérite avec un peu de charnockite. Ce sont des roches de granulométrie moyenne à grossière, gris jaunâtre à verdâtres, ou parfois rosées dans le cas des charnockites. Elles sont généralement massives mais forte-

ment foliées le long des failles. On y trouve également des enclaves d'anorthosite rose et de norite coronitique provenant vraisemblablement de l'Anorthosite de Vanel.

La Syénite de Riverin (mPriv)

Nous avons attribué le nom de Syénite de Riverin à une masse intrusive reconnue par Anderson (1963a) dans la partie centre-est de la région (figure 4). Ce pluton est formé de deux lobes contigus orientés plus ou moins N-S et divisés par cet auteur en quatre unités (mPriv 1 à 4). L'unité mPriv4 constitue la majeure partie de l'intrusion (carte hors-texte). Il s'agit de syénite et de syénite quartzifère de granulométrie moyenne à grossière, brun rouille en surface altérée et vertes en surface fraîche. Elles se composent de feldspath potassique rapakivique, de clinopyroxène et d'amphibole verte. L'unité mPriv3 correspond à des zones de mangérite massive enrichie en magnétite. Ces roches ont une composition minérale très semblable à l'unité précédente et la transition entre les deux unités est très graduelle. L'unité mPriv2 se compose de niveaux d'alaskite à phénocristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 2 cm de diamètre. Ces roches leucocrates ont une couleur rose et sont presque dépourvues de minéraux ferromagnésiens (< 3 %). Finalement, l'unité mPriv1 forme une mince bande de granite dans la partie nord-est du pluton (carte hors-texte).

La Syénite de Riverin renferme des enclaves kilométriques d'anorthosite à plagioclase de type labradorite. Pour l'instant, nous avons choisi d'assigner ces enclaves à l'Anorthosite de Vanel (carte hors-texte). Toutefois, il serait également possible qu'elles puissent appartenir à la SALSJ. Finalement, mentionnons qu'il pourrait exister un lien génétique entre la Syénite de Riverin et le Massif anorthositique alcalin de Labreville à l'est, et la Charnockite de Gouin, au nord. En effet, la Syénite de Riverin est constituée comme dans le cas de ces deux unités, de lithologies variées comparables et de mangérite riche en magnétite (jusqu'à 25 %) et en apatite (jusqu'à 15 %).

Le Granite de Jolie (mPjol)

Le Granite de Jolie a été nommé par Hébert et Cadieux (document inédit). Il est constitué de deux lobes situés de part et d'autre de la Faille de la rivière Péribonka (figures 4 et 7). Du côté ouest de la faille, le granite est rose très pâle, de granulométrie moyenne et massif, sauf en bordure de l'intrusion où il est folié. À l'est, le granite est fortement hématitisé et de couleur rouge brique. Il contient des veines d'épidote et de chlorite ainsi que des enclaves d'anorthosite.

Le Granite de Gicopec (mPpec)

Le Granite de Gicopec forme une intrusion de dimension relativement importante à la limite ouest de la région

(figure 4). Son nom fut attribué par Hébert et Cadieux (document inédit) suite aux travaux de vérification de 2002. Ce pluton est constitué d'un granite porphyroïde rose à biotite, massif. Ses bordures, en particulier le long du contact nord, montrent des textures oeillées ou gneissiques, possiblement attribuables à la proximité de la Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP).

La Monzonite de Rainette (mPrai)

La Monzonite de Rainette se trouve dans la partie ouest de la région (figure 4), au sud de la Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP; figure 7). Ce pluton a été nommé par Hébert et Cadieux (document inédit) suite aux travaux de vérification de 2002. Il s'agit d'une monzonite porphyrique, rose ou parfois grisâtre, souvent oeillée et gneissique en raison de la proximité de la ZDCP.

La Mangérite de Bérubé (mPubé; nouveau lithodème)

D'abord identifiée comme une masse d'anorthosite par Laurin et Sharma (1975), la Mangérite de Bérubé a été reconnue et nommée suite à des travaux de vérification effectués par l'auteur à la limite nord de la région (figure 4). Ce pluton est constitué de mangérite et de jotunite renfermant des niveaux enrichis en oxydes de fer et titane.

Le Gabbro de Lapointe (mPlap; nouveau lithodème)

Au nord-ouest de la région, Laurin et Sharma (1975) rapportent une importante intrusion de gabbro que nous avons nommé le Gabbro de Lapointe (figure 4). Aucune description précise n'a toutefois été faite de cette masse et nous n'avons pu y accéder. Il est donc difficile de relier ce gabbro avec l'une ou l'autre des unités reconnues dans la région. Mentionnons néanmoins qu'un lien génétique avec la SALSJ est probable.

La Monzonite de Vandal (mPyan; nouveau lithodème)

Hocq (1998) a cartographié une petite masse de monzonite au nord-est de la région que nous avons nommée la Monzonite de Vandal (figure 4). Il n'existe toutefois aucune description précise de cette intrusion et l'auteur ne suggère aucune corrélation génétique avec d'autres masses intrusives de la région.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région du réservoir Pipmuacan se compose de roches qui ont été affectées par des structures pré-grenvillienes, syn-grenvillienes et tardi-à post-grenvillienes.

Structures pré-grenvillienes

Les structures pré-grenvillienes se retrouvent à l'intérieur des complexes gneissiques anciens de la région ainsi que dans les séquences supracrustales. Elles sont représentées par du rubanement de nature variée, par une gneissosité bien développée ainsi que par des évidences de plissements. Avant l'orogénie grenvillienne, une gneissosité orientée à peu près E-W était déjà présente dans ces roches (Hébert et Beaumier, 2000a). Cette gneissosité a été affectée par la suite par les plissements et les chevauchements grenvilliens. Cette orientation ancienne E-W a aussi été observée dans les gneiss du Complexe de Hulot situés au nord de la Suite plutonique mafique de De La Blache (figure 3; Gobeil *et al.*, 2002) ainsi que dans les complexes gneissiques du Saguenay et de Cap à l'Est, dans la région de Chicoutimi (Hébert et Lacoste, 1998a, b; c, d; Hébert *et al.*, 1998a).

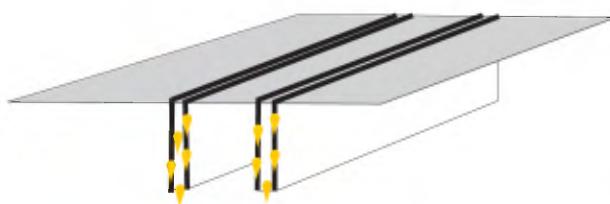
Dans la Séquence supracrustale de Saint-Onge, un skarn à wollastonite-diopside montre un rubanement tectonométamorphique plissé et souligné par l'alternance de rubans de wollastonite blanche et de diopside vert. La formation de la wollastonite et du diopside est directement reliée au métamorphisme de contact engendré par la mise en place de la SALSJ à environ 1163 ± 18 Ma (voir la section « Métamorphisme de contact »). De plus, l'orientation aléatoire des fibres de wollastonite suggère que le plissement des rubans (annexe 1, photo 1) est pré-grenvillien. En effet, si le plissement était d'âge grenvillien (1080 à 974 Ma), les fibres auraient été réorientées parallèlement à l'axe de ces plis ou, à tout le moins, montreraient des évidences de déformation. Ces roches semblent donc avoir été préservées de l'orogenèse grenvillienne. Cette préservation serait possiblement due aux mouvements importants qui se sont produits le long des failles majeures NE-SW et NNE-SSW dans cette partie de la région et à la compétence des roches de la SALSJ.

Structures syn-grenvillienes

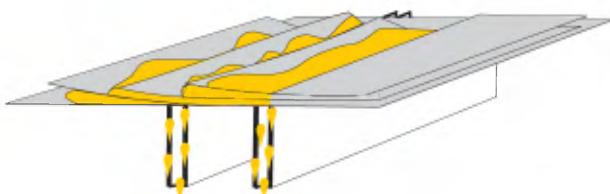
Les principaux phénomènes structuraux grenvilliens qui ont affecté la région sont les grands corridors de déformation NE-SW, les failles régionales NNE-SSW et les plissements.

Corridors de déformation NE-SW

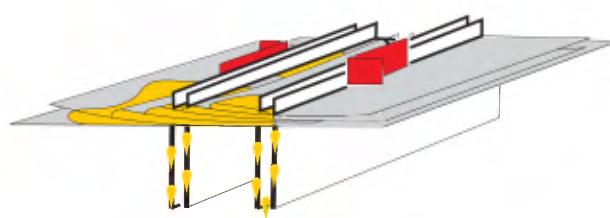
Les corridors de déformation NE-SW sont : au sud-est de la région, la Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF; chevauchement dextre oblique), au centre, la Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP; décrochement dextre, parfois senestre) et, au nord-ouest, la Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP; chevauchement; figures 3 et 7). D'après Hébert (1991), Hébert et van Breemen (2001) et Turcotte (2001), ces corridors de déformation sont le résultat de la réactivation de structures pré-grenvillienes ayant facilité la montée des multiples pulsions de magmas anorthositiques de la SALSJ (figure 8a). Selon le modèle de Turcotte (2001), ces roches anorthositiques ont été par la



a) Ascension du magma anorthositique le long de fractures NE-SO.



b) Structuration par capture dans les plans de chevauchement.



c) Réactivation dextre des structures NE-SO.

FIGURE 8 – Modèle de mise en place de la partie nord-est de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean proposé par Turcotte (2001).

suite impliquées dans les grands chevauchements grenvilliens (figure 8b) qui ont été réactivés en décrochement dextre (figure 8c). Finalement, les failles NNE-SSW, en échelons et, à déplacement généralement senestre, ont contribué à découper la masse anorthositique en de nombreuses écailles juxtaposées. Toutefois, la tectonique grenvillienne fait en sorte qu'il est impossible d'établir le type de structure à l'origine de la mise en place de la SALSJ, de même que leur âge. Par la suite, les suites anorthositiques de Pipmuacan et de Valin ainsi que les nombreux plutons de la Suite plutonique de Péribonka se sont mis en place le long des zones de déformation NE-SW et des failles NNE-SSW. On note toutefois que certains plutons n'ont pas été influencés par la présence de ces structures. Ils se sont mis en place par diapirisme, ce qui a engendré des structures antiformes de grandes dimensions.

La Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF)

La ZDSF est de loin, la zone de déformation la plus importante de la région. Elle a d'abord été identifiée par Hébert et Lacoste (1998 a, b, c, d), plus au sud, dans le secteur de Chicoutimi (22D; figure 3). Ces auteurs considèrent que cette zone se compose de failles de chevauchement à composante dextre oblique avec un mouvement de l'ESE vers l'WNW. Il s'agit d'une structure qui comporte de

nombreuses ramifications (figure 3; Hébert et van Breemen, 2004; Hébert et Lacoste, 1998a, b, c, d, e; Hébert et Cadieux, 2003). Dans la région du réservoir Pipmuacan, et plus à l'est (figure 7), les chevauchements le long de la ZDSF sont demeurés actifs au moins jusqu'à 1008 Ma et ont produit de grandes écailles tectoniques affectant, entre autres, le Massif anorthositique alcalin de Labrieville (1010-1008 Ma; coupe L-N, figure 9; annexe 2, photo 9).

L'Anorthosite de Vanel, la Mangérite de Poulin-de-Courval et le Granite porphyroïde de Menton (figures 4 et 7) se sont mis en place à la faveur de cette zone de déformation et sont disséqués par différentes ramifications de cette structure (figures 7 et 9; coupes K-L et N-O). Le segment de la ZDSF qui dissèque le Granite porphyroïde de Menton (annexe 2, photo 10), rejoint la Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP), au nord-ouest de la Charnockite de Gouin (figures 4 et 7).

La Zone de déformation de Pipmuacan (ZDP)

La ZDP est un corridor de déformation caractérisé par une linéation sub-horizontale et un mouvement en décrochement dextre et parfois senestre. Dans la région, cette structure est discontinue et difficile à suivre puisque son tracé est souvent recoupé par des failles de décrochement NNE-SSW. Un premier segment de la ZDP a été observé dans la région du lac aux Grandes Pointes par Gervais (1993) et nommé « Linéament Lac-Saint-Jean - Pipmuacan » par Hébert (1991), puis « Zone de déformation de Pipmuacan » par Hébert (1999) et Hébert et van Breemen (2001). Ce segment est recoupé par le Granite Astra (1028 Ma; figures 4 et 7) qui ne montre aucune déformation. Il semble donc que cette partie de la ZDP soit demeurée inactive depuis ce temps. Vers l'est, nous présumons que la faille qui limite la partie nord-ouest de la Mangérite de Strike est également reliée

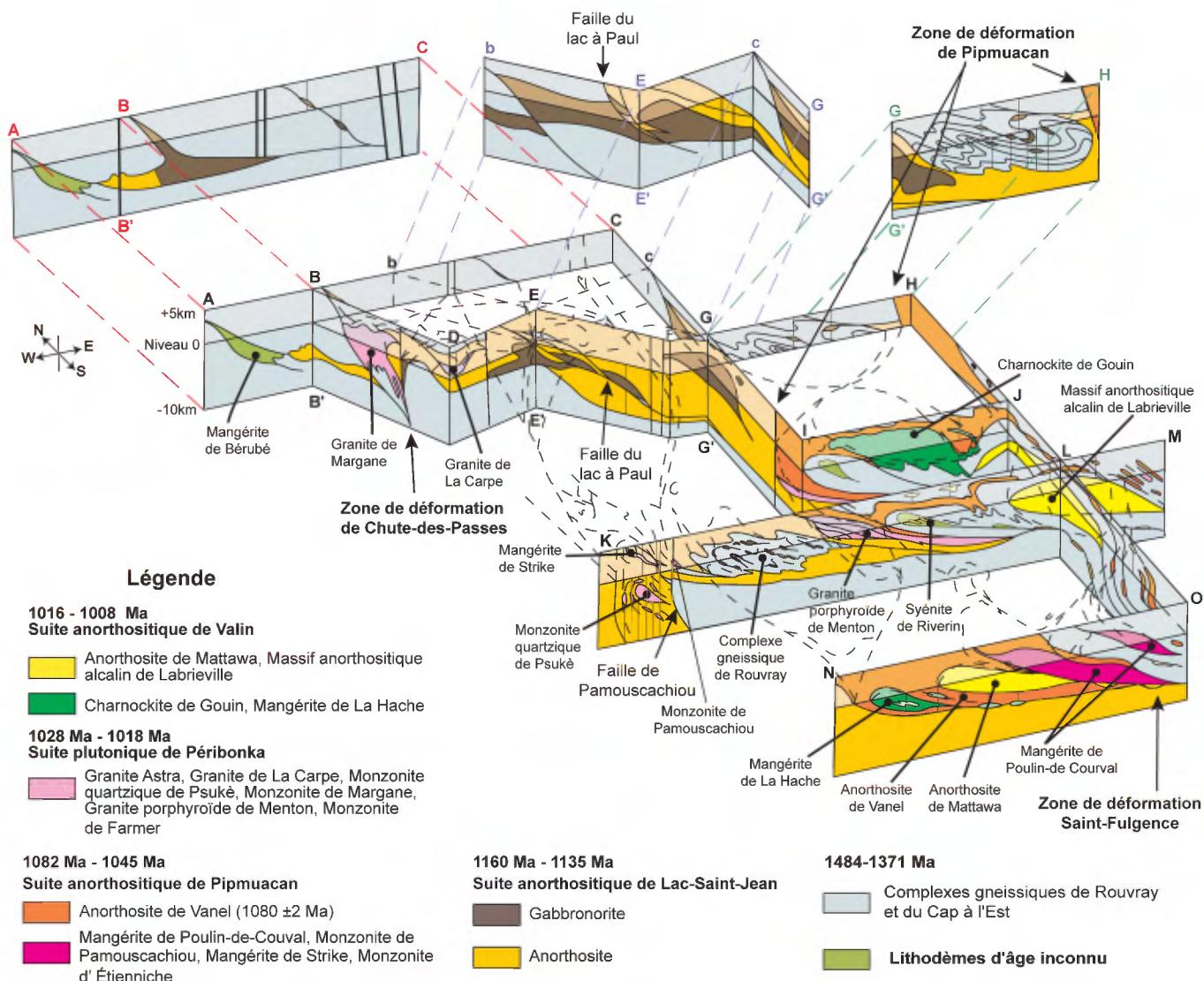


FIGURE 9 – Coupes structurales composites de la région du réservoir de Pipmuacan (localisation des coupes à la figure 7).

à la ZDP (figures 4 et 7). De plus, l'allongement de cette mangérite, presque parallèle à la trace présumée de la ZDP, suggère que cette structure n'est pas étrangère à la mise en place de la mangérite. À la limite nord-ouest de la Monzonite de Pamouscachiou (figure 4), juste à l'ouest de la Faille de Pamouscachiou (figure 7, carte hors-texte), une petite zone de faille NE-SW considérée comme appartenant à la ZDP a été cartographiée sur quelques kilomètres, (Kenlenbeck, 1976; Hébert *et al.*, 1999; Hébert et Cadieux, 2004c). À l'est de la Faille de Pamouscachiou, nous perdons la trace de la ZDP pour ne la retrouver que beaucoup plus à l'est, dans le secteur au nord du Granite porphyroïde de Menton (figures 4 et 7; Hébert, 2001; Hébert et Cadieux, 2004c). À partir de ce secteur, elle a pu être suivie jusqu'à l'extrémité est de la région (Hébert et Cadieux, 2004f; Hébert, carte inédite) et au-delà, dans la région voisine (figure 3; Gobeil *et al.*, 2002).

Selon les travaux de Hébert et Cadieux (2004c) réalisés entre la Monzonite de Pamouscachiou et le Granite porphyroïde de Menton, il n'existe aucune évidence permettant de relier directement les segments nord-est et sud-ouest de la ZDP. Nous croyons donc que la ZDP se dirige vers le sud à partir du Granite porphyroïde de Menton et emprunte, vers le sud-ouest, un segment septentrional de la Zone de déformation de Saint-Fulgence (ZDSF; figure 7). Ce segment correspond aux failles de chevauchement N-S qui ont disséqué le Granite porphyroïde de Menton (figures 4 et 7). La ZDP aurait ainsi servi, dans ce secteur, de rampe latérale à un mouvement de chevauchement vers l'ouest-nord-ouest. Vers le sud-ouest, cette structure rejoint une faille NNE-SSW (point N de la coupe structurale N-O, figures 7 et 9). Cette dernière se prolonge vers le nord, le long de la Monzonite de Pamouscachiou pour finalement rejoindre la Faille de Pamouscachou (figure 7).

La Zone de déformation de Chute-des-Passes (ZDCP)

La ZDCP est bien exposée au sud-est de la Mangérite de Margane (figure 4; coupe B-D, figure 9; Hébert et Beaumier, 2000b). Elle est représentée par une zone de gneiss droit d'une largeur pouvant atteindre un kilomètre. Vers le sud-ouest, le manque d'affleurement la rend plus difficile à suivre. Toutefois, au nord de la Monzonite de Rainette (figure 4, carte hors-texte), on retrouve des lambeaux de marbre assignés à la Séquence supracrustale de Saint-Onge, le long de failles de chevauchement à pendage vers le sud. D'après les trajectoires structurales déduites de la photo-interprétation (figure 10), ces failles correspondent à l'extension sud-ouest de la ZDCP.

Failles régionales NNE-SSW

Les failles NNE-SSW montrent généralement un mouvement de décrochement senestre. Elles recoupent les corridors de déformation NE-SW et causent des déplacements en échelons parfois très importants. Les meilleurs exemples

de déplacement en échelons de structures NE-SW sont toutefois observés, plus au sud, dans la région de Chicoutimi (figure 3).

Certaines failles NNE-SSW ont favorisé, tout comme les zones de déformation NE-SW, la mise en place de divers plutons. Par exemple, la Monzonite de Pamouscachiou (~1069 Ma) est nettement délimitée à l'ouest par la Faille de Pamouscachiou et à l'est par une autre faille NNE-SSW (figure 7). Ces failles seraient synchrones à la mise en place de la monzonite, d'où sa forme allongée selon une direction NNE-SSW parallèle aux failles. On observe aussi des zones de mylonites de largeur décimétrique à l'intérieur de la monzonite, lesquelles recoupent tant la monzonite que les grandes enclaves décamétriques d'anorthosite qui s'y trouvent.

La Faille de la rivière Péribonka (figures 7, 9 et 10) a une histoire plus complexe car elle aurait été réactivée en faille normale au moment de la formation du Graben du Saguenay (voir la section « Structures tardif- à post-grenvillienne »). Il est donc impossible de déterminer sa nature exacte, quoique son orientation suggère fortement qu'il s'agissait à l'origine d'une faille de décrochement NNE-SSW. De plus, cette faille ainsi que la Faille de Pamouscachiou auraient affecté de façon importante le tracé du segment sud-ouest de la ZDP (figure 7).

La Faille du lac à Paul (figures 7, 9 et 10; coupes bE, Ec et EF) serait une faille de chevauchement hors-séquence, contrairement aux failles NNE-SSW décrites précédemment. Ce type de faille se développe derrière une accumulation de plusieurs écailles (figure 11). Au nord du lac Paul (carte hors-texte), des écailles d'orthogneiss du Complexe de Rouvray ont d'ailleurs été remontées le long de cette faille hors-séquence et se sont imbriquées dans les roches anorthositiques de la SALSJ. De plus, des niveaux de gabbronorite de la SALSJ chevauchent les anorthosites à l'ouest et au sud-ouest du lac à Paul à la faveur de cette structure. Cette faille est aussi la cause du chevauchement d'une partie du Granite de La Carpe sur lui-même (figures 4, 7, 9 et 10), ce qui indique qu'elle a été active après la mise en place de ce pluton daté à 1028 ± 2 Ma.

Au sud-ouest de la région, les zones de failles NNE-SSW du lac à Dîner et du Petit lac des Îles (Gervais, 1993; figure 7) sont particulières. Ce sont de petites failles de décrochement senestre mais combinées à un mouvement inverse (chevauchement senestre-oblique). Ces deux zones recoupent la ZDP et celle du lac à Dîner affecte le Granite Astra (1028 ± 2 Ma).

Plissemens

La région montre des variations importantes au niveau de l'intensité du plissement entre les domaines ouest et est (figures 5 et 10). Dans le domaine ouest, aucun plissement grenvillien n'est observé tandis que dans le domaine est, les plis sont nombreux. Dans ce dernier domaine, on observe de grandes structures antiformes et synformes de direction N-S à NE-SW. Les trajectoires structurales présentées à la

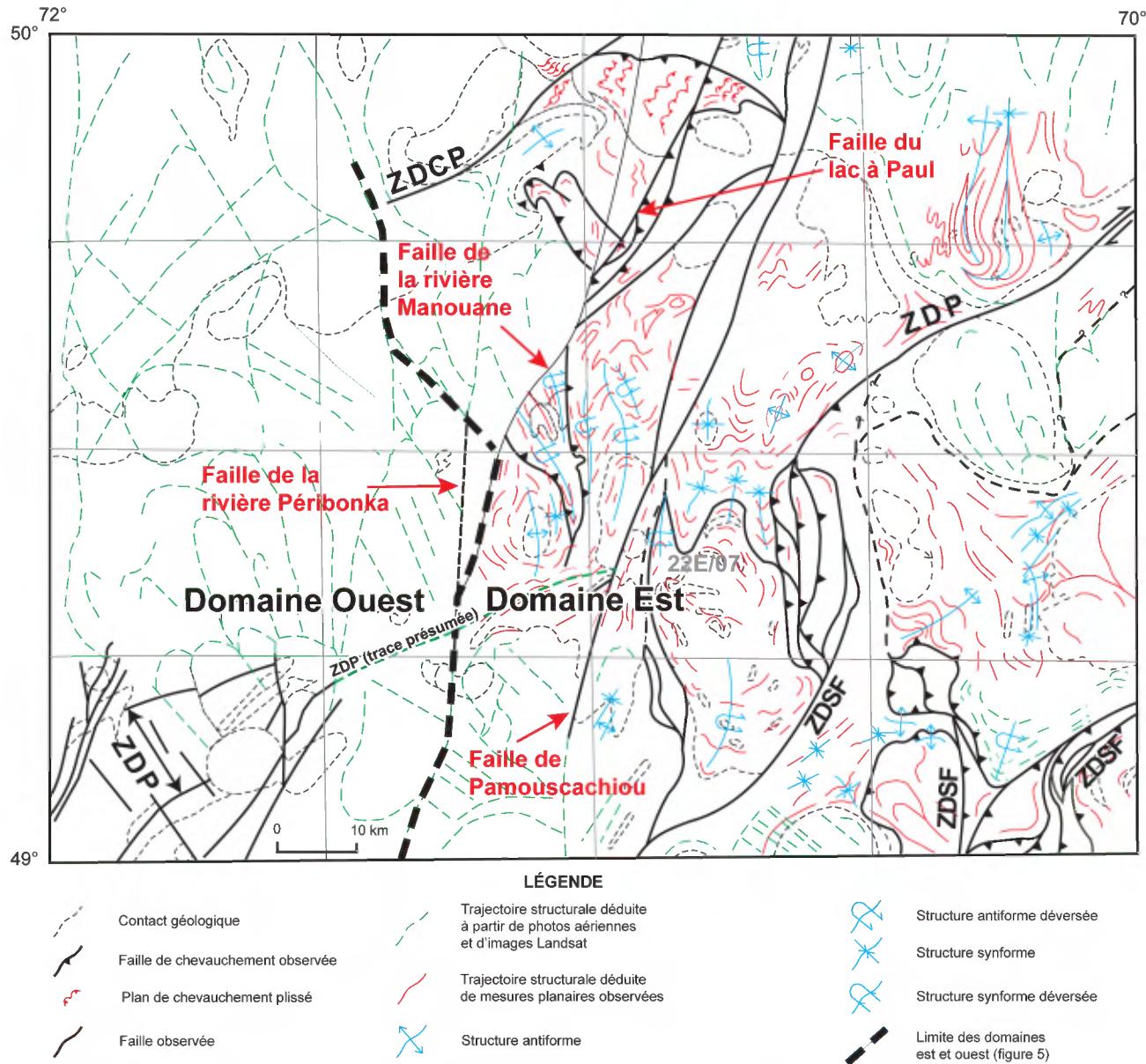


FIGURE 10 – Principales structures régionales et trajectoires structurales déduites de données observées ou par photo-interprétation.

figure 10 et les coupes structurales de la figure 9 mettent en évidence ces plissements.

Le plissement du litage primaire dans les suites anorthositiques de la région est rarement observable en raison de la compétence de ces roches. Dans les complexes gneissiques, on reconnaît la gneissosité ancienne E-W qui a été fortement plissée lors de l'orogenèse grenvillienne (coupes G-H et K-L, figures 7 et 9). Dans le secteur du Granite de De Mun, au centre de la région (figure 4), les gneiss, le granite et les roches anorthositiques adjacentes se répètent par plissement (figure 10; carte hors-texte). Ces plis sont orientés à peu près N-S et déversés vers l'ouest. Ils auraient été repris par un mouvement chevauchant vers le nord, car on note une forte linéation minérale à faible plongée dans cette direction (Hébert *et al.*, 1999b).

Structures tardi- à post-grenvillienes

Les structures tardi- à post-grenvillienes sont représentées par des failles normales de direction NW-SE à NNW-SSE qui se trouvent principalement dans le coin sud-ouest de la région (figure 7). Les failles du lac Rioux et de Vénus de Milot (Gervais, 1993), ainsi que les failles du Graben du Saguenay en sont des exemples. Ces failles de type fragile affectent l'ensemble des unités de la SALSJ dont la Charnockite de Patrick Ouest ainsi que la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Dans les plans de faille, on observe une forte hématitisation, la présence de chlorite et d'épidote ainsi que des stries de faille montrant un plongement abrupt.

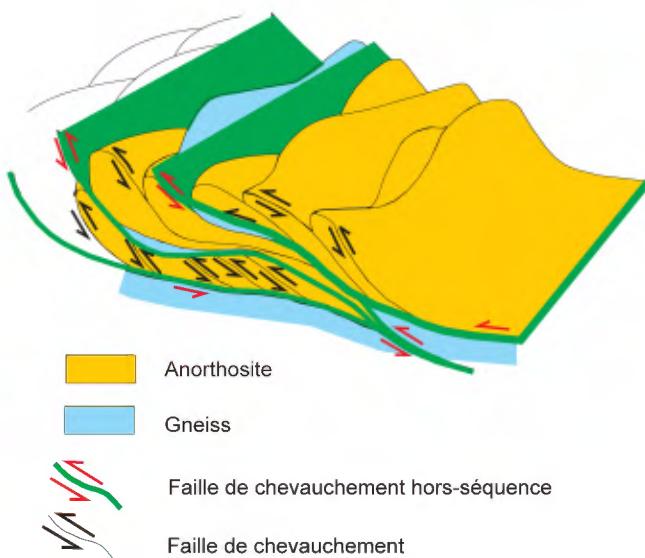


FIGURE 11 – Schématisation de la Faille du lac à Paul. Cette faille hors-séquence fait remonter les gneiss du socle le long de son plan de décollement.

La faille de la rivière Péribonka est de la famille des failles régionales syn-grenvillienes NNE-SSW, mais aurait été réactivée lors de la formation du Graben du Saguenay (figure 7). Elle montre, en effet, toutes les caractéristiques des failles normales fragiles. À la hauteur de la Monzonite d'Étienniche (figure 4), cette structure est représentée par une zone de brèche de faille de longueur plurikilométrique dans laquelle l'hématite, la chlorite et l'épidote sont des minéraux indicateurs d'un degré de métamorphisme peu élevé (schiste vert). De plus, dans l'extension sud de cette structure, le Granite de Jolie est également affecté par les mêmes phénomènes d'altération. Il montre une couleur rouge brique et est parcouru de veinules de chlorite et d'épidote. La réactivation de cette faille en faille normale pourrait expliquer les différences importantes observées entre les assemblages lithologiques, les textures et les structures des domaines est et ouest situés de part et d'autre de la rivière Péribonka (figure 5; tableau 1).

Structures générées lors de la mise en place de masses intrusives

On observe en périphérie de la Monzonite quartzique de Psukè, de la Monzonite de Margane, de la Syénite de Riverin et de l'Anorthosite de Mattawa (figure 4), des variations importantes au niveau de l'orientation générale de la foliation ou de la gneissosité régionale à l'intérieur des roches encaissantes. Ces changements ont provoqué la formation de grandes structures antiformes pouvant s'expliquer par la montée diapirique de ces intrusions. La Monzonite quartzique de Psukè est un bon exemple où on observe un rebroussement de la foliation secondaire dans les roches encaissantes (Hébert *et al.*, 1999c). Il en résulte une importante structure antiforme orientée N-S (figures 4

et 10). Dans le cas de la Monzonite de Margane, l'attitude de la foliation magmatique est concentrique, soit parallèle à la bordure du pluton. Près de la bordure sud-est de l'intrusion, le pendage de la foliation mylonitique de la ZDCP, qui est généralement vers le sud, a été inversé vers le nord (Hébert et Beaumier, 2000b). Dans le cas de la Syénite de Riverin, les mesures structurales réalisées par Anderson (1963a) dans les roches encaissantes, suggèrent aussi une mise en place à la manière d'un diapir. L'Anorthosite de Mattawa montre une foliation primaire concentrique (Hébert et Lacoste, 1998e, Hébert et Cadieux, 2003). Cette intrusion est encaissée dans l'Anorthosite de Vanel dont l'attitude de la foliation épouse nettement la forme de ce pluton anorthositique tout en étant inversée par endroits.

LITHOGÉOCHIMIE RÉGIONALE

Plus de 760 échantillons de roches ont été analysés de 1990 à 2002 dans la région du réservoir Pipmuacan; la figure 12 présente leur distribution. Plus de 550 ont été analysés pour les éléments majeurs et traces et 257 de ceux-ci l'ont été pour les terres rares. Les résultats d'analyses ont été versés dans le Système d'information géominière (SIGÉOM).

Les échantillons provenant de la Séquence supracrustale de Saint-Onge (22E04) ont été interprétés et présentés dans le cadre des travaux de Gervais (1993) et Beisswenger (1997) et ne seront pas traités dans ce rapport.

Les plutons de composition intermédiaire à felsique

L'étude lithogéochimique des plutons de composition intermédiaire à felsique avait pour but de vérifier s'il existe un lien entre la composition et l'âge des intrusions, et de définir le ou les contextes géotectoniques de leur mise en place. Quarante huit échantillons ont été retenus et examinés à l'aide de différents diagrammes ternaires et binaires (non présentés). Les plutons de composition felsique à intermédiaire analysés sont : un orthogneiss mangéritique du Complexe gneissique de Rouvray, le Granite de De Mun, la Charnockite de Patrick-ouest de la SALSJ, la Mangérite de Strike, la Monzonite de Pamouscachiou, la Mangérite de Poulin-de-Courval, la Monzonite d'Étienniche de la SAP, le Granite de La Carpe, le Granite Astra, le Granite porphyroïde de Menton, la Monzonite quartzique de Psukè et la Monzonite de Margane de la Suite plutonique de Péribonka, la Charnockite de Gouin et la Monzonite de la Hache de la SAV, la Syénite de Vénus de Milot et le Granite de Touladi de la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes et finalement, quelques intrusions d'âge inconnu comme les granites de Gicopec, de Jolie et de Simon et la Mangérite d'Itomamo.

Aucun lien n'a pu être établi entre la composition des plutons de composition intermédiaire à felsique de la ré-

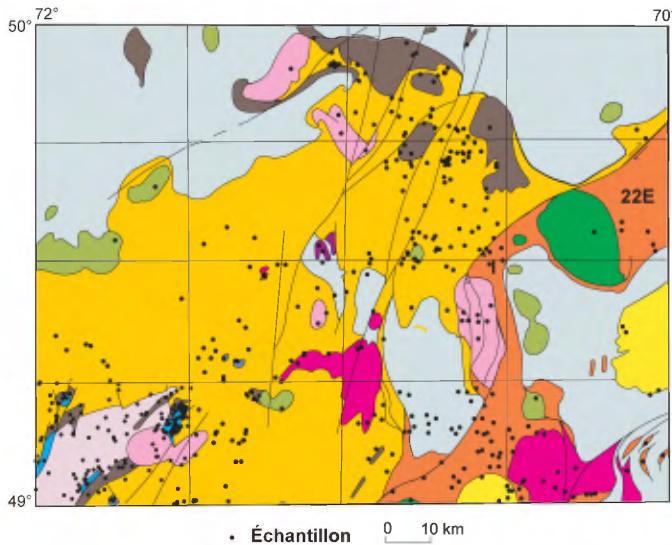


FIGURE 12 – Distribution des échantillons analysés dans la région étudiée.

gion et leur âge. Selon le diagramme de discrimination des environnements géotectoniques $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Maniar et Piccoli (1989), ces intrusions seraient représentatives d'un environnement de type collision continentale (figure 13).

Les roches mafiques et ultramafiques

Cent cinq échantillons de roches mafiques et ultramafiques ont été examinés. Une sélection a été faite afin d'éliminer les échantillons contenant plus de 15 % de Fe_2O_3 (total), plus de 3 % de TiO_2 et plus de 2 % de P_2O_5 puisque ces teneurs correspondent souvent à des roches fortement minéralisées. Ce choix a eu comme conséquence d'éliminer toutes les pyroxénites, les péridotites et les dunites de même que toutes les possibilités d'étudier le processus de différentiation de ces magmas ultramafiques.

Cette étude se limite donc à l'analyse des diagrammes OR-AB-AN et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pour les roches mafiques telles que les anorthosites et les leuconorites (figure 14). Le premier a permis de confirmer les mesures de calcicité des plagioclases effectuées au microscope. La calcicité du plagioclase varie effectivement d'andésine à labradorite pour les roches anorthositiques de la SALSJ et celles de l'Anorthosite de Vanel (figure 14a). Pour l'Anorthosite de Mattawa, la calcicité moyenne du plagioclase est à environ An_{42} (andésine). Le diagramme K_2O versus Na_2O (figure 14b) indique que l'Anorthosite de Mattawa est plus sodique et potassique que les autres unités. Un plagioclase plus sodique et antiperthitique expliquerait cette différence.

Finalement, les diagrammes de terres rares des anorthosites de Labrieville, de Mattawa, de Vanel et de Lac-Saint-Jean ne montrent pas vraiment de différences marquées quant au fractionnement de ces éléments (figure 15).

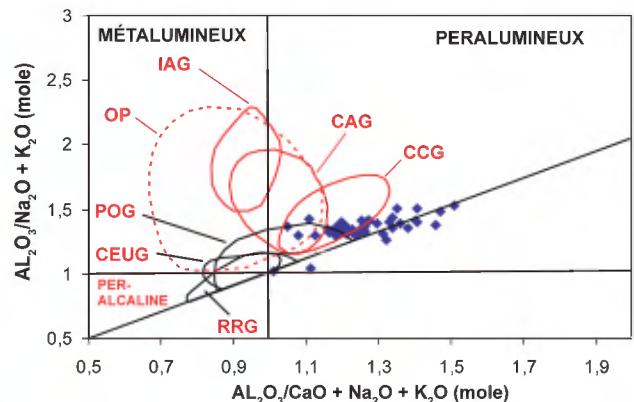


FIGURE 13 – Diagramme de discrimination des environnements géotectoniques $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pour les intrusions intermédiaires à felsiques de la région (Maniar et Piccoli, 1989). Abbreviations : IAG, granitoides d'île en arc; CAG, granitoides d'arc continental; CCG, granitoides de collision continentale; POG, granitoides postorogéniques; RRG, granitoides de rift; CEUG, granitoides de soulèvement épi-orogénique de milieu continental; OP, plagiogranites océaniques.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme régional

Le métamorphisme régional est relié à l'orogenie grenvillienne et a affecté toutes les roches de la région, à l'exception des intrusions tardives à post-grenvillienes de la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes. Dans les complexes gneissiques de Rouvray et du Cap à l'Est, l'orthopyroxène primaire est encore visible par endroits, ce qui suggère que le protolith appartenait à une suite charnockitique, soit une mise en place à grande profondeur dans des conditions de température et de pression équivalentes au faciès des granulites. Par contre, la plupart de ces orthopyroxènes ont été rétrogradés en hornblende et biotite indiquant ainsi un rétrométamorphisme au faciès supérieur des amphibolites.

Dans les roches anorthositiques de la SALSJ ainsi que dans l'Anorthosite de Vanel, on observe fréquemment des textures coronitiques; texture primaire formée lors du refroidissement du magma et qui résulte d'une réaction entre l'olivine ou le pyroxène et le plagioclase. Les couronnes les plus fréquemment observées renferment les séquences des minéraux suivants :

- olivine - orthopyroxène \pm clinopyroxène - spinelle - opaques (traces) - plagioclase;
- olivine - orthopyroxène \pm clinopyroxène - grenat - plagioclase;
- orthopyroxène \pm clinopyroxène - hornblende verte - biotite - plagioclase - opaques (traces);
- orthopyroxène \pm clinopyroxène - biotite - plagioclase;
- orthopyroxène - clinopyroxène - hornblende brune - grenat - biotite - opaques - plagioclase;
- clinopyroxène - hornblende verte - biotite - plagioclase.

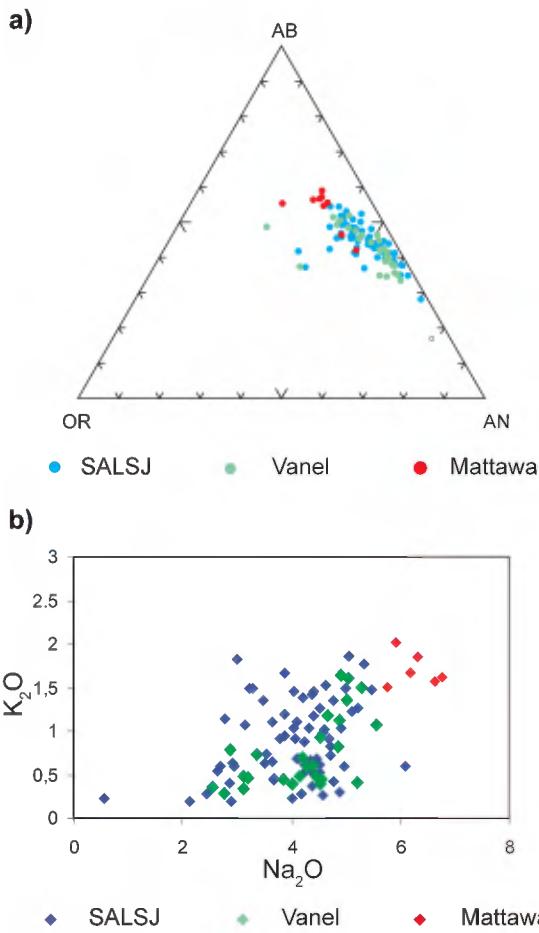


FIGURE 14 – Distribution des anorthosites de Vanel, de Mattawa et de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) dans les diagrammes : a) OR-AB-AN et b) K_2O versus Na_2O .

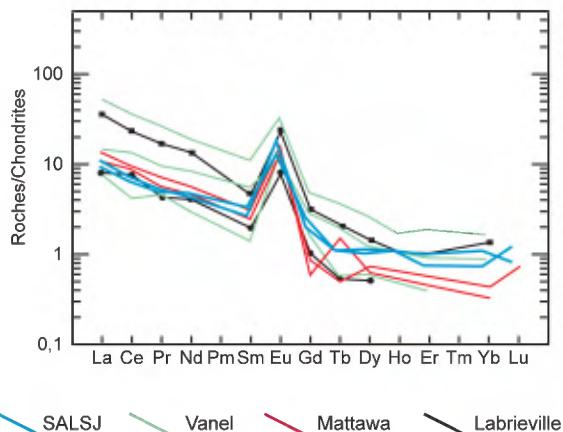


FIGURE 15 – Diagramme des terres rares pour les anorthosites de Vanel, de Mattawa, du Massif alcalin de Labreville et de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ).

Comme nous l'avons indiqué auparavant, le degré de recristallisation du plagioclase affecte sa couleur (voir la section « Particularités régionales »). Lors du métamorphisme, le plagioclase expurge ses impuretés et sa couleur est modifiée. Plus le métamorphisme est intense, plus le plagioclase tend à devenir incolore. Mentionnons que ces variations intéressent particulièrement l'industrie de la pierre architecturale.

Dans les roches ultramafiques, les textures coronitiques sont aussi présentes et les minéraux observés sont les suivants :

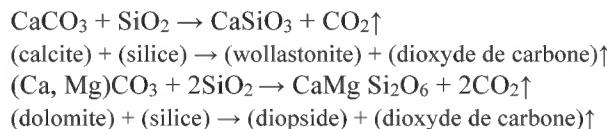
- a) olivine - orthopyroxène - hornblende brune - biotite rouge - spinelle - iddingsite - opaques \pm plagioclase;
- b) olivine - hornblende brune - biotite rouge - iddingsite - spinelle \pm plagioclase;
- c) orthopyroxène - hornblende brune - biotite rouge - opaques - spinelle \pm plagioclase;

Toutefois, le métamorphisme régional a déstabilisé cette réaction de telle sorte que l'olivine n'est jamais fraîche, elle a souvent disparu et on observe alors des fantômes d'olivine dans l'orthopyroxène. L'orthopyroxène est pour sa part rétrogradé en hornblende entouré de biotite. Il s'agit d'un autre exemple de rétrométamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Dans les roches enrichies en magnétite titanifère, le rétrométamorphisme s'exprime par la formation d'une couronne de biotite brun-rouge autour de ce minéral.

Dans les roches plutoniques felsiques à intermédiaires d'origine charnockitique, comme celles associées aux suites AMCG et certaines de la Suite plutonique de Péribonka, l'orthopyroxène primaire est partiellement rétrogradé en hornblende et biotite. Dans la Séquence supracrustale de Saint-Yves, les paragneiss et les amphibolites ont des paragnèses correspondant au faciès supérieur des amphibolites soit : 1) quartz - plagioclase ($An > 40-50$) - biotite - grenat, pour les paragneiss et 2) plagioclase - hornblende verte - grenat \pm biotite - quartz (traces) pour les amphibolites.

Métamorphisme de contact

Un métamorphisme de contact dû à la mise en place de la SALSJ est à l'origine de la formation de skarn à wollastonite et diopside dans la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Un âge métamorphique de 1163 ± 18 Ma (Ider, 1997; Higgins *et al.*, 2002) a d'ailleurs été obtenu pour ce skarn, ce qui correspond à l'âge de la SALSJ (1160 à 1135 Ma). La mise en place de cette suite anorthositique, à l'intérieur d'unités de roches calcosilicatées, a provoqué une réaction entre le carbonate de calcium et la silice pour former un silicate de calcium ($CaSiO_3$ = wollastonite). Le diopside, pour sa part, résulte de la réaction entre la dolomite et la silice. Dans les deux cas, le CO_2 a été expulsé lors des réactions suivantes :



Beisswenger (1997) et Higgins *et al.*, (2002) suggèrent que la silice impliquée dans les deux réactions proviendrait du Granite Astra (1028 ± 3 Ma) de la Suite plutonique de Péribonka ou encore, du Granite de Du Bras de la SALSJ (1148 ± 2 Ma). Ces intrusions sont toutefois beaucoup trop jeunes par rapport à l'âge métamorphique obtenu (1163 ± 18 Ma) et nous croyons plutôt que la silice était déjà présente sous forme d'impureté dans les calcaires et dolomies de la Séquence supracrustale de Saint-Onge.

Métamorphisme et zones de cisaillement

Le long des zones de cisaillement, particulièrement celles dont l'orientation est NNE-SSW, on note systématiquement une granulation et une recristallisation des minéraux, de même qu'un métamorphisme prograde qui peut atteindre le faciès des granulites comme le suggère souvent la présence du grenat et de l'orthopyroxène. Le grenat est visiblement syncinématique et rempli d'inclusions de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens (texture poecilitique). Le plagioclase est granoblastique et translucide et peut aussi être partiellement à totalement remplacé par la scapolite.

Dans les failles fragiles, telles que les failles normales associées à la formation du Graben du Saguenay, on observe de la chlorite et de l'épidote. Ces minéraux indiquent un métamorphisme rétrograde de basse température au faciès inférieur des schistes verts. L'hématitisation est fréquente le long de ces failles et résulte de la circulation de liquide enrichi en oxydes de fer.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les données sur les travaux d'exploration proviennent des travaux statutaires disponibles au public avant juin 2004, sauf pour les pierres architecturales dont les données les plus récentes couvrent jusqu'à 2006. Pour d'autres renseignements plus récents ou mis à jour, le lecteur peut toutefois consulter, en tout temps, la base de données SIGÉOM à partir de la page Web **Produits et services en ligne – Mines**, du MRNF, à l'adresse suivante : <http://www.mrnfp.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 (corps minéralisé)**, **Gisement non-métallique** et **Matériaux de construction et pierres industrielles**.

Les sulfures

Le nickel et le cuivre associés à la SALSJ

Les principales minéralisations Ni-Cu se trouvent dans la partie nord-est de la SALSJ, dans le secteur de Chute-des-Passes (22E10 et 22E15, figure 16). Une douzaine d'indices y ont été découverts et sont présentés dans le tableau 2.

De 1970 à 1997, l'exploration a été faite principalement par des prospecteurs (indice Chute-des-Passes; site 1, figure 16) ainsi que par le Fonds Minier du Saguenay (indice Fonds Minier; site 2, figure 16). Suite à la découverte de l'indice Fonds Minier, la compagnie Mines d'Or Virginia s'intéresse à la région en 1997. La présence de troctolite suggère un environnement géologique possiblement similaire à celui de Voisey Bay, au Labrador (Francoeur 1997a, b et 1998). Les travaux de Virginia mènent à la découverte de nouveaux indices de cuivre et de nickel dont les principaux sont : Tranchée 333, Tranchée 553 et de Houlière Ouest (site 3, figure 16), de Paul (site 4, figure 16) et de Nourricier B (site 5, figure 16). En 2000, Soquem prend une option sur les propriétés de Mines d'Or Virginia et des travaux de sondage et de cartographie détaillée y sont réalisés (Roy, 2001a). Plusieurs de ces indices ont été étudiés par Huss (2002) dans le cadre d'une thèse de maîtrise.

Dans la partie ouest de la SALSJ, Ressources Diane et Ressources Fancamp découvrent une zone de pyrite, de chalcopyrite et de pyrrhotite avec un peu de magnétite sur une longueur d'environ 25 m et une largeur de 0,3 m (site 6, figure 16). La minéralisation se présente en amas ou en poches, à la base d'un niveau de roche anorthositique à gros cristaux de pyroxène. Mentionnons que l'on retrouve vers l'ouest, à l'extérieur de la région, le gisement de Ni-Cu de McNickel (feuillet 32H08). Des réserves de 5,85 Mt à 0,209 % Ni, 0,106 % Cu et 0,029 % Co y ont été définies (Mountain, 1990; Clark et Hébert, 1998).

Le zinc associé aux roches supracrustales

L'indice Hudon Zinc se trouve dans des roches appartenant à la Séquence supracrustale de Saint-Onge (site 7, figure 6). Depuis sa découverte en 1950, il a fait l'objet de travaux intermittents jusqu'en 2000 (Archambault, 1956; Hogan, 1958; Bolduc et Poulin, 1970; Laforest, 1994a, b; Plante, 2000). La zone minéralisée d'une longueur de près de 230 m a donné jusqu'à maintenant des teneurs sub-économiques en zinc, en plomb et en argent (tableau 2). Girard (2001a) note des similitudes entre cet indice et les minéralisations de zinc du district minier de Balmat-Edwards dans les Adirondacks. L'environnement de type plate-forme carbonatée dans des évaporites et des marnes est similaire, mais de moindre envergure.

En 1978, Soquem prend un option sur l'indice Lac aux Grandes Pointes (site 8, figure 16), suite à la découverte de

TABLEAU 2 – Principaux indices et sites d'intérêt économique de la région du réservoir de Pipmuacan (localisation à la figure 16).

No. du site (figure 16)	Substance(s)	Nom des indices et des sites d'intérêt	Feuillet (SNRC)	Travaux	Résultats et références
1	Ni-Cu	Chute des Passes	22E/14	Prospection	0,4 à 1,7 % Ni et 0,2 à 0,5 % Cu : échantillons choisis (Despatie, 1971)
2	Ni-Cu	Fonds Minier	22E/15	Décapage	0,13 % Ni et 0,11 % Cu : échantillon choisi (Findlay et Mains, 1997)
3	Ni-Cu	Tranchée 533 Houillière Ouest (AC-99-06)	22E/14	Prospection, tranchées, forages	0,65 % Cu sur 1,5 m dont 1,3 % Cu sur 0,5 m; 0,5 % (Savard et Simard, 1997)
4	Ni-Cu Fe-Ti-P	Paul	22E/15	Forages	0,84 % Ni et 0,5 % Cu sur 1,5 m, dont 1,25 % Ni, 0,86 % Cu sur 0,5 m (Roy, 2000a)
5	Ni-Cu	Nourricier B	22E/15	Forages	0,95 % Ni et 0,32 % Cu sur 1,9 m dont 1,4 % Ni sur 0,5 m (Roy, 2001a, b, c)
6	Cu-Ni	Brûlé-Neige	22E/05 et 22E/12	Décapage	1,28 % Ni sur 0,33 m (Archer et al., 1998)
7	Zn	Hudon Zinc	22E/04	Prospection décapage	9,42 % TiO ₂ et 8,99 % P ₂ O ₅ sur 41,09 m (Roy, 2000a, b)
8	Zn	Lac aux Grandes Pointes	22E/04	Prospection	4,95 % Cu sur 0,6 m (Francoeur, 1998)
9	Ti-P	Man-97-1 et 2	22E/15	Forages	1,06 % Cu, 0,43 % Ni et 0,18 % Co sur 25 m de longueur et 0,3 m de largeur (Lamothe et Taquet, 1990)
10	Ti-P	Lac à Paul (zone 1)	22E/15	Forages	2,19 % Zn : échantillon choisi (Hébert, 1989)
11	Ti-P	Lac à Paul (zone 2)	22E/15	Forages	1 à 5 % Zn, 1,25 % Pb et 0,5 g/t Au : échantillons choisis et blocs minéralisés (Barette, 1995)
12	P Ti Cr-V	MR-3111 MR-3109 BM-1193	22E/10	Cartographie	11,4 %, 0,38 % et 0,24 % Zn : échantillons choisis (Raymond et al., 1979)
13	Fe-Ti-P	Mirepoix	22E/02	Cartographie, forages	19,2 %, 1,2 % et 0,10 % Zn; 1,46 % Pb : échantillons choisis (Raymond et al., 1979)
14	Fe-Ti-P	CH-300	22E/01	Cartographie	7,56 % P ₂ O ₅ , 9,65 % TiO ₂ sur 117,86 m (Roy, 2000c)
15	Fe-Ti-P	Lac Périgny sud-est	22E/01	Décapage, rainures, cartographie	20,1 Mt à 4,43 % TiO ₂ et 3,78 % P ₂ O ₅ : réserves inférées (Boulianne, 2001a)
16	Fe-Ti-P	CH-343	22E/01	Cartographie	4,47 % TiO ₂ et 4,89 % P ₂ O ₅ sur 32,18 m et 4,41 % TiO ₂ et 4,95 % P ₂ O ₅ sur 21,73 m (Boulianne, 2001a)
17	Fe-Ti	Lac Brûlé-Gisement A Lac Brûlé (lentilles B et C)	22F/05	Cartographie	16,2 % P ₂ O ₅ : échantillon choisi (Hébert, 2001; figure 3, Hébert et al., 2005)
18	Fe-Ti-P	Lac Sault-aux-cochons	22F/05	Cartographie	48 % TiO ₂ : échantillon choisi (Hébert, 2001; figure 3, Hébert et al., 2005)
19	Fe-Ti-P	La Hache-est	22D/15	Cartographie	1,6 % Cl ₂ O ₃ et 0,52 % V ₂ O ₅ : échantillon choisi (Hébert, 2001; figure 3, Hébert et al., 2005)
20	Wollastonite	Saint-Onge	22E/04	Prospection, forages	7,5 % P ₂ O ₅ , 12 % TiO ₂ , 61,2 % de Fe ₂ O ₃ , 12,7 % P ₂ O ₅ , 10,5 % TiO ₂ , 48,9 % Fe ₂ O ₃ (total) et 40 % TiO ₂ , 55,2 % Fe ₂ O ₃ (total) : échantillons choisis (Hébert et Cadieux, 2003a)
21	Wollastonite	Ménard	22E/04	Forages	8,9 % P ₂ O ₅ + TiO ₂ sur 18,79 m; 8,1 % P ₂ O ₅ + TiO ₂ sur 8 m; 16 % P ₂ O ₅ + TiO ₂ sur 4 m; 9,1 % P ₂ O ₅ + TiO ₂ sur 26 m et 9 % P ₂ O ₅ + TiO ₂ sur 13 m (Boudreault, 2000)
22	Marbre	Dulain-est	22E/12	Prospection	7,5 % P ₂ O ₅ , 12 % TiO ₂ , 61,8 % Fe ₂ O ₃ (total) : échantillon choisi (Hébert et Cadieux, 2003a)
23	Marbre	Dulain-ouest, bloc Goëland	22E/12	Prospection	10,2 % TiO ₂ , 5,0 % P ₂ O ₅ , 6,9 % TiO ₂ , 4,4 % P ₂ O ₅ sur 9 m et 6 % TiO ₂ , 3,5 % P ₂ O ₅ sur 36,5 m : rainures (Gillard, 2001c)
24	Marbre	Dulain-ouest, bloc La Capellière	22E/12	Prospection	9,63 % TiO ₂ , 5,54 % P ₂ O ₅ , 39,6 % Fe ₂ O ₃ (total) : échantillon choisi (Hébert et Cadieux, 2003a)
25	Marbre, olivine brucite	Olical	22E/12	Forage	9,4 % TiO ₂ , 7,4 % P ₂ O ₅ %, 36,9 % Fe ₂ O ₃ (total) : échantillon choisi (Hébert et Cadieux, 2003a)
26	Quartz	Indice Simard-Landy	22E/15	Prospection	5,89 Mt à 35 % TiO ₂ et 60 % Fe ₂ O ₃ (total) : réserves (Géomines Itée, 1976)
1	Ni-Cu	Chute des Passes	22E/14	Cartographie	7,33 % TiO ₂ , 3,83 % P ₂ O ₅ , 30,3 % Fe ₂ O ₃ (total) : nouvelles données de ce rapport
2	Ni-Cu	Fonds Minier	22E/15	Forages	20,32 Mt à 5,12 % TiO ₂ , 5,21 % P ₂ O ₅ , 35,45 % Fe ₂ O ₃ (total) : réserves (Raby, 1968)
3	Ni-Cu	Tranchée 533 Houillière Ouest (AC-99-06)	22E/04	Prospection	15 347 648 t à 38 % wollastonite : réserves probables ou 12 191 000 t à 37 % wollastonite : réserves possibles (Khobz, 1993)
4	Ni-Cu Fe-Ti-P	Paul	22E/15	Prospection	Teneur moyenne 30 à 50 % wollastonite : échantillons choisis (Larouche, 1993)
5	Ni-Cu	Nourricier B	22E/15	Prospection	Marbre : brillance 98 % et blancheur 96 % (Khobz, 1995a, b, 1996, 1997, 1999a, b; Tsimbalang, 1996; Théberge, 1998)
6	Cu-Ni	Brûlé-Neige	22E/05 et 22E/12	Décapage	Marbre calcaire (Khobz, 1995a, b)
7	Zn	Hudon Zinc	22E/04	Prospection	7 285 350 t à 85,39 % calcite, 5,12 % dolomite, 5,76 % silice : réserve (Khobz, 1999a)
8	Zn	Lac aux Grandes Pointes	22E/04	Décapage	Marbre à olivine : zone de 225 m de longueur et 60 m de largeur (Boulianne, 1993; McCann, 1995)
9	Ti-P	Man-97-1 et 2	22E/04	Prospection	Quartz : 500 à 1000 t (Gaucher, 1993; Lapointe, 1995)

TABLEAU 2 – Principaux indices et sites d'intérêt économique de la région du réservoir de Pipmuacan (localisation à la figure 16; suite et fin).

No. du site (figure 16)	Substance(s)	Nom des indices et des sites d'intérêt	Feuillet (SNRC)	Travaux	Résultats et références
27	Pierre architecturale	Granite Ingham	22E/10	Prospection	Anorthosite et leuconorite labradoréscentes (Whilhelmy et Vincent, 1992)
28	Pierre architecturale	Mégalbok-zone 3	22E/05	Prospection	Gabbro brun foncé à bronzite (Frédéric, 1998)
29	Pierre architecturale	Kodiak	22E/06	En exploitation	Anorthosite gabbroïque noir brunâtre (Perreault et al., 2005)
29	Pierre architecturale	Grizzly	22E/06	Carrière abandonnée	Anorthosite gabbroïque noir brunâtre (Montminy, 2000a, b)
29	Pierre architecturale	Brun mystique	22E/06	Carrière abandonnée	Jotunité brun foncé (Girard, 1999, rapport inédit)
29	Pierre architecturale	Nordic Café	22E/06	En exploitation	Anorthosite gabbroïque noir brunâtre (Perreault et al., 2005)
30	Pierre architecturale	Vénus de Milot	22E/04	Ancienne exploitation, réserves disponibles	Granite et syénite roses, à grain fin (Skehan 1973; Gervais, 1993)
31	Pierre architecturale	Astra	22E/04	Ancienne exploitation, réserves disponibles	Granite rose, à biotite et à grain grossier (Gervais 1993)
32	Pierre architecturale	Projet Granite bleu	22E/04	Prospection	Granophyre rose, à quartz bleuté (Gervais, 1993)
33	Pierre architecturale	Granite de Jolie	22E/03	Cartographie	Granite rouge brique, à grain fin (présent rapport)
34	Pierre architecturale	Variété New Rainbow	22E/14	En exploitation	Gneiss rose rougeâtre, à grain moyen, rubané et migmatisé (Perreault et al., 2005)
35	Pierre décorative	Propriété Lefèvre	22E/04	Exploitation artisanale	Dyke de pegmatite à amazonite (Béland, 1977; Robert, 1977; Boudreault, 1982)
36	Pierre décorative	Marbre dolomitique	22E/04	Prospection	Marbre dolomitique blanc (Robitaille, 1994)

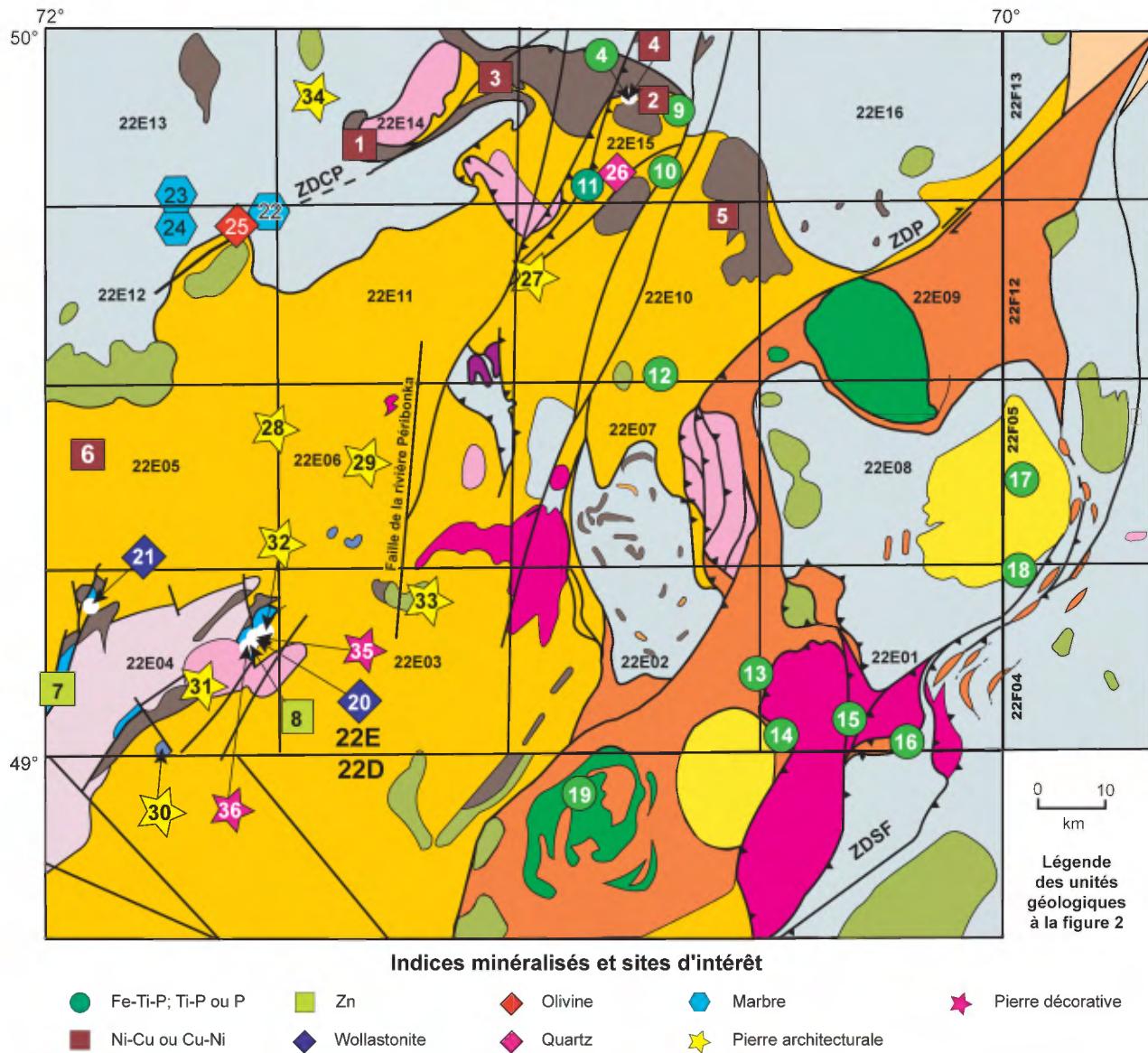


FIGURE 16 – Localisation des principaux indices minéralisés et sites d'intérêt économique de la région. Les numéros réfèrent aux indices et sites présentés dans le tableau 2.

zinc par le prospecteur L. Lefèvre (Raymond *et al.*, 1979; tableau 2). L'indice principal est constitué de quatre bandes de sphalérite de 1 à 2 cm de largeur et de 4 m de longueur. Soquem optient aussi des valeurs intéressantes mais aucune extension n'a été trouvée.

Les minéraux industriels

Les minéralisations Fe-Ti et P

Les minéralisations en Fe-Ti et P sont restreintes aux suites AMCG et sont principalement associées aux roches anorthositiques. Dans la SALSJ, ces minéralisations se trouvent dans les anorthosites de la partie centre-nord de la région (figure 16). Dans la Suite anorthositique de Pipmuacan (SAP), elles se situent dans l'Anorthosite de Vanel, le long des zones

de failles ou de cisaillements (sites 15 et 16, figure 16). Dans la Suite anorthosite de Valin (SAV), on les trouve en bordure de l'Anorthosite de Mattawa (sites 13 et 14, figure 16), dans le Massif anorthositique alcalin de Labrieville (sites 17 et 18, figure 16) ainsi que dans la Mangérite de La Hache (site 19, figure 16 et tableau 2; figure 3 dans Hébert *et al.*, 2005). Mentionnons qu'on rapporte également la présence d'oxydes de fer et/ou titane dans la Charnockite de Gouin (Hocq, 1978; tableau 3).

Minéralisations associées à la SALSJ

Entre 1997 et 2002, Hébert (1998), Hébert *et al.* (2002 et documents inédits), Hébert et Beaumier (2000b) et Hébert (2001) ont découvert plus d'une vingtaine d'indices de Fe et/ou Ti et/ou P dans la SALSJ (figure 3 dans Hébert *et al.*,

TABLEAU 3 – Comparaison entre les minéralisations en oxydes de Fe-Ti-P des suites anorthositiques de De La Blache, de Lac-Saint-Jean, de Pipmuacan et de Valin.

Nom de l'unité	Composition du plagioclase	Phosphate	Oxydes	Nature des minéralisations	Contexte et/ou encaissant
Suite plutonique mafique de De La Blache 1327 ±16 Ma (Gobeil <i>et al.</i> , 2002)	Labradorite	Aucun	Magnétite	Exsolution d'ilménite dans la magnétite et intercroissance d'ulvöspinel	Masses tabulaires discordantes dans l'anorthosite (Gobeil <i>et al.</i> , 2002)
	Labradorite	Aucun	Magnétite	Ilménite (exsolutions non définies?)	Niveaux dans la bordure gabbronoritique du massif anorthositique (Gobeil <i>et al.</i> , 2002)
Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean 1160 à 1135 Ma (Hébert <i>et al.</i> , 1994; Higgins et van Breemen, 1996, 1992; Hébert et van Breemen, 2004)	Labradorite	Aucun	Magnétite titanifère	Ilménite	Magnétite et brèche de Fe-Ti (cristaux de Pl et Opx et/ou fragments d'anorthosite dans une matrice à oxydes
Andésine	Apatite	Magnétite titanifère	Ilménite	Nelsonite, gabbronorite (OAGN), norite, pyroxénite, péridotite et dunite à Fe-Ti-P. Note : Aucune pyroxénite ou péridotite à Fe-Ti-P observées dans l'anorthosite de Vanel	Lentilles ou dykes concordants de nelsonite, pyroxénite, péridotite et dunite dans des anorthosites, leuconorites et norites à andésine et oxydes de Fe-Ti-P disséminés dans des unités de gabbronorite (OAGN) et de norite (présente étude)
Andésine	Apatite	Aucun	Aucun	Apatite disséminée	Disséminée dans des niveaux d'anorthosite, de leuconorite et de norite (présente étude)
Suite anorthositique de Pipmuacan A) Anorthosite de Vanel 1082 à 1045 Ma (présente étude)	1) Labradorite	Aucun	Magnétite titanifère	Ilménite	Magnétite et brèche de Fe-Ti (cristaux de Pl et Opx et/ou fragments d'anorthosite dans une matrice à oxydes
2) Andésine	Apatite	Magnétite titanifère	Ilménite	Nelsonite, gabbronorite (OAGN), norite, pyroxénite, péridotite et dunite à Fe-Ti-P. Note : Aucune pyroxénite et péridotite à Fe-Ti-P observées dans Anorthosite de Vanel	Lentilles ou dykes concordants de nelsonite, pyroxénite, péridotite et dunite dans des anorthosites, leuconorites, et norites à andésine et oxydes de Fe-Ti-P disséminés dans des unités de gabbronorite (OAGN) et de norite (présente étude)
B) Anorthosite de Saint-Urbain ~1050 Ma (Dymek, comm. pers.)	Andésine	Apatite	Magnétite	Hémo-ilménite	OAGN en filons-couches situés dans ou à la bordure du massif anorthositique. Nelsonite recouvrant les dépôts d'hémo-ilménite massive (Dymek et Owens, 2001)
Suite anorthositique de Valin					
A) Massif anorthositique alcalin de Labrieville, 1010 à 1008 Ma (Owens <i>et al.</i> , 1994)	Andésine	Apatite	Magnétite	Hémo-ilménite	OAGN, nelsonite et hémo-ilménite massive
B) Anorthosite de Mattawa, 1016 ±2 Ma (Hébert <i>et al.</i> , 2005)	Andésine	Apatite	Magnétite	Hémo-ilménite	OAGN et nelsonite
C) Margérite de La Hache, 1010 ±3 Ma (Hébert <i>et al.</i> , 2005)	N/A	Apatite	Magnétite	Exsolution d'ilménite dans la magnétite	OAGN
D) Charnockite de Gouin, 1010 ±2 Ma (Hébert <i>et al.</i> , 2005)	N/A	Apatite	Magnétite	Données insuffisantes	Ferrogabbro, ferrodiorite enrichies en oxydes (Högl, 1978)

Zr : zircon, Ol : olivine, Pl : plagioclase, Cpx : clinopyroxène, Opx : orthopyroxène, OAGN : oxydes-apatite gabbronorite

Note : Modifié et traduit du tableau 2 de Hébert *et al.*, 2005

2005). Ces auteurs y ont défini trois principaux types de minéralisation (tableau 3) : 1) une minéralisation en Fe-Ti (magnétite massive); 2) une minéralisation en Fe-Ti-P (nelsonite ou oxydes disséminés); et 3) une minéralisation en apatite disséminée.

Cimon et Hébert (1998) ont noté que les minéralisations en Fe-Ti-P et P sont restreintes aux anorthosites à andésine (tableau 3). Ce type d'anorthosite était reconnu pour la première fois dans la SALSJ. Auparavant, ces roches étaient considérées comme étant toutes constituées de plagioclase de type labradorite. La présence de niveaux d'épaisseur décamétrique d'anorthosite, de leuconorite et de norite à andésine contenant de 5 à 8 % de P_2O_5 sans oxydes de fer et/ou de titane, constitue un métallotecte qui, selon nos lectures, a été décrit pour la première fois par Hébert *et al.*, 2005.

Les meilleures teneurs rencontrées dans les minéralisations associées à la SALSJ sont : une teneur de 16,2 % P_2O_5 obtenue sur l'indice MR-3111 et de 48 % TiO_2 sur l'indice MR-3109 (site 12, figure 16) ainsi qu'une teneur de 1,6 % Cr_2O_3 et 0,52 % V_2O_5 sur l'indice BM-1193 (5 km à l'ouest du site 12; voir aussi figure 3 dans Hébert *et al.*, 2005).

Mines d'or Virginia s'est également intéressée à la recherche de fer, de titane et d'apatite dans la SALSJ. Des valeurs variant entre 6 et 14 % P_2O_5 et entre 6 et 21 % TiO_2 ont été obtenues dans des sondages (Archer *et al.*, 1998). Par la suite, certaines propriétés de Virginia furent optionnées par Soquem. Plusieurs forages ont été implantés et la meilleure intersection a été obtenue sur la propriété Manouane (indice Man-97-1 et 2; site 9, figure 16). Dans le même secteur, la compagnie Ressources d'Ariane a estimé sur l'indice Lac à Paul (Zone 1) des réserves de 20,1 Mt à 4,43 % TiO_2 et 3,78 % P_2O_5 (site 10, figure 16). Des valeurs intéressantes en apatite et en titane ont également été obtenues sur l'indice Lac à Paul (zone 2), (site 11, figure 16).

Minéralisations associées à la SAP

Dans la SAP, on trouve les mêmes types de minéralisations que dans la SALSJ, à l'exception de celles associées aux anorthosites, leuconorites et norites à andésine. Les minéralisations les plus importantes sont les indices Lac Périgny Sud-Est et CH-343 (sites 15 et 16, figure 16). L'indice Lac Périgny Sud-Est montre une minéralisation en ilménite, magnétite avec exsolution d'ilménite et apatite logée dans une péridotite de type wherlite ainsi que dans du gabbronorite et de la nelsonite. La minéralisation de l'indice CH-343 est similaire mais associée à un gabbronorite à oxydes de Fe-Ti-P.

Minéralisations associées à la SAV

Les minéralisations associées à l'Anorthosite de Mattawa et au Massif anorthositique alcalin de Labrieville de la SAV se composent d'hémo-ilménite (ilménite avec lamelles d'exsolutions ou globules d'hématite), de magnétite et

d'apatite (tableau 3). L'indice Mirepoix a été découvert par Ressources d'Ariane en 1999 (Boulianne, 2001a, b, c), un peu à l'extérieur de l'Anorthosite de Mattawa (site 13, figure 16; annexe 2, photo 11). La minéralisation est contenue dans une zone de brèche ou dans un niveau de gabbronorite à oxydes de type OAGN (*Oxydes-Apatite Gabbronorite*; Dymek, 2001; Dymek et Owens, 1996, 2001). La brèche est constituée d'enclaves d'anorthosite à andésine appartenant à l'Anorthosite de Mattawa baignant dans une matrice de nelsonite à hémo-ilménite, magnétite et apatite. Des valeurs économiques ont été obtenues à partir d'échantillons choisis dans la brèche (tableau 2). Des travaux de cartographie géologique et de géophysique, deux campagnes de sondages, des tests de broyage ainsi qu'un concentré d'apatite y ont été effectués (Boudreault, 2000; Girard, 2001b; Villeneuve, 2000 et Aubin, 2000). De plus, une étude métallogénique a été réalisée par Morisset (2000 et 2001). La minéralisation de l'indice Mirepoix serait associée à une phase tardive de l'Anorthosite de Mattawa qui a injecté l'Anorthosite de Vanel le long de plans de faille. Le même phénomène semble également à l'origine des autres zones minéralisées situées à proximité de cet indice et associées à des injections de roches ultramafiques (I4Za, carte hors-texte).

L'indice CH-300, situé du côté est de l'Anorthosite de Mattawa, forme une zone minéralisée de 5 mètres de largeur et peut être suivi sur près d'un kilomètre (site 14, figure 16). La minéralisation se trouve dans un gabbronorite à magnétite, hémo-ilménite et apatite (OAGN) similaire à celui observé sur l'indice Mirepoix.

Dans le Massif anorthositique alcalin de Labrieville, la minéralisation la plus importante a été découverte en 1954 et correspond au gisement Lac Brûlé-Gisement A et Lac Brûlé (lentilles b et C, site 17, figure 16). La minéralisation est composée d'hémo-ilménite massive avec un peu de magnétite. Elle forme trois lentilles principales dont les épaisseurs varient de 3 à 12,5 m. Des bandes ou des lentilles de nelsonite reposent stratigraphiquement au-dessus de ces trois lentilles. Des zones minéralisées de type OAGN (oxydes-apatite gabbronorite) sont également présentes à la bordure du massif (annexe 2, photo 12).

Dans la Mangérite de La Hache, le gisement d'ilménite et d'apatite La Hache-Est (site 19, figure 16) a été évalué à 20,32 Mt à 5,21 % P_2O_5 , 5,12 % TiO_2 et 34,45 % Fe_2O_3 (total), (tableau 2). La minéralisation se trouve dans un gabbronorite. L'apatite est disséminée tandis que la magnétite et l'ilménite forment de petits agrégats. La particularité de cette minéralisation est que l'ilménite forme un réseau d'exsolutions dans la magnétite, tout comme dans l'indice Lac Périgny Sud-Est (site 15, figure 16).

La wollastonite

Une skarn à wollastonite a été reconnu en 1989 au nord du lac aux Grandes Pointes par Hébert (1989; indice Saint-

Onge, site 20, figure 16). Cette minéralisation est le résultat de l'effet du métamorphisme de contact causé par la mise en place de la SALSJ dans les roches calcosilicatées de la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Plusieurs tranchées indiquent que le niveau calcosilicaté à wollastonite a une extension minimale de 3 km et une épaisseur se situant entre 10 à 150 m (Hébert 1989; Khobzi et Hébert, 1992). En 1991, Ressources Orléans inc. a défini des réserves possibles de 12 191 010 tonnes à 37 % de wollastonite sur une partie du niveau de skarn à wollastonite (Khobzi, 1993). Suite aux tests d'évaluation de la qualité de la ressource et des concentrés, la compagnie décide d'aller en production et une usine est construite au milieu des années 90. L'exploitation débute en 1999, mais des problèmes financiers et techniques au début des années 2000 obligent la compagnie à abandonner la production et depuis, l'usine a été démantelée.

L'indice Ménard (site 21, figure 16) correspond à une zone de wollastonite d'environ 300 m d'épaisseur apparente et pouvant être suivie sur au moins 1200 m de longueur. Elle est constituée de 30 à 50 % de wollastonite, de 20 à 50 % de calcite et de 10 % de grenat, diopside et graphite (Larouche, 1993).

Le marbre

La région compte plusieurs zones de marbre appartenant à la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Généralement, le marbre peut offrir une source potentielle de chaux ou de matière de charge utilisée dans divers procédés industriels. Dans la région, la présence de certaines impuretés comme l'olive, la brucite et le diopside pourrait également présenter un intérêt.

Les zones de marbre qui ont fait l'objet d'une attention particulière sont les indices Dulain-est, Dulain-ouest (bloc Goëland), Dulain-ouest (bloc Capelliére) et Olical (sites 22 à 25, figure 16 et tableau 2). Il s'agit généralement de bancs de marbres calcitiques et dolomitiques intercalés dans les gneiss rubanés et les amphibolites (Khobzi 1995a, b). À l'indice Dulain-ouest (bloc Capelliére), des réserves de 7,3 Mt à 85,39 % de calcite, 5,12 % de dolomie et 5,7 % de silice ont été évaluées (Khobzi 1999a). L'indice Olical est caractérisé par un marbre calcitique à olivine et brucite. L'olivine (forstérite) se présente en petites billes millimétriques transparentes.

Le quartz

Une veine de quartz a été repérée au sud du lac Paul (carte hors-texte; indice Simard-Landry, site 26, figure 16 et tableau 2). Des travaux de décapage, d'échantillonnage et d'analyses y ont été effectués. Cette veine de 1 à 2 m d'épaisseur pourrait contenir entre 500 et 1000 tonnes métriques de quartz pur (Gaucher, 1993; Lapointe, 1995). Aucun travail de mise en valeur n'a été entrepris suite à cette évaluation.

Les pierres architecturales et décoratives

Dans la région, les roches anorthositiques, les plutons felsiques et les gneiss sont ou ont déjà été exploités comme pierre architecturale. Les roches anorthositiques de la SALSJ offrent le meilleur potentiel. Mis à part l'indice Granite Ingham (site 27, figure 16), les meilleurs sites se situent dans le domaine ouest de la SALSJ, là où les roches anorthositiques sont les moins déformées (voir la section « Particularités régionales »). De plus, les variations de la couleur du plagioclase dans les roches anorthositiques de la région présente un intérêt particulier pour la pierre architecturale (figure 5).

À l'ouest de la Faille de la rivière Péribonka, (site 28, figure 16) la compagnie Mégablok International a extrait des blocs de gabbro à bronzite. Un peu plus à l'est (site 29, figure 16), plusieurs variétés de pierre architecturale ont été mises à jour dont les noms commerciaux sont : Kodiak, Grizzly, Brun Mystique et Nordic Café. Il s'agit surtout d'anorthosite gabbroïque noir brunâtre.

Au sud-ouest de la région, la Syénite de Vénus de Milot et le Granite Astra (sites 30 et 31, figure 16) ont été exploités dans le passé et d'importantes réserves sont encore disponibles. Dans le secteur du lac aux Grandes Pointes, le Granite de Du Bras qui représente le faciès granophyrique de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, offre un granite rose à quartz bleuté (site 32, figure 16). Du côté est de la Faille de la rivière Péribonka, le Granite de Jolie présente un faciès de granite de rouge brique intéressant (site 33, figure 16).

Dans le Complexe gneissique de Rouvray, près de la bordure nord-ouest de la région (site 34, figure 16 et tableau 2), on exploite un gneiss rubané, migmatisé, rose rougeâtre, à grain moyen. Ces roches sont vendues sous le nom de New Rainbow.

Concernant les pierres décoratives, mentionnons un dyke de pegmatite à amazonite qui recoupe les marbres à wollastonite de la Séquence supracrustale de Saint-Onge (site 35, figure 16). Cette pierre a été utilisée de façon artisanale dans le but d'en faire des bijoux. L'utilisation de cette pierre comme source d'agrégats colorés entrant dans la fabrication de comptoir pourrait également être envisagée. Finalement, dans le même secteur (site 36, figure 16), un marbre dolomitique pourrait offrir un potentiel pour la pierre décorative (brique, agrégats) selon Robitaille (1994).

DISCUSSION

La Province de Grenville est une des plus vastes provinces géologiques au Québec. En Amérique du nord, elle s'étend de Terre-Neuve et Labrador à l'est, jusqu'au Texas et au Mexique au sud, en passant par l'Ontario et l'État de

New-York. En Europe on trouve des roches grenvillienes en Irlande, en Écosse, en Norvège et en Suède. On trouve aussi ces roches en Amérique centrale, en Antarctique, en Inde et en Australie.

Rivers *et al.* (1989) ont reconnu trois grands domaines tectoniques dans cette province géologique. La Ceinture paraautochtone forme la partie septentrionale du Grenville (figure 17). Elle est constituée de roches remaniées provenant de cratons anciens. Le second domaine correspond à Ceinture allochtone polycyclique (figure 17). Cette ceinture est constituée de roches plutoniques de composition variée, de nombreuses masses anorthositiques et de roches supracrustales. Ces roches ont été affectées par l'orogénie grenvillienne et certaines, par plusieurs orogénies pré-grenvillienes. Le troisième domaine tectonique correspond à la Ceinture allochtone monocyclique (figure 19). Elle se compose de roches supracrustales et plutoniques plus jeunes que celles des autres ceintures.

La géologie du Grenville est complexe. Plusieurs cycles orogéniques y ont été reconnus ainsi que de nombreux épisodes de magmatisme et de sédimentation. De plus, ces phénomènes géologiques ont eu, selon l'endroit, une influence extrêmement variable à l'intérieur de cette province géologique.

Géochronologie

Les plus vieilles roches du Grenville sont antérieures à 1710 Ma et les plus jeunes ont un peu moins de 1000 Ma. Plusieurs auteurs ont proposé différentes chronologies des événements géologiques pour cet intervalle de temps (Tollo *et al.*, 2004). Parmi ces propositions, nous avons privilégié celles de Rivers (1997) et de Gower et Krogh (2002). En tenant compte de certaines divergences de vue de ces auteurs, nous retenons la chronologie décrite ci-après.

Dans la partie nord-est du Grenville, on observe des croûtes anciennes pré-labradorienne (orogénies d'accrétion Pénokéenne, Makovikienne et Kétilidienne; >1710 Ma), labradorienne (orogénie d'accrétion et de magmatisme; 1710-1600 Ma) et wakahamienne (déposition dans des bassins d'arrière arcs; Wakeham-Est, 1600 à 1520 Ma, figure 17). De 1520 à 1460 Ma, le cycle orogénique pinwarien a dominé et un arc magmatique s'est accrétré le long de la marge du continent Laurentia dans la partie nord-est (Terrane de Pinware; figure 17). Au cours de l'Elsonien précoce et moyen (1460 et 1290 Ma; figure 18), on assiste à une période d'extension accompagnée d'un magmatisme important au centre et à l'ouest du Grenville, jusqu'en Ontario et dans l'État de New-York. L'Elsonien tardif (1290-1230 Ma; figure 19) a été dominé par la déposition de séquences supracrustales dans les parties ouest et est du Grenville (Ceinture allochtone monocyclique). Pendant le cycle orogénique elzévirien qui a suivi (1230-1180 Ma), seuls de petits secteurs du Grenville ont été affectés.

Pour la suite des événements, Rivers (1997) reconnaît trois phases magmatiques qu'il associe à l'orogenèse

grenvillienne : le Shawinigan (1190-1140 Ma), l'Ottawan (1080-1020 Ma) et le Rigolet (1000-985 Ma). Gower et Krogh (2002) ont plutôt défini une phase magmatique qui s'étend de 1180 à 1080 Ma et qu'ils nomment l'Adirondien. Pour ces auteurs, l'orogenèse grenvillienne correspond essentiellement à l'Ottawan et au Rigolet de Rivers (1997) et s'étendrait de 1080 à 974 Ma. Nous avons utilisé les subdivisions de Gower et Krogh (2002) pour la période post-elzévirienne (figures 20, 21 et 22). Au cours de l'orogenèse grenvillienne, on assiste à une collision continent-continent majeure qui a engendré l'imbrication de divers domaines et terranes qui ont finalement formé une importante chaîne de montagne.

À la lumière de cette chronologie d'événements, nos résultats de géochronologie seront comparés avec ceux connus ailleurs dans le Grenville, au Québec, en Ontario et dans l'État de New-York. La position centrale de la région du réservoir Pipmuacan à l'intérieur de la Province de Grenville permettra de mieux comprendre les événements géologiques qui ont participé à sa construction. Les figures 17 à 22 ainsi que le tableau 4 présentent et énumèrent les principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville, selon les intervalles de temps discutés plus haut.

De 1520 à 1460 Ma (Pinwarien)

Le Complexe gneissique de Rouvray (1484 ±30 Ma) correspond à l'événement magmatique le plus ancien de la région du réservoir Pipmuacan (figure 17; tableau 4). Au sud, dans la région de Chicoutimi, un âge magmatique de 1506 ±13 Ma a été obtenu sur une amphibolite considérée d'origine extrusive du Complexe gneissique du Saguenay. À l'est, un âge de ~1491 Ma a été obtenu par Gobeil *et al.* (2005) sur une mangérite porphyrique de la Suite plutonique de Varin.

Dans la partie orientale du Grenville, on assiste au même moment à l'accrétion de l'arc magmatique pinwarien (Terrane de Pinware, 1520 à 1460 Ma; figure 17; Gower *et al.* 1988; Tucker et Gower, 1994; Gower, 1996; Wasteneys *et al.* 1997; Rivers et Corrigan, 2000; Gower et Krogh, 2002) et la mise en place de divers plutons dans le Terrane de Long Range à Terre-Neuve (Owen et Erdmer, 1990). Dans la partie ouest du Grenville, un événement magmatique d'importance était aussi en cours et a généré les Granitoïdes de Britt (1500 à 1425 Ma; figure 17; Rivers, 1997; Rivers et Corrigan, 1999). Ainsi, l'orogenèse pinwarienne s'est nettement manifestée à travers l'ensemble du Grenville.

De 1460 à 1290 Ma (Elsonien précoce et moyen)

Cette période fut largement dominée par un magmatisme d'âge elsonien précoce (1460 à 1350 Ma) et localement, d'âge elsonien moyen (1350 à 1290 Ma). Dans la partie centrale du Grenville, on trouve les complexes gneissiques du Cap à l'Est (~1391 Ma) et du Parc des Laurentides (1391 à 1345 Ma), constitués presque essentiellement d'ortho-

gneiss granulitiques, le Granite de De Mun (~1383 Ma), le Granite rapakivique de Cyriac (~1383 Ma) et l’Intrusion mafique du Ruisseau-à-Jean-Guy (~1393 Ma; figure 18; tableau 4). Au nord-est de la région du réservoir Pipmuacan, différentes lithologies assignées au Complexe de Hulot ont rendu des âges entre 1434 et 1373 Ma soit : une enderbite massive à gneissique (~1434 Ma), une charnockite (~1376 Ma) et une monzonite mégacristique (~1373 Ma; Gobeil *et al.*, 2002, 2005; figure 18; tableau 4). Pour sa part, la Suite plutonique mafique de De La Blache (suite AMCG) a donné un âge elsonien moyen de ~1327 Ma. Plus à l’est, se trouvent deux autres suites AMCG soit : l’Anorthosite de Rivière-Pentecôte (1365 à 1354 Ma) et le Complexe de Matamec (1378 à 1351 Ma) constitué de gabbronortie, de mangérite et de granite.

À l’extrême sud-ouest de la partie centrale du Grenville, un âge d’environ 1450 Ma a été obtenu sur un tuf à lapilli du Groupe de Montauban (figure 18; tableau 4). Ce groupe est constitué de basalte, de tuf et de roches sédimentaires clastiques et chimiques (marbres et roches calcosilicatées). Il représente les vestiges d’un arc insulaire déformé et métamorphisé (Nadeau *et al.*, 1999). Dans le même secteur, le Complexe de la Bostonnais (orthogneiss tonalitique-dioritique et granodioritique), a rendu des âges d’environ 1400 Ma et de 1371 Ma sur une diorite calco-alcaline et un orthogneiss tonalitique (figure 18; Rondot 1978; Hébert et Nadeau, 1995).

Dans la partie ouest du Grenville, au Québec, on retrouve la Suite intrusive de Lacoste (1450 à 1346 Ma) et le Complexe gneissique de Bondy (~1390 Ma; figure 18; tableau 4). En Ontario, Rivers et Corrigan (2000) rapportent des âges obtenus par divers auteurs. Il s’agit d’anorthosite et de gneiss tonalitique à granitique du Terrane de Parry Sound (1380 à 1314 Ma), à l’est de la Baie Georgienne et de gneiss tonalitique à granodioritique de la Suite de Dysart (1370 à 1350 Ma; figure 18). Ces auteurs rapportent aussi des intrusions tonalitiques et charnockitiques d’âge elsonien moyen (1350-1290 Ma) dans les « Hautes-Terres des Adirondacks » (figure 18). Ces intrusions ont donné des âges se situant entre 1336 et 1301 Ma.

Pendant l’Elsonien, quelques unités de roches supracrustales se sont aussi déposées. Mentionnons, la Séquence supracrustale de Saint-Yves datée à ~1371 Ma et située dans la région étudiée ainsi que les unités volcaniques du Complexe du Mont Holly dans les Adirondacks (1356 à 1308 Ma; figure 18). La Séquence supracrustale de Saint-Yves constitue la troisième phase de sédimentation de roches supracrustales dans la partie centrale du Grenville, après les quartzites, les paragneiss et les amphibolites du Complexe gneissique du Saguenay (~1506 Ma, figure 17) et les roches volcaniques et volcano-sédimentaires du Groupe de Montauban (~1450 Ma, figure 18). En ce qui concerne la Séquence supracrustale de Saint-Onge, également présente dans notre région, son âge demeure inconnu. Ses relations avec la SALSJ nous permettent uniquement de la considérer certainement plus vieille que 1160 Ma. Mentionnons finalement qu’elle se compose

en grande partie de marbres et des roches calcosilicatées, ce qui diffère nettement de la Séquence supracrustale de Saint-Yves. Cette distinction compositionnelle empêche donc toute corrélation entre ces deux unités.

De 1290 à 1230 Ma (Elsonien tardif)

Pendant cette période, il n’y a pas d’activité intrusive identifiée (Gower et Krogh, 2001). C’est une période dominée dans la partie ouest du Grenville par la déposition de séquences de carbonate, de quartzite, de pélite et de roche volcanique. Ces dépôts ont formé les terranes de Brancroft, Elzevir, Mazinaw, Sharbot Lake, Frontenac, Morin, Mont-Laurier, Cabonga, et des Basses Terres des Adirondacks; ensemble de terranes appelé « Ceinture centrale de métasédiments » (figure 19).

Dans la partie est du Grenville, le Wakeham-Ouest a été un lieu de sédimentation terrigène ainsi que de volcanisme felsique et mafique entre 1271 et 1246 Ma (figure 19).

De 1230 à 1180 Ma (Elzévirien)

Cette période correspond à un cycle orogénique dont l’influence fut très locale. Seules les unités de la Ceinture centrale de métasédiments et du Groupe de Wakeham-Ouest ont été affectées. C’est à ce moment que la Ceinture centrale de métasédiments s’est accrétée au continent Laurentia pré-elzévirien.

De 1180 à 1080 Ma (Adirondien)

L’Adirondien correspond à la mise en place de nombreuses suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite) dans l’ensemble du Grenville (figure 20). La SALSJ (1160 à 1135 Ma) est l’événement dominant dans les régions du réservoir Pipmuacan (22E) et de Chicoutimi (22D).

Plusieurs lithodèmes de la SALJS ont été datés (tableau 4; figure 3) : la Farsundite du lac Kénogami, le Granite de Labrecque, le dyke de Diorite du lac Chabot et le Mégadyke de leucotroctolite de Bégin, la Suite mafique-ultramafique de la Baie à Cadie et la Ségrégation granophyrique de Jonquière.

Dans la partie est du Grenville (tableau 4; figure 20), d’autres suites AMCG ont donné des âges similaires à celles de la SALSJ. On trouve la Suite anorthositique de Vallant (~1140 Ma), la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (1139 à 1129 Ma) et la Suite anorthositique de Fournier (1133 à 1123 Ma).

Dans l’ouest du Grenville, la mise en place des suites AMCG correspond généralement à l’orogénie de Shawinigan de Rivers (1997). On y trouve le Massif de Morin daté à environ 1155 Ma et la Suite de Marcy qui s’est mise en place dans les Adirondacks entre 1160 et 1130 Ma (tableau 4; figure 20).

Dans les terranes de Elzévir et de Mont-Laurier (figure 20) affleurent une série de petits plutons ultrapotassiques appar-

TABLEAU 4 – Compilation des données isotopiques pour les principales unités rencontrées dans les parties est, centre et ouest du Grenville.

PÉRIODE	GRENVILLE OUEST	GRENVILLE CENTRE	GRENVILLE EST
> 1460 Ma	Granitoïdes de Britt, 1500 à 1425 Ma (19)	Amphibolite du Cap de la Mer (Complexe gneissique du Saguenay), 1506 ±13 Ma (7) Suite platonienne de Varin, 1491 ±3 Ma (10)	Pinware, 1520 à 1460 Ma (28) Wakeham-Est, 1600 à 1520 Ma (22)
1460 à 1290 Ma (Esonien précoce et moyen)	Suite intrusive de Lacoste, 1450 à 1346 Ma (20) Complexe gneissique de Bondy, ~1390 Ma (21) Terrane de Parry Sound, 1380 à 1314 Ma (22) Suite de Dysart, 1370 à 1350 Ma (22) Adirondack Highlands, 1336 à 1301 Ma (24) Complexe du Mont-Holly, 1356 à 1308 Ma (24)	Complexe de la Bostonnais, 1400 à 1370 Ma (15, 16) Complexe du Parc des Laurentides, 1391 à 1344 Ma (13) Intrusion mafique du Ruisseau-à-Jean-Guy, 1393 +22/-10 Ma (2) Complexe gneissique du Cap à l'Est, 1391 ±8/-7 Ma (7) Granite rapakivique de Cyriac, 1383 ±16 Ma (7) Granite de De Mun, 1383 ±30/-17 Ma (12) Séquence supracrustale de Saint-Yves, âge non confirmé de 1371 ±13 Ma (12) Complexe de Hulot : enderbite, 1434 +64/-28 Ma (9); monzonite mégacristique, 1373 ±3 Ma, granite charnockitique, 1376 ±2 Ma (10) Suite platonique mafique de De La Blache, 1327 ±16 Ma (9)	Anorthosite de Rivière-Pentecôte, 1365 à 1354 Ma (29) Complexe de Matamec, 1378 à 1351 Ma (30)
1290 à 1180 Ma (Esonien tardif et Elzévirien)	Terranes de : Brancroft, Elzévir, Mazinaw, Sharbot Lake, Frontenac, Morin, Mont-Laurier, Cabonga, Basses Terres des Adirondacks et Adirondack	Terranes de : Brancroft, Elzévir, Mazinaw, Sharbot Lake, Frontenac, Morin, Mont-Laurier, Cabonga, Basses Terres des Adirondacks et Adirondack	Wakeham-Ouest, 1271 à 1246 Ma (22)
1180 à 1080 Ma (Adirondien)	Massif de Morin, ~1155 Ma (23)	Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, (1160 à 1135 Ma) • Farsudite du lac Kéogami, ~1160 Ma (2) • Granite de Du Bras (granophyre), 1148 ±2 Ma (6) • Charnockite de Patrick Ouest, 1143 ±2 Ma (12) • Anorthosite, 22E/04, 1150 ±5 (6) • Diorite du lac Chabot, 1157 ±2 Ma (1) • Ségrégation granophyrique, Jonquière, 1154 ±2 Ma (1) • Megadyke de leucotactolite de Bégin, 1157 ±2 Ma (1) • Charnockite de Kéogami, 1155 à 1135 Ma (7) • Suite mafique-ultramatigique de Baie à Cadie, 1150 ±3 Ma (7) • Granite de Labrecque, 1146 ±3 Ma (4)	Suite anorthositique de Fournier, 1133 à 1123 Ma (11) Suite anorthositique de Haute-Saint-Pierre, 1139 à 1129 Ma (20, 31) Suite anorthositique de Vallant, 1140 ±7 Ma (10)

(1) Higgins et van Breemen (1992); (2) Hervet et al., (1994); (3) Owens et al., (1994a); (4) Higgins et van Breemen (1996); (5) Hébert et al., (1998b); (6) Ider (1997) et Higgins et al., (2002); (7) Hébert et van Breemen (2004); (8) Hébert et al., (2005); (9) Gobell et al., (2002); (10) Gobell et al., (2005) (11); Emslie et Hunt (1990); (12) van Breemen (2009); (13) Hébert et Bellmare (2007); (14) Dymek, comm. personnelle; (15) Nadeau et al., (1992); Nadeau et van Breemen (1997); (16) Corrigan et van Breemen (2001); (17) Nadeau et al., (1998); (18) Nadeau et van Breemen (2001); (19) Rivers (1997); Rivers et Corrigan (2000); (20) Hébert et Nantel (1999); (21) Wodicka et al., (2004); (22) Tiré de Rivers et Corrigan (2000); (23) Doig, (1991); (24) Silver (1969); McLelland et al., (1988); (25) Corriveau et al., (1990); (26) Van Breemen et Currie (2004); (27) Nantel, comm. personnelle; (28) Gower et al., (1998); Gower, (1994); Gower et Krogh (2002); (29) Martignole et al., (1993); Emslie et Hunt (1990); (30) Wodicka et al., (2003); (31) Gobell et al., (2003); (32) Perreault et Heaman (2001); (33) Loveridge, (1996); (34) Heaman et al., (2002); (35) van Breeman et Higgins (1993).

TABLEAU 4 – Compilation des données isotopiques pour les principales unités rencontrées dans les parties est, centre et ouest du Grenville (suite).

PÉRIODE	GRENVILLE OUEST	GRENVILLE CENTRE	GRENVILLE EST
1080 à 1045 Ma (Grenvillien précoce)		<ul style="list-style-type: none"> Suite anorthositique de Pimpuacan Anorthosite de Vanel, 1080 ±2 Ma (12) Monzonite de Pamouscachiu, 1069 ±2 Ma (12) Mangérite de Strike, 1073 ±2 Ma (12) Mangérite de Poulin de Courval, 1068 ±3 Ma (5) Monzonite d'Étienneche, 1059 ±2 Ma (12) Mangérite de Chicoutimi, 1082 ±3 Ma (2, 4) Leucogabbro du Canton de Taché, 1076 ±2 Ma (1) Granite de La Baie, 1067 ±4 Ma (4) Dyke de métabasite III-B (Lac Kérogami), 1050 ±10 Ma (1) Gabbro de Simoncouche, 1045 ±5 Ma (7) Anorthosite de Saint-Urbain, ~1050 Ma (14) Suite plutonique de Rivière-à-Pierre Granite de Rivière-à-Pierre, 1058 ±2 Ma (17) Mangérite de Lejeune, 1059 ±2 Ma (16) Gabbro de Lapeyrère, ~1069 Ma (18) Gabbronorite de Shawinigan, 1076 +4/-3 Ma (16) 	<ul style="list-style-type: none"> Massif de Rivière-au-Tonnerre, 1062 ±4 Ma (35)
1028 à 974 Ma (Grenvillien moyen à tardif)		<ul style="list-style-type: none"> Suite plutonique de Périnonka Granite Astra, 1028 ±2 Ma (6) Dyke d'amazonite (22E/04), 1028 ±3 Ma (6) Granite de La Carpe, 1028 ±2 Ma (12) Monzonite quartzique de Psukè, 1024 ±2 Ma (12) Granite porphyroïde de Menton, 1024 ±2 Ma (12) Pluton de Saint-Ambroise, 1020 +4/-3 Ma (4) Monzonite de Margane, 1018 ±3 Ma (12) Monzonite de Farmer, 1018 +7/-8 Ma (11) Mangérite intrusive dans la Suite plutonique mafique de De La Blache, 1016 ±4 Ma (9) Mangérite intrusive dans le Complexe gneissique de Hulot, 1017 ±2 Ma (9) Suite anorthositique de Vain Anorthosite de Mattawa, 1016 ±2 Ma (8) Mangérite de La Hache, 1010 ±3 Ma (8) Massif anorthositique alcalin de Labreville, 1010 à 1008 Ma (3) Charnockite de Gouin, 1010 ±2 Ma (8) Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes Syénite de Vénus de Milot, 988 ±2 Ma (6) Granite de Touladi, 987 ±2 Ma (12) 	<ul style="list-style-type: none"> Filon-couche de granodiorite, 1028 ±1 Ma et granite à biotite, 1022 ±2 Ma dans l'intrusion du lac Michael dans le Terrane de Long Range à Terre-Neuve (34) Granite de Bigot, 1030 +12/-7 Ma, intrusif dans le Complexe de Matamec (31) Anorthosite de Vieux-Fort, 974 ±2 Ma (32)

(1) Higgins et van Breemen (1992); (2) Hervet *et al.*, (1994); (3) Owens *et al.*, (1994); (4) Higgins et van Breemen (1996); (5) Hébert *et al.*, (1998b); (6) Ider (1997) et Higgins *et al.*, (2002); (7) Hébert et van Breemen (2004); (8) Hébert *et al.*, (2005); (9) Gobell *et al.*, (2002); (10) Gobell *et al.*, (2005); (11) Emslie et Hunt (1990); (12) van Breemen (2009); (13) Hébert et Bellemare (2007); (14) Dymek, comm. personnelle; (15) Nadeau *et al.*, (1992); Nadeau et van Breemen (1994); (16) Corrigan et van Breemen (2001); (17) Nadeau *et al.*, (1999); (18) Nadeau et van Breemen et Corrigan (2000); (19) Rivers (1997); (20) Hébert et Nantel (1999); (21) Wodicka *et al.*, (2004); (22) Tiré de Rivers et Corrigan (2000); (23) Doig, (1991); (24) Silver (1969); McLelland *et al.*, (1991); (25) Corriveau *et al.*, (1990); (26) van Breemen et Currie (2004); (27) Nantel, comm. personnelle; (28) Gower *et al.*, (1988); Tucker et Gower (1994); Gower, (1986); Wasteley *et al.*, (1997); Gower et Krogh (2002); (29) Martignole *et al.*, (1993); Emslie et Hunt (1990); (30) Wodicka *et al.*, (2003); (31) Gobell *et al.*, (2003); (32) Perreault et Hearman (2001); (33) Loveridge, (1996); (34) Hearman *et al.*, (1993); (35) van Breeman et Higgins (1993).

tenant à la Suite alcaline de Kensington-Skootamatta et datés entre 1090 et 1070 Ma (tableau 4). Ces âges correspondent au début de l'orogénie Ottawan selon Corriveau *et al.* (1990). Selon Gower et Krogh (2002), ces âges se situent à la fin du cycle de la mise en place des suites AMCG de la période adirondienne.

De 1080 à 1045 Ma (Grenvillien précoce)

Cette période peut être considérée équivalente à la phase magmatique de Shawinigan de Rivers (1997; 1190 à 1140 Ma). Elle a été particulièrement importante dans l'édification de la partie centrale du Grenville et correspond à la mise en place de la Suite anorthositique de Pipmuacan (figure 21). Cette suite se compose de plusieurs lithodèmes énumérés dans le tableau 4. Dans la région du réservoir Pipmuacan, ce sont : l'Anorthosite de Vanel, les mangérites de Poulin-de-Courval et de Strike ainsi que les monzonites de Pamouscachiou et d'Étienne (figures 4 et 21). Dans la région de Chicoutimi (22D), on retrouve : la Mangérite de Chicoutimi et le Granite de La Baie (figures 3 et 21) ainsi que le Leucogabbro du Canton de Taché, le dyke de métabasite III-B du lac Kénogami et le Gabbro de Simoncouche (figure 3). Au cours de la même période on assiste, plus au sud, à la mise en place de l'Anorthosite de Saint-Urbain (~1050 Ma), du Granite de Rivière-à-Pierre (~1058 Ma), du Gabbro de Lapeyrère (~1069 Ma), de la Mangérite de Lejeune (1059 ±2 Ma) et le Gabbronorite de Shawinigan (~1076 Ma; figure 21).

Dans la partie est du Grenville, le Massif de Rivière-au-Tonnerre (1062 ±4 Ma) est le seul événement magmatique identifié à cette période (figure 21; tableau 4). Les autres âges isotopiques disponibles sont des âges métamorphiques obtenus sur des paragneiss et une amphibolite du Complexe de Manitou (Wodicka *et al.*, 2003).

Dans la partie ouest du Grenville, les âges correspondant à cette période sont des âges métamorphiques et des événements tectoniques datés entre 1080 et 1020 Ma. Les plus importants sont : la Zone de déformation de Labelle (ZDL), située entre les terranes de Mont-Laurier et Morin et, la Zone de déformation de Taureau (ZDT) qui longe la bordure est du Terrane de Morin (figure 21). Ces structures ont été respectivement datées à environ 1078 et 1074 Ma par Martignole et Friedman (1998).

De 1028 à 974 Ma (Grenvillien moyen à tardif)

Cette période comprend trois événements magmatiques distincts soit : de 1028 à 1018 Ma, de 1016 à 1008 Ma et de 988 à 987 Ma (figure 22).

Événement de 1028 à 1018 Ma

Cet événement correspond à la phase magmatique tardive de l'Ottawan de Rivers (1997) et relativement peu

de masses intrusives lui sont associées. Dans la région du réservoir Pipmuacan, il est représenté par la Suite plutonique de Péribonka qui comprend : le Granite Astra, le Granite de La Carpe, la Monzonite quartzique de Psukè, le Granite porphyroïde de Menton et la Monzonite de Margane (figure 23). Nous avons inclus dans cette suite le Pluton de Saint-Ambroise, situé plus au sud, ainsi que la Monzonite de Farmer, plus à l'est (figure 23).

Au nord-est de la région, deux intrusions sont également assignées au Péribonka soit : une mangérite (1016 ±4 Ma) qui recoupe la Suite plutonique mafique de De La Blache et une autre (1017 ±2 Ma), qui recoupe le Complexe gneissique de Hulot (figure 23; tableau 4).

Dans la partie est du Grenville, le Granite de Bigot (~1030 Ma) serait un représentant de cet événement magmatique (figure 22; tableau 4). Plus à l'est, dans le Terrane de Long Range (figure 22), Heaman *et al.* (2002) rapportent des âges ignés de 1026 ±1 Ma sur un filon-couche de granodiorite et de 1022 ±2 Ma sur un granite à biotite de l'Intrusion du lac Michael (tableau 4).

Finalement, notons que dans la partie ouest du Grenville, le Complexe syénitique de Kipawa a donné un âge d'environ 1033 Ma (figure 22). Ce plutonisme représenterait possiblement la fin d'un cycle magmatique antérieur.

Événement de 1016 à 1008 Ma

Cet événement est restreint à la région du réservoir Pipmuacan. Il est représenté par la Suite anorthositique de Valin (SAV) qui s'est mise en place entre 1016 et 1008 Ma (figures 22 et 23). Elle comprend les anorthosites de Mattawa et de Labrieville ainsi que la Mangérite de La Hache et la Charnockite de Gouin (figure 23). Ailleurs dans le Grenville, mis à part de rares pegmatites citées dans la littérature, il n'y a pas d'événement magmatique de cet âge.

La SAV est donc un événement magmatique exclusif à la partie centrale du Grenville. De plus, contrairement aux autres suites AMCG de la région de Pipmuacan, elle est caractérisée par la présence de minéralisations en hémio-ilménite.

Événement de 1000 à 974 Ma

Cet événement tardi-grenvillien est caractérisé par un magmatisme alcalin quasi synchrone à la phase Rigolet de Rivers (1997; 1000 à 980 Ma). Dans la région du réservoir Pipmuacan, il est représenté par le Granite de Touladi (987 ±2 Ma) et la Syénite de Vénus de Milot (988 ±2 Ma), deux intrusions appartenant à la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (figure 23; tableau 4). Ce magmatisme a été particulièrement actif dans la partie orientale du Grenville où il est représenté par les granites alcalins de la Suite de La Galissonnière qui ont rendu des âges d'environ 993 et 981 Ma (figure 22, tableau 4). Vers l'est, l'Anorthosite de Vieux-Fort a donné un âge de 974 ±2 Ma. Du côté du

Labrador, Wasterney *et al.* (1997) ont daté plusieurs plutons alcalins à l'intérieur du Terrane de Pinware (figure 22) dont une syénite à aegyrine (~991 Ma), une syénite à clinopyroxène-fayalite (985 Ma) et un dyke mafique alcalin (~985 Ma). Toujours dans le Grenville oriental, dans le Terrane de Lake Melville situé au nord de celui de Pinware (figure 22), Wasterney (1997) a également obtenu un âge de ~974 Ma sur un dyke mafique alcalin.

Dans la partie ouest du Grenville, la Suite alcaline de Lesueur (~1000 Ma; Nantel, comm. pers.) est le seul événement magmatique relié à cette période (figure 22). Par contre, on y note une importante activité tectonique. La faille de chevauchement de Cabonga, entre le Terrane de Cabonga et la Ceinture parautochtone, a été datée à ~998 Ma tandis que les zones de cisaillement de Renzy et de Cadgrib, situées dans la Ceinture parautochtone, ont donné respectivement des âges de ~1003 Ma et ~998 Ma (Martignole et Friedman, 1998; figure 22).

Âges métamorphiques dans les parties centrales et orientales du Grenville

La majorité des âges métamorphiques qui ont été déterminés dans le Grenville correspondent au paroxysme du métamorphisme relié à l'orogenèse grenvillienne. Dans la partie centrale, des âges métamorphiques de 1085 Ma et 1046 ± 19 Ma ont été obtenus respectivement sur un échantillon de paragneiss à grenat de la Séquence supracrustale de Saint-Yves et un orthogneiss du Complexe gneissique de Rouvray (van Breemen, 2009).

Dans la partie est du Grenville, Gobeil *et al.* (2002) obtenaient un âge métamorphique de 1084 ± 27 Ma, sur un faciès syénitique associé à la bordure gabbronoritique de la Suite plutonique mafique de De La Blache (figure 18). Gobeil *et al.* (2003) obtenaient également dans le Complexe de Manitou, complexe entourant celui de Matamec (figure 18), des âges métamorphiques de 1076 ± 4 Ma, de 1078 ± 3 Ma et de 1083 ± 2 Ma sur des gneiss pélitiques et de $1071 + 26/- 14$ sur un orthogneiss. Vers l'est, une anorthosite à grenat de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figure 20), a donné un âge métamorphique de 1082 ± 16 Ma.

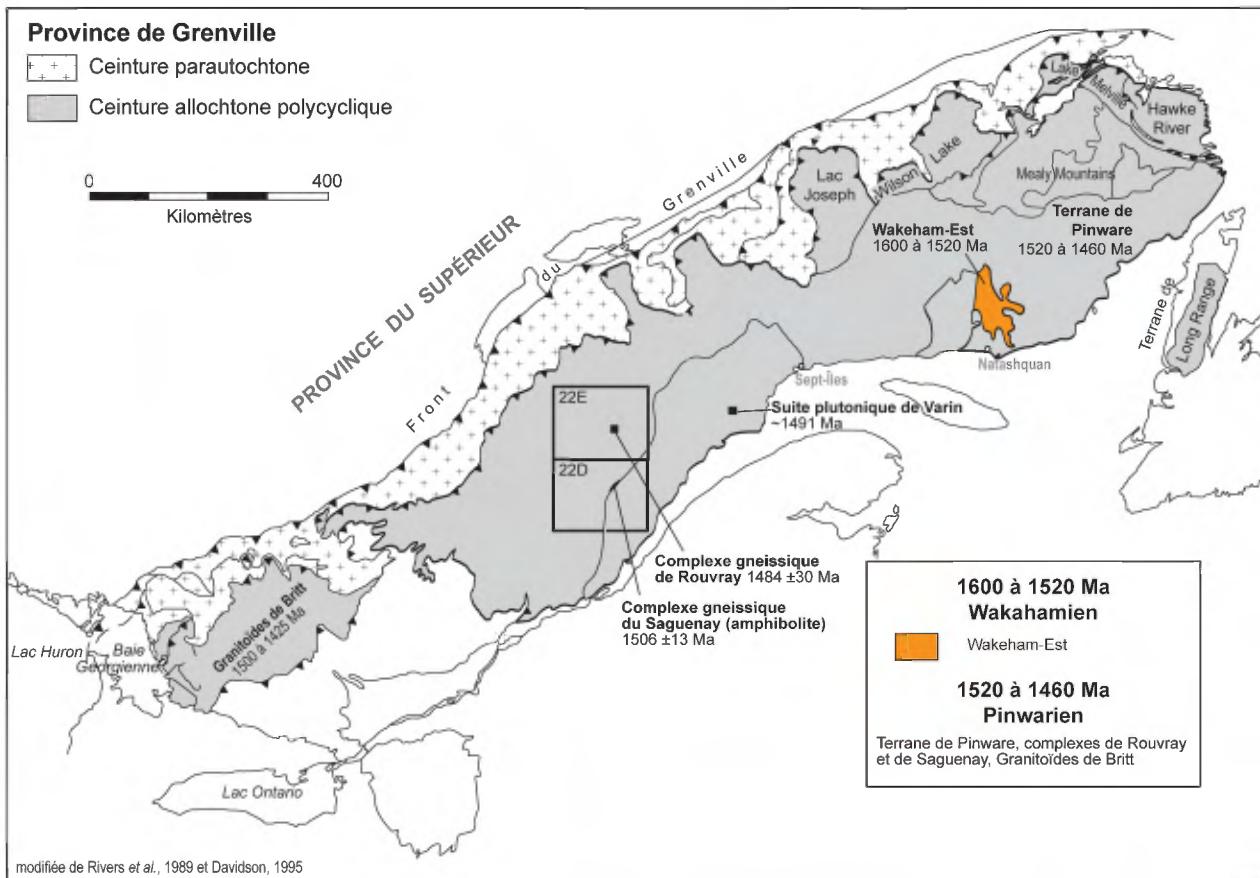


FIGURE 17 – Principales entités géologiques qui caractérisent la Province de Grenville entre 1600 et 1460 Ma.

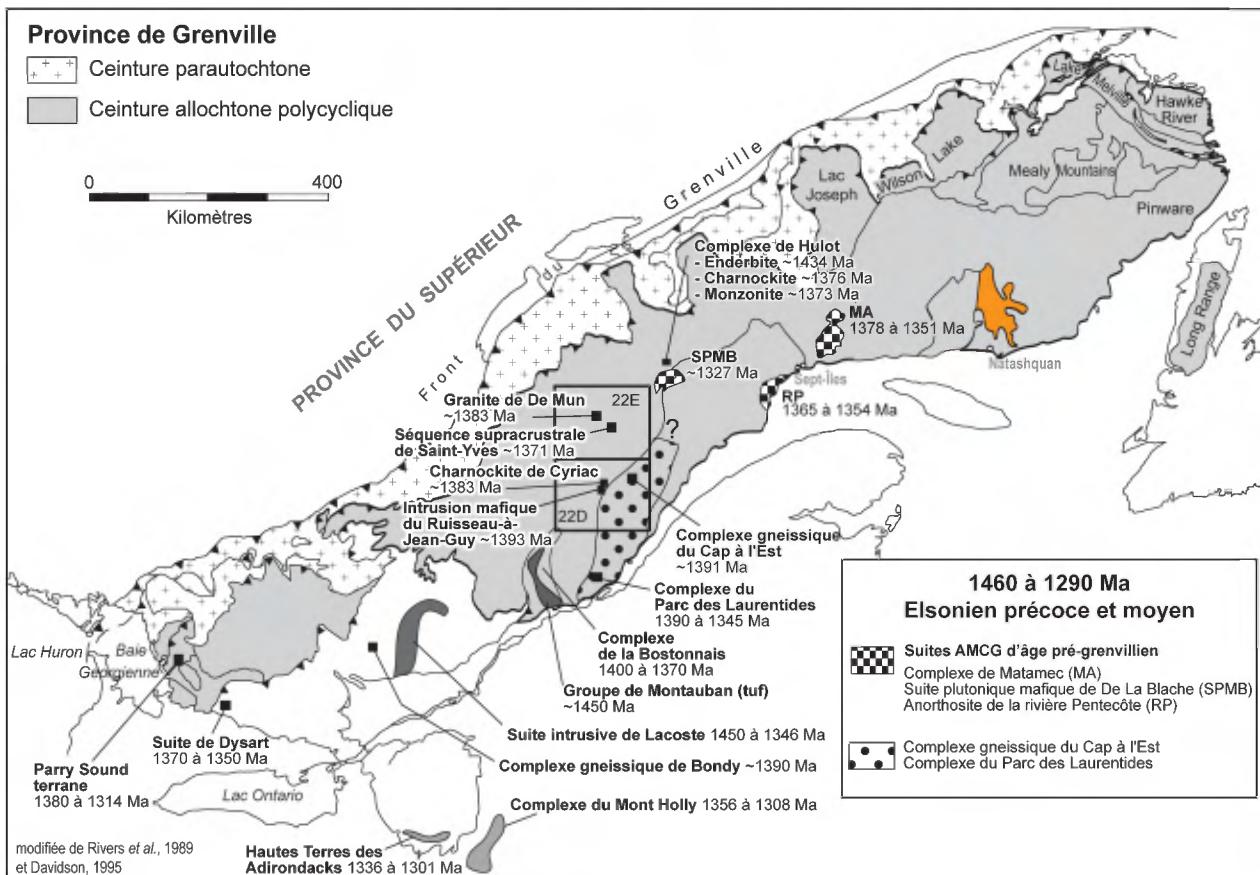


FIGURE 18 – Principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville entre 1460 et 1290 Ma.

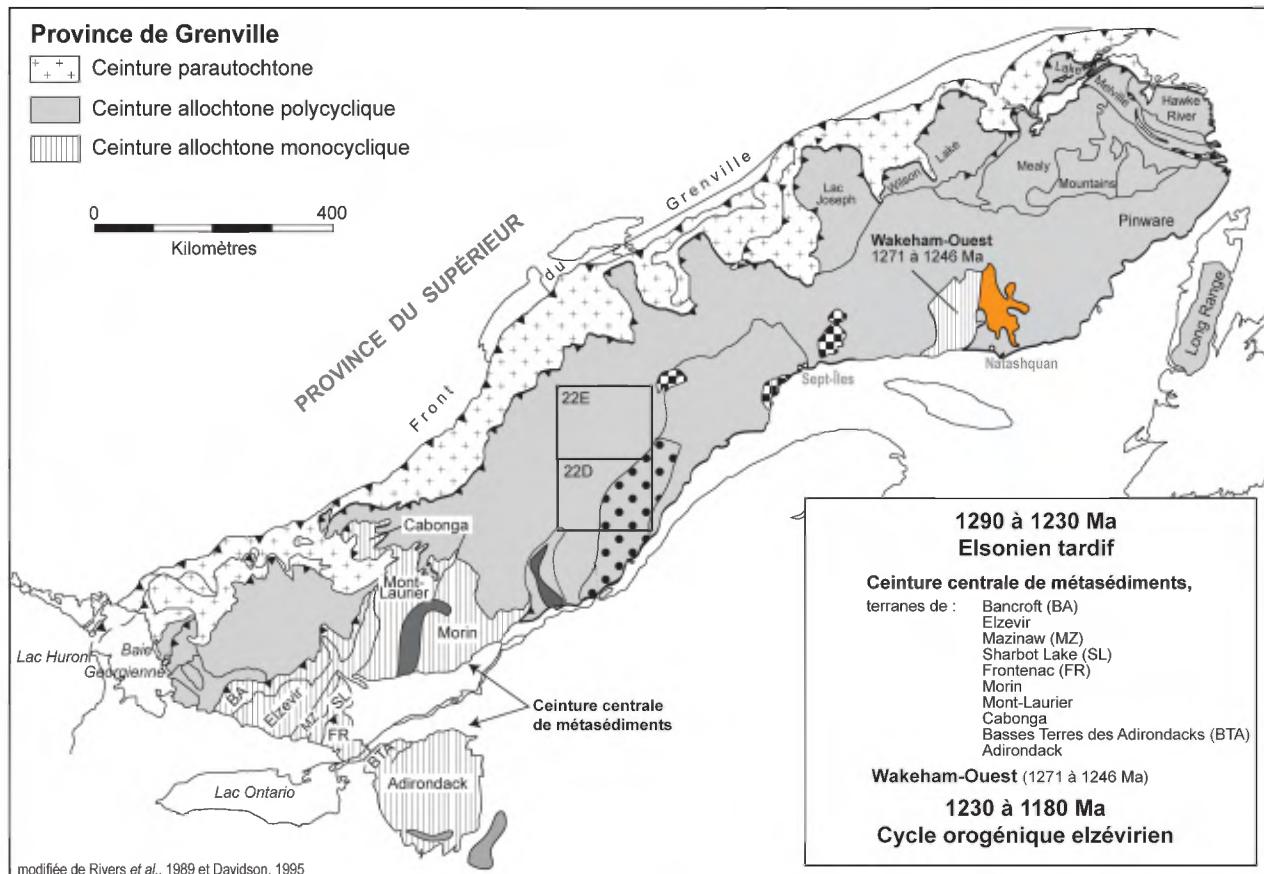


FIGURE 19 – Principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville entre 1290 et 1180 Ma.

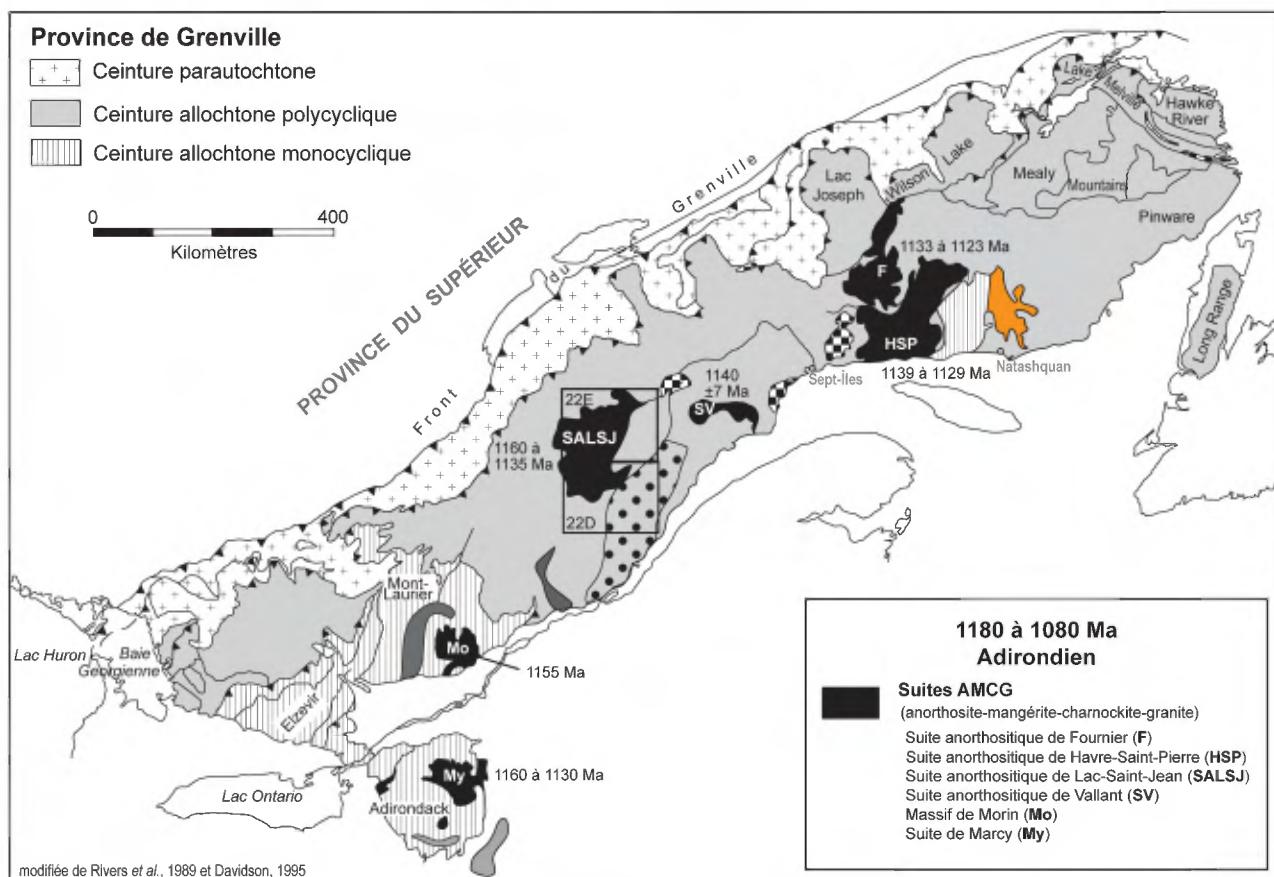


FIGURE 20 – Principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville entre 1180 et 1080 Ma.

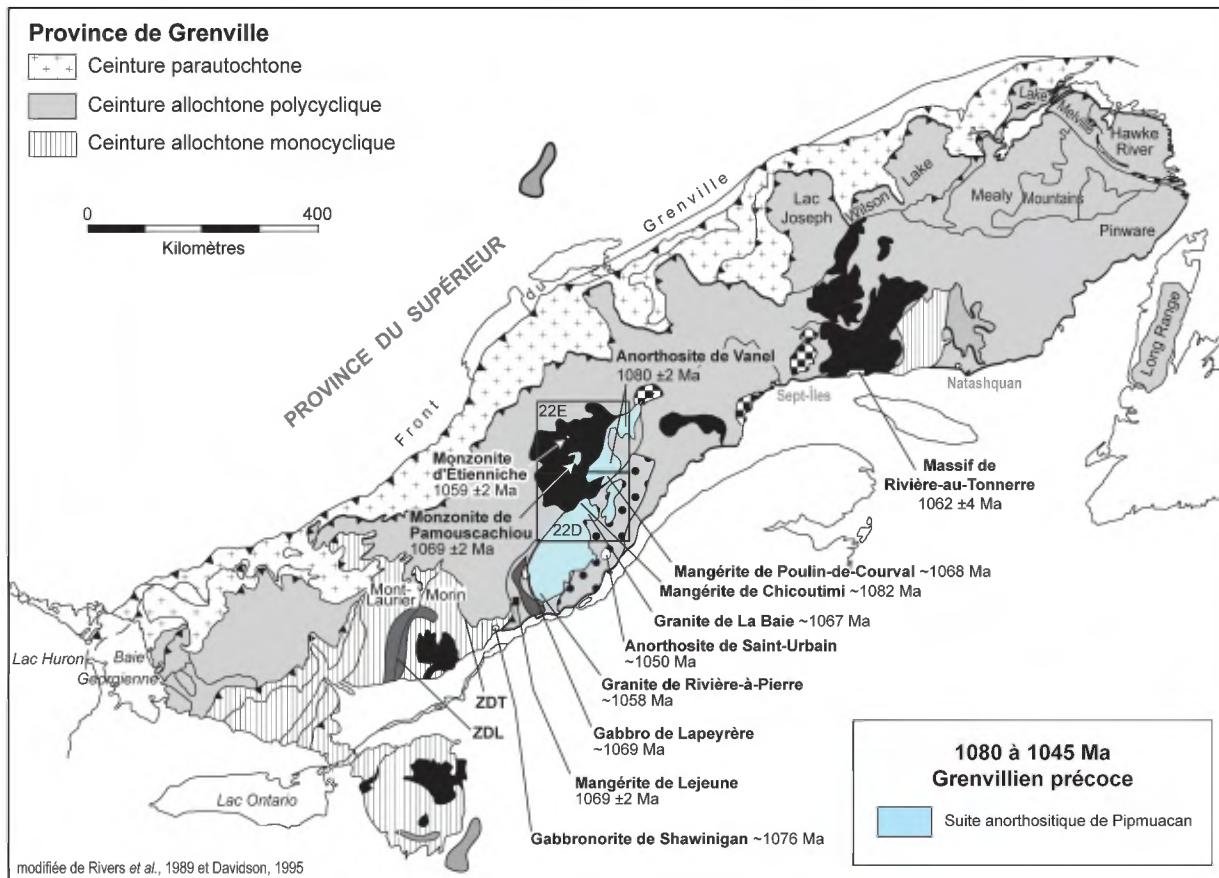


FIGURE 21 – Principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville entre 1090 et 1045 Ma.

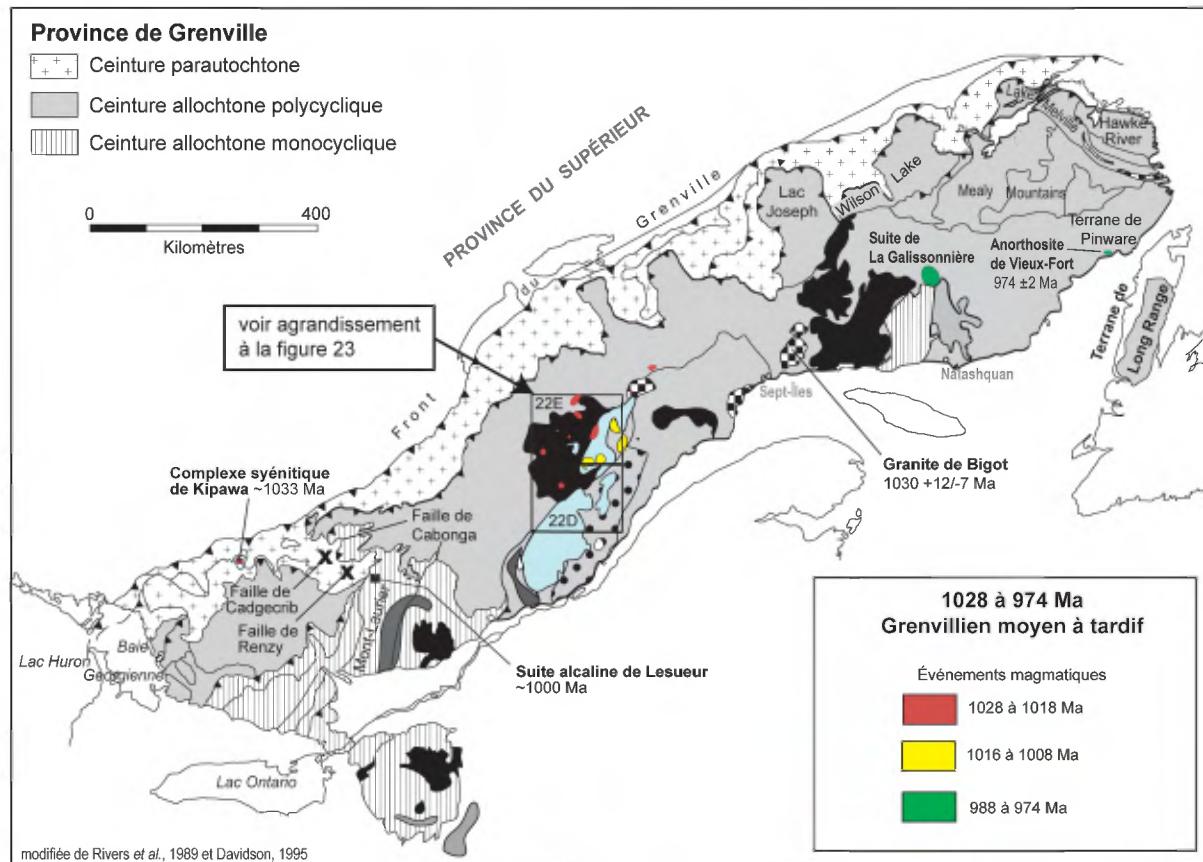


FIGURE 22 – Principales entités géologiques caractérisant la Province de Grenville entre 1028 et 974 Ma (voir agrandissement à la figure 23).

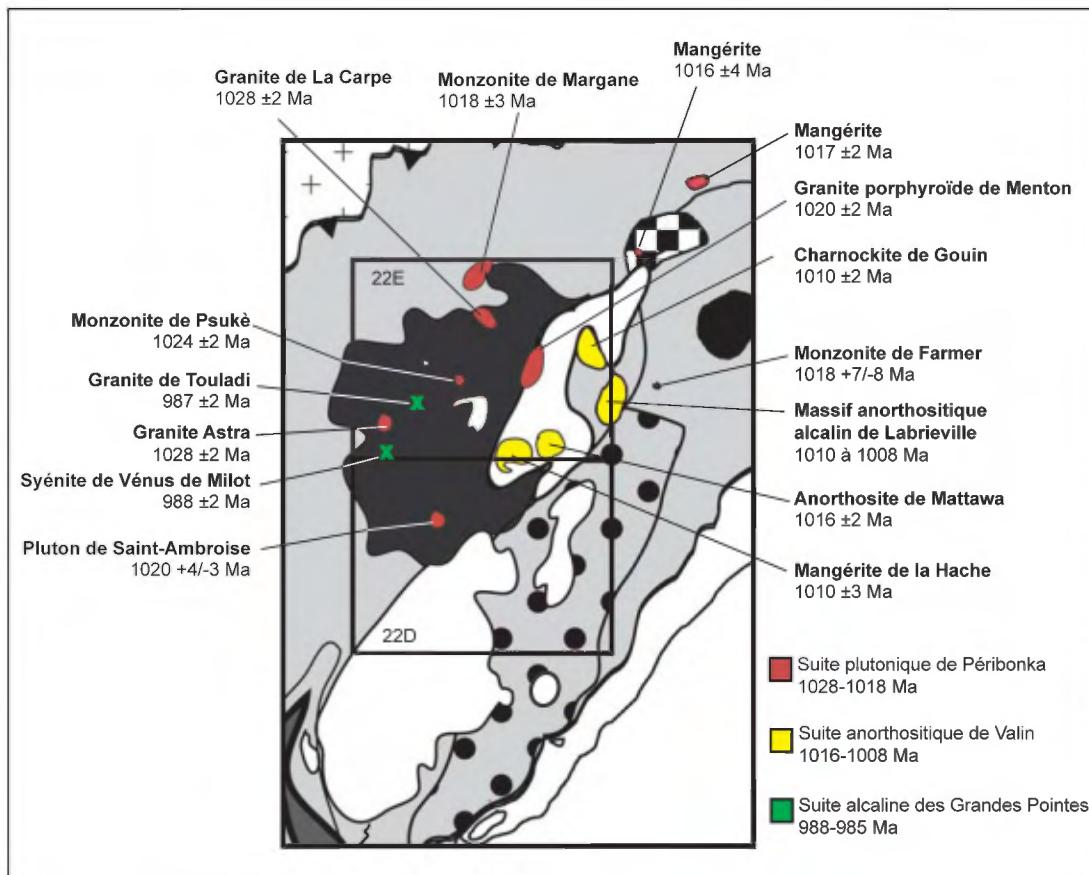


FIGURE 23 – Agrandissement de l’encadré de la figure 22 (feuilles 22E et 22D).

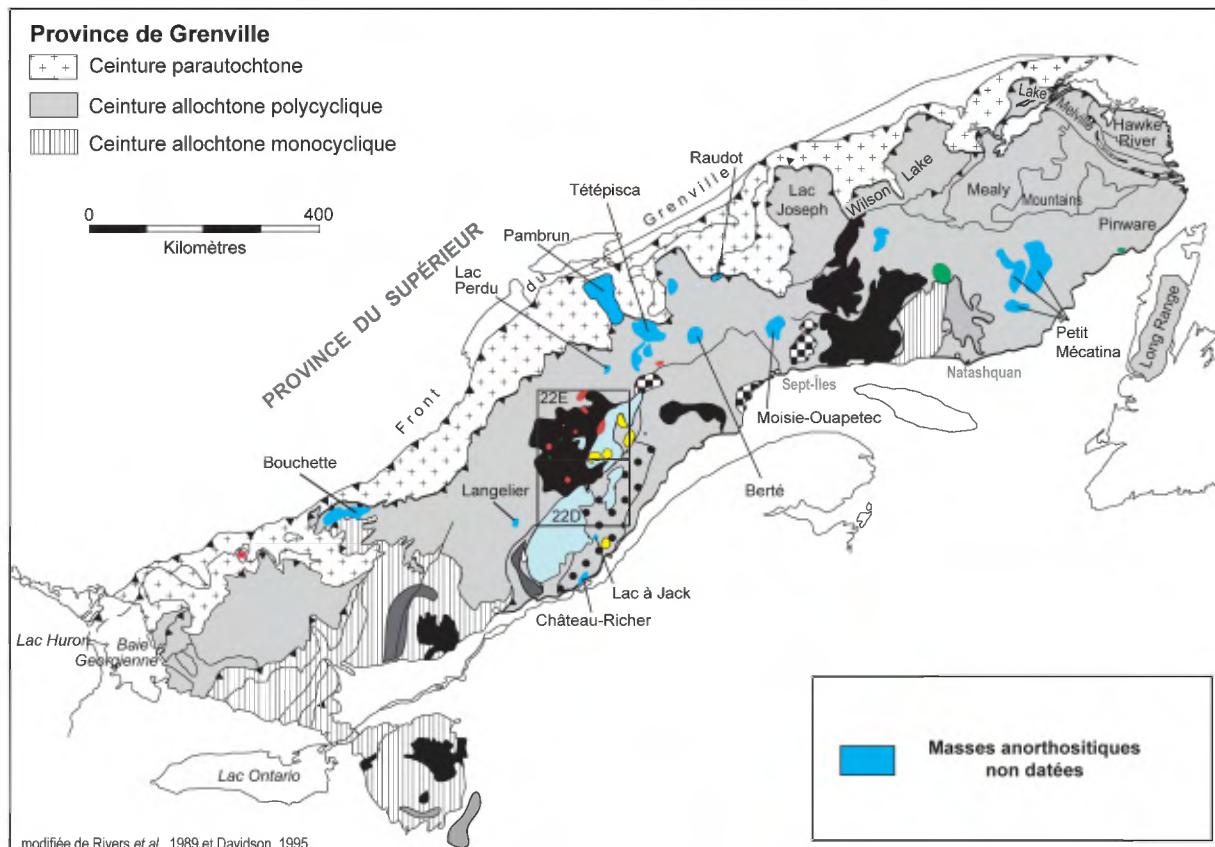


FIGURE 24 – Localisation des principales masses anorthositiques non datées dans la Province de Grenville.

CONCLUSION

Cette étude a permis de démontrer que la région du réservoir Pipmuacan compte sept phases magmatiques distinctes qui ont eu lieu entre 1461 et 987 Ma et possiblement deux épisodes de sédimentation. Il y a d'abord eu deux phases magmatiques anciennes à environ 90 millions d'années d'intervalle; le Complexe gneissique de Rouvray suivi par celui du Cap à l'Est. La Séquence supracrustale de Saint-Yves se serait déposée peu après la mise en place du Granite de De Mun, intrusion synchrone au Complexe gneissique du Cap à l'Est. L'âge de sédimentation de la Séquence supracrustale de Saint-Onge reste encore indéterminé. Toutefois, les roches qui composent cette séquence diffèrent considérablement de celles de Saint-Yves et auraient probablement aussi un âge différent.

Par la suite, trois suites de type AMCG se sont mises en place : les suites anorthositiques de Lac-Saint-Jean (SALSJ; 1160 à 1135 Ma), de Pipmuacan (SAP; 1082 à 1045 Ma) et de Valin (SAV; 1016 à 1008 Ma). La Suite plutonique de Péribonka s'est mise en place entre 1028 et 1018 Ma, soit entre les suites de Pipmuacan et de Valin. Finalement mentionnons la présence de deux plutons tardigrenvilliens appartenant à la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 et 987 Ma).

Les grands corridors de déformation NE-SW de Saint-Fulgence, de Pipmuacan et de Chute-des-Passes ainsi que les failles NNE-SSO ont favorisé la mise en place de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Ces structures sont demeurées actives et ont favorisé la mise en place des suites AMCG plus jeunes ainsi que l'ensemble des autres intrusions précambriennes de la région.

Les suites AMCG de la région de Pipmuacan présentent un excellent potentiel minéral. En effet, on y retrouve : 1) de nombreuses zones de gabbronorite à oxydes de Fe-Ti et apatite, 2) des faciès d'oxydes semi-massifs à massifs (nelsonite à ilménite-magnétite-apatite), et 3) des zones de brèche à matrice d'oxydes (ilménite-magnétite-apatite). De plus, la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean renferme des minéralisations en Ni-Cu.

Les plutons felsiques à intermédiaires de même que certains faciès anorthositiques possèdent un excellent potentiel pour la pierre architecturale. Finalement, rappelons la présence du gisement de Saint-Onge dont les réserves possibles sont évaluées à plus de 12 Mt à 37 % wollastonite.

En comparant les âges obtenus dans la partie centrale du Grenville avec celles disponibles dans la littérature pour l'ensemble de cette province géologique au Québec, en Ontario et dans l'État de New-York, on constate que;

- Les orthogneiss des complexes gneissiques de Rouvray (~1484 Ma) et du Saguenay (~1506 Ma) sont synchrones à l'accrétion du Terrane de Pinware (1520-1460 Ma).
- Les complexes gneissiques de Cap à l'Est, du Parc des Laurentides et de la Bostonnais ainsi que la Suite plutonique mafique de De La Blache et les roches volcaniques

du Groupe de Montauban sont reliés à un événement magmatique majeur de l'Elsonian précoce (1460 à 1350 Ma), qui a contribué à une part importante de l'édification de la partie centrale du Grenville.

- La SALSJ fait partie d'un cortège de suites AMCG qui se sont mises en place à travers tout le Grenville à l'Adirondien (1190-1080 Ma).
- La Suite anorthositique de Pipmuacan correspond, et de loin, à la phase magmatique la plus importante du grenvillien précoce (1080 à 1045 Ma).
- La Suite anorthositique de Valin est un événement de type AMCG exclusif à la partie centrale du Grenville pendant la période de 1016 à 1008 Ma.
- La Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 985 Ma) est, dans la région du réservoir Pipmuacan, une manifestation modeste d'une phase de magmatisme alcalin tardigrenvillien beaucoup plus importante et que l'on retrouve dans la partie orientale du Grenville (Suite de La Galissonnière).
- Finalement, la figure 24, montre qu'il reste encore beaucoup de masses anorthositiques non datées à l'intérieur de la Province de Grenville.

RÉFÉRENCES

ANDERSON, A.T. Jr., 1962 - Rapport préliminaire sur la région du Lac Catherine, Comté de Chicoutimi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 488, 8 pages, 1 carte.

ANDERSON, A.T. Jr., 1963a - Géologie de la région du lac Riverrin, Comté de Chicoutimi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 504, 8 pages, 1 carte.

ANDERSON, A.T. Jr., 1963b - 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 Labreville anorthosite, Quebec. American Mineralogist; volume 51, pages 1671-1711.

ARCHAMBAULT, M., 1956 - Certificats d'analyses, 1 journal de sondage et 1 croquis de localisation de sondage. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 05624-B, 22 pages.

ARCHER, P. - LÉVESQUE, S. - FRANCOEUR, G., 1998 - Rapport des travaux 1998, Projet Chute-des-Passes. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56578, 83 pages, 10 plans.

ASHWAL, L.D. - WOODEN, J.L., 1983 - Isotopic evidence from the eastern Canadian shield for geochemical discontinuity in the Proterozoic mantle. Nature; volume 306, pages 679-680.

AUBIN, A., 2000 - Essais de broyage et calculs de l'indice de bonds sur des minéraux d'apatite-titane, projets Lac-à-Paul et Mirepoix. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58774, 398 pages, 2 plans.

BARETTE, J.P., 1995 - Rapport d'évaluation et prospection minière sur les sites potentiels et sur les indices minéraux de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, Projet Gobert.

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57004, 91 pages, 8 plans.

BARETTE, J.P., 1997 - Rapport final; Projet d'exploration des cibles géochimiques Ni-Cu-Co, secteur du réservoir Pipmuacan, districts miniers Saguenay–Lac-Saint-Jean et de la Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57008, 26 pages, 3 plans.

BEISSWENGER, A., 1997 - The origin of the canton Saint-Onge wollastonite deposit, Lac-Saint-Jean, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 143 pages.

BÉLAND, R., 1977 - Pegmatite à amazonite, propriété Lionel Lefèvre, Saint-Ludger-de-Milot. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58596, 11 pages, 1 plan.

BOLDUC, D. - POULIN, M., 1970 - Croquis de localisation des travaux de surface. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 26594, 1 page.

BOUDREAU, P., 1982 - Rapport géologique relatif à la demande du bail minier 702 (gîte d'amazonite). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 40073, 17 pages.

BOUDREAU, A., 2000 - Campagne de sondages d'exploration pour l'ilmenite et l'apatite, projet du lac Mirepoix. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58770, 48 pages, 4 plans.

BOULIANNE, D., 1993 - Rapport géologique, propriété Brûle-Neige. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57001, 13 pages, 1 plan.

BOULIANNE, D., 2001a - Rapport de la campagne d'exploration 2000-2001, propriété du Lac à Paul (titane et phosphore), projet 197. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58767, 148 pages, 1 plan.

BOULIANNE, D., 2001b - Rapport de la campagne d'exploration 2000-2001, propriété Mirepoix (titane et phosphore), projet 252. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58771, 121 pages, 5 plans.

BOULIANNE, D., 2001c - Rapport de reconnaissance géologique 2001, propriété Mirepoix II. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59146, 12 pages.

CIMON, J. - HÉBERT, C., 1998 - Séquences différencierées associées au massif anorthositique de Lac-Saint-Jean; origine, mise en place et implications économiques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-09, 24 pages.

CLARK, T. - HÉBERT, C., 1998 - Étude du gîte de Cu-Ni-Co de McNickel : Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 98-02, 52 pages.

CORRIGAN, D. - VAN BREEMEN, O., 1997 - U-Pb age constraints for lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Québec. Canadian Journal of Earth Science; volume 34, pages 299-316.

CORRIVEAU, L. - HEAMAN, L.M. - MARCANTONIO, F. - VAN BREEMEN, O., 1990 - 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province: U-Pb constraints for the timing of the subduction-related magmatism. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 105, pages 473-495.

COTNOIR, D., 1996 - Concentration de l'olivine d'un minéral de calcite, projet 7211 J071 et J042. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54193, 101 pages, 2 plans.

DAIGNEAULT, R. - GOBEIL, A. - HÉBERT, C., 1999 - Chevauchements et décrochements grenvilliens; comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicouagan et Chicoutimi. Programme et résumé, 1999. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 99-03, page 28.

DAVIDSON, A., 1995 - A review of the Grenville orogen in its North American type area. Journal of Australian Geology and Geophysics; volume 16, page 3-24.

DESPATIE, J., 1971 - N.Q.D. Mines Ltd. Report on Chute-des-Passes properties, Lidine, 638 and 639 township, Roberval and Dubuc counties, Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 27034, 11 pages, 5 plans.

DION, D.J. - LEFÈBVRE, D., 2000 - Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP-2006-07.

DOIG, R., 1991 - U-Pb zircon dates of the Morin Anorthosite suite rocks, Grenville Province, Québec. Journal of Geology; volume 99, pages 729-738.

DYMEK, R.F., 2001 - An introduction to the CRUML belt of Massif Anorthosites, Grenville Province, Quebec. Department of Earth and Planetary Sciences, Washington University, St. Louis, USA. Field trip guide-book, Friends of Grenville (FOG), September 2001.

DYMEK, R.F. - OWENS, B.E., 1996 - Petrogenetic relationship among "FTP-rocks" of the anorthosite suite (nelsonite, OAGNs, jotunite, and oxides ores) as revealed by REE characteristics of separated apatites. Geological Society of America; Program with Abstracts, volume 28, page A288.

DYMEK, R.F. - OWENS, B.E., 2001 - Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonite and oxide-apatite gabronorites) associated with massif anorthosite. Economic Geology; volume 96, pages 795-815.

EASTON, R.M., 2002 - Geology of mafic intrusive rocks of Flett and Angus townships, Grenville Province. Ontario Geological Survey; Open File Report 6090 0 70 70.

EMSLIE, R.F. - HUNT, P.A., 1990 - Age and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. Journal of Geology; volume 98, pages 213-232.

FINDLAY, J. - MAINS, R., 1997 - Geological and geochemical report on 13 anorthosite-associated Ni-Cu properties. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55267, 100 pages, 1 plan.

FRANCOEUR, G., 1997a - Rapport des travaux 1997, projet Chute-des-Passes. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55452, 21 pages.

FRANCOEUR, G., 1997b - Proposition de levé géophysique aéroporté pour le secteur compris entre le lac Cadieux et le lac Paul, SNRC 22E. Rapport interne, 4 pages.

FRANCOEUR, G., 1998 - Rapport des travaux 1997, projet Chute-des-Passes. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56023, 261 pages, 15 plans.

FRÉDÉRIC, J. R., 1998 - Rapport de travaux, campagne 1998, projet Desrivières-Pinsonnault, secteur est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56313, 87 pages, 2 plans.

FREDETTE, J., 2006 - Pétrographie, géochimie et potentiel économique en Fe-Ti-P du secteur du Lac à Paul, partie nord de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, province de Grenville, Québec. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Québec; 304 pages.

GAUCHER, E., 1993 - Visite, échantillonnage et analyses effectués sur la veine de quartz du Lac à Paul. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52422, 10 pages, 2 plans.

GAUTHIER, A., 1980 - Étude minéralogique, pétrographique et géochimique de la zone de terres rares de la carbonatite de Saint-Honoré. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 181 pages.

GEOMINES LTÉE, 1976 - Geological and mining feasibility study of the lac Brûlé ilmenite deposit. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 32036, 87 pages.

GERVAIS, R., 1993 - Rapport géologique de la région du lac des Grandes Pointes. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-14, 122 pages.

GIRARD, R., 2001a - Campagne de décapage et d'échantillonnage en rainures, propriété Hudon-Zinc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59013, 25 pages, 5 plans.

GIRARD, R., 2001b - Levé magnétométrique au sol, propriété Mirepoix. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58773, 6 pages, 3 plans.

GIRARD, R., 2001c - Rapport de visite et cartographie sommaire, propriété du lac Périgny. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59134, 27 page, 3 plans.

GOBEIL, A. - HÉBERT, C. - CLARK, T. - BEAUMIER, M. - PERREAULT, S., 2002 - Géologie de la région du lac De La Blache (22K03 et 22K/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-01, 53 pages, 2 cartes.

GOBEIL, A. - BRISÉBOIS, 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 (Coordonnateurs : Daniel Brisebois et Thomas Clark). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2002-03, pages 9-58.

GOBEIL, A. - HÉBERT, C. - CLARK, T. - DAVID, J. - DAVIS, D., 2005 - Nouvelles données géochronologiques dans l'est du Grenville : précisions sur l'évolution magmatique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. Résumés des conférences et des photopréSENTATIONS. Congrès de Québec Exploration 2005, 21 au 24 Novembre 2005, Québec; DV 2005-03, page 37.

GOLDSMITH, P.J., 1963 - Iron ant titanium oxides and associated minerals, Chicoutimi, Saguenay county, Quebec, Unpublished manuscript.

GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. Geological Society, London; Special Publications, volume 112, pages 197-218.

GOWER, C.F. - KROGH, T.E., 2002 - A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. Revue Canadienne des Sciences de la Terre; volume 39, pages 795-829.

GOWER, C.F. - van NORSTRAND, T. - SMYTH, J., 1988 - Geology of the St. Lewis River map region, Grenville Province, eastern Labrador. *In*: Current research, Newfoundland Department of Mines, Mineral Development Division, Report 88-1, pages 58-73.

HEAMAN, L.M. - ERDMER, P. - OWEN, J.V., 2002 - U-Pb geochronologic constraints on the crustal evolution of the Long Range Inlier, Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 845-865.

HÉBERT, C., 1989 - Potentiel économique des sédiments protérozoïques (région du Saguenay – Lac-Saint-Jean) et sites potentiels de pierres architecturales (régions de Portneuf et du Lac-Saint-Jean). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 89-03, 9 pages.

HÉBERT, C., 1991 - Linéament Lac-Saint-Jean-Pipmuacan, *Dans* : Rapport d'activité 91. Direction de la recherche géologique, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-25.

HÉBERT, C., 1997 - Roches mafiques-ultramafiques; nouvelles cibles dans la région du Saguenay – Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 97-05, 4 pages.

HÉBERT, C., 1998 - Guide d'exploration pour l'apatite, le nickel et le cuivre dans la région de Lac-à-Paul (Saguenay – Lac-Saint-Jean). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-05, 9 pages.

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., 2001 - Géologie de la région du lac Mélonèze (SNRC 22E/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-02, 26 pages, 1 carte.

HÉBERT, C., 2002 - Géologie et révision de la région du lac D'Ailleboust (22E11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; Carte annotée : SI-22E11-C3G-02J.

HÉBERT, C. - BEAUMIER, M., 2000a - Géologie de la région de Lac à Paul (22E/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-05, 34 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. - BEAUMIER, M., 2000b - Géologie de la région de Chute-des-Passes (22E/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; Carte annotée : SI-22E14-C3G-00K.

HÉBERT, C. - BELLEMARE, Y., 2008 - Géologie de la région de la rivière Tourilli (21M04) et d'une partie de la région du lac Batiscan (21M05), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-02, 9 pages, 2 cartes.

HÉBERT, C., 2002 - Géologie et révision de la région du lac D'Ailleboust (22E11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; Carte annotée : SI-22E11-C3G-02J.

HÉBERT, C. - CADIEUX, A.-M., 2003 - Géologie de la région des lacs Portneuf et Maria-Chapdelaine (22E/01 et 22E/02), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-13, 46 pages, 2 cartes.

HÉBERT, C. - JACOB, H.-L., 1995 - Wollastonite in Quebec Province, Canada. 29th Forum on the geology of Industrial Minerals. Proceeding 1995, Special publication 110, Dept. of Conservation and Geology, Long Beach, California, pages 245-251.

HÉBERT, C. - LACOSTE, P., 1998a - Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-08, 32 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. - LACOSTE, P., 1998b - Géologie de la région de Bagotville (22D/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-06, 22 pages, 1 carte.

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, 1 carte.

HÉBERT, C. - LACOSTE, P., 1998d - Géologie de la région du lac Jalobert (22D/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-05, 15 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. - LACOSTE, P., 1998e - Géologie de la région du lac Moncouche (22D/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec; Carte SI-22D15-C3G-98G.

HÉBERT, C. - NADEAU, L., 1995. Géologie de la région de Talbot (Portneuf) (31P/01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 95-01, 16 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. - NANTEL, S., 1999 - Géologie de la région de l'Ascension (31J/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 31 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. - VAN BREEMEN, O., 2001 - Emplacement of the Lac St.Jean Anorthositic Suite, Grenville Province, Canada. Conference, GSA Annual Meeting and Exposition Program. A Geo-Odyssey, Boston 2001, page A90.

HÉBERT, C. - VAN BREEMEN, O., 2004 - Mesoproterozoic basement, the Lac-St.-Jean anorthositic 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., McLellan, J., and Bartholomew, M. J., editors). Geological Society of America; Special Paper Chapter 197-03, pages 65-79.

HÉBERT, C. - CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R., 1998a - Histoire tectono-magmatique de la région du Saguenay. Livret-guide de l'excursion pré-congrès n° : A-06, GAC-MAC-1998, Québec; 67 pages.

HÉBERT, C. - VAN BREEMEN, O. - LACOSTE, P., 1998b - Tectonic setting and U-Pb zircon age of the Poulin-de-Courval Mangerite, Saguenay - Lac-Saint-Jean area, Grenville Province, Quebec. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 11. Geological Survey of Canada; Current Research 1998-F, pages 69-78.

HÉBERT, C. - CADIEUX, A.-M. - VAN BREEMEN, O., 2005 - Temporal evolution and nature of Ti-Fe-P mineralization in the AMCG suites of the south-central Grenville Province, Saguenay - Lac-Saint-Jean area, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 42, pages 1065-1080.

HERVET, M.D. - VAN BREEMEN, O. - HIGGINS, M., 1994 - U-Pb igneous crystallisation age of intrusives rocks near the southeastern margin of the Lac-Saint-Jean Anorthositic Complex, Grenville Province, Québec. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8. Geological Survey of Canada; pages 115-124.

HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1992 - The age of the Lac-Saint-Jean Anorthositic Suite and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1412-1423.

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.

HIGGINS, M.D. - MOHCINE, I. - VAN BREEMEN, O., 2002 - U-Pb ages plutonism, wollastonite formation, and deformation in the central part of the Lac-Saint-Jean anorthositic suite. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 1093-1105.

HOCQ, M., 1978 - Contribution à la connaissance pétrotectonique des masses anorthositiques et mangéritiques de la région du Réservoir Pimpuacan. Thèse de doctorat, Université de Montréal; 687 pages.

HOCQ, M., 1999 - Géologie de la région du lac Gouin. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22E09-C3G-99D, 1 carte.

HOCQ, M. - VERPAELST, P. - CLARK, T. - LAMOTHE, D. - BRISEBOIS, D. - BRUN, J. - MARTINEAU, G., 1994 - Géologie du Québec, Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, 166 pages.

HOGAN, H.R., 1958 - 3 DDH logs. Raysonic Mineral Expl. Co. Ltd. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 05624-A, 4 pages, 1 plan.

HUSS, L., 2002 - Caractérisation de la minéralisation en Ni-CU-EGP des indices de la région du lac à Paul, Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 220 pages.

IDER, M., 1997 - Géochronologie, géochimie et pétrologie des roches métamorphiques et ignées autour du gisement de wollastonite du canton de St-Onge. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 167 pages.

KEHLENBECK, M.M., 1970 - Région du lac Rouvray. Comté Chicoutimi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 579, 11 pages, 1 carte.

KEHLENBECK, M.M., 1977 - Région du Lac Rouvray. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 183, 108 pages, 1 carte.

KHOBZI, A., 1993 - Rapport de travaux géologiques, projet Wollastonite. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52130, 378 pages, 5 plans.

KHOBZI, A., 1995a - Rapport de levé géologique, propriété Dulain. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54088, 27 pages, 2 plans.

KHOBZI, A., 1995b - Rapport de travaux géologiques sur les P.R.S. 2283 à 2292, projet carbonate de calcium, propriété Dulain. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54082, 28 pages, 1 plan.

KHOBZI, A., 1996 - Rapport de travaux géologiques, propriété Dulain-Ouest, projet carbonate de calcium. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54603, 19 pages, 2 plans.

KHOBZI, A., 1997 - Rapport de travaux géologiques, propriété Dulain Ouest. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54710, 19 pages, 2 plans.

KHOBZI, A., 1999a - Rapport de travaux statutaires, propriété Dulain Ouest, Bloc Capellière. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57112, 22 pages, 1 plan.

KHOBZI, A., 1999b - Rapport de travaux statutaires, propriété Dulain Ouest, Bloc Capellière. Ministère des Ressources

naturelles et de la Faune, Québec; GM 56808, 52 pages, 4 plans.

KHOBZI, A. - HÉBERT, C., 1992 - Rapport d'évaluation de la propriété St-Onge : projet Wollastonite. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52244, 66 pages, 4 plans.

LACASSE, J., 1962 - Pipmaukin lake area, Chicoutimi county (22E/09). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 195, 26 pages, 1 carte.

LAFOREST, J., 1994a - Rapport d'une campagne de prospection, de décapage et d'échantillonnage, propriété Hudon-Zinc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52605, 38 pages.

LAFOREST, J., 1994b - Levé électromagnétique TBF, propriété Hudon-Zinc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52604, 8 pages.

LAMOTHE, G. - TAQUET, B., 1990 - Rapport de travaux d'exploration, propriété Brûle-Neige. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 50068, 22 pages, 1 plan.

LAPOINTE, B., 1995 - Veine de quartz du Lac à Paul, visite de contrôle. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 53478, 5 pages, 1 plan.

LAROCHE, M.A., 1993 - Rapport de travaux géologiques, propriété Ménard. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52408, 51 pages, 1 plan.

LAURIN, A.F. - SHARMA, K.N.M., 1975 - Région des rivières Mistassini, Périzonca et Saguenay (Grenville 1965-67). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 161, 97 pages, 10 cartes

LOVERIDGE, W.D., 1996 - U-Pb age from zircon on rock of Lac Morhiban map area, Québec. In: Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 523-530.

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

MARTIGNOLE, J. - FRIEDMAN, R., 1998 - Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province, Precambrian Research; volume 92, pages 145-164.

MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - NANTEL, S., 1993 - Timing of intrusion and deformation of the Rivière-Pentocôte anorthosite (Grenville Province). Journal of Geology; volume 101, pages 652-658.

MCCANN, A.J., 1995 - Rapport travaux d'exploration, propriété Olical 1140. SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 53108, 39 pages, 2 plans.

MCLELLAND, J.M. - LOCHHEAD, A. - VYHNAL, C. 1988 - Evidence for multiple metamorphic events in the Adirondacks Mountains, New York. Journal of Geology; volume 96, pages 279-298.

MICHAUD, V., 2002 - La caractérisation de la brèche du lac Mélonèze, SNRC 22E/10. Mémoire de fin d'étude 6SCT604, Université du Québec à Chicoutimi; 47 pages.

MONTMINY, J.-C., 2000a - Rapport de travaux effectués sur le PRS #3847. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58212, 2 pages.

MONTMINY, J.-C., 2000b - Rapport de travaux effectués sur le PRS #3846. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58213, 2 pages.

MORIN, M., 1969 - Région de Labrieville, Comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 141, 47 pages, 1 carte.

MORRISET, C.E., 2000 - Cartographie géologique de la propriété du lac Mirepoix. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58231, 14 pages, 2 plans.

MORRISET, C.E., 2001 - Mineralization in iron-titanium oxide minerals and apatite of the Lac Mirepoix ore deposits, Lac St-Jean Anorthosite Complex (Québec, Canada). In: Abstracts - GEODE field workshop 8-12th July 2001, on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. Norges geologiske undersøkelse (Geological Survey of Norway); Report 2001.042, page 91.

MOUKHSIL, A. - CLARK, T. - HÉBERT, C. - LABBÉ, J.-Y. - 2009 - Géologie de la région de Baie-Comeau – Labrieville (feuilles SNRC 22F/01, 22F/02, 22F/03, 22F/04, 22F/05, 22F/06). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-01, 15 pages, 6 cartes.

MOUNTAIN, B., 1989 - Report on geology, geophysics and exploration drilling, McNickel property. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 49672, 1006 pages, 53 plans.

NADEAU, L. - VAN BREEMEN, O., 2001 - U-Pb zircon age and regional setting of the Lapeyrère gabbronorite, Portneuf-Mauricie region, south-central Grenville Province, Québec. Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 14. Geological Society of Canada; 2001-F6, 13 pages.

NADEAU, L. - VAN BREEMEN, O., 1994 - Do the 1.45 - 1.39 Ga Montauban group and the La Bostonnais complex constitute a Grenvillian accreted terrane? In Waterloo '94, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 19, page A81.

NADEAU, L. - VAN BREEMEN, O. - HÉBERT, C., 1992 - Géologie, âge et extension géographique du Groupe de Montauban et du Complexe de la Bostonnais. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-03, pages 35-39.

NADEAU, L. - BROUILLETTE, P. - HÉBERT, C., 1999 - New observations on telict volcanic features. In: Medium-grade gneiss of the Montauban group, Grenville Province, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research 1999-E, pages 149-160.

NANTEL, S. - GIGUÈRE, E. - CLARK, T., 2003 - Géologie de la région du lac Duplessis (31O/06). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-01, 51 pages, 1 carte.

NANTEL, S. - DAVIS, D. W. - DAVID, J., 2007 - Geochronologie U-Pb du Domaine de Caïn et du Domaine uranifère de Baker, Ceinture centrale de métasédiments, région de Mont-Laurier, Province de Grenville. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; Québec Exploration 2007, Poster 153.

OUELLET, R., 1998 - Rapport des camps de prospection des étés 1996 et 1997. Fonds minier du Saguenay – Lac-Saint-Jean. Colloque du Fonds minier et de l'Association des Prospecteurs du Saguenay – Lac-Saint-Jean; 69 pages.

OWENS, B.E. - DYMEK, R.F., 1992 - Fe-Ti-P rich rocks and massif anorthosite; problem of interpretation illustrated from the Labrieville and St. Urbain plutons, Quebec. Canadian Mineralogist; volume 30; pages 163-190.

OWENS, B.E. - DYMEK, R.F. 1998 - A "newly" recognized andesine anorthosite in the Grenville Province: recent observations on the Mattawa massif, Lac-St-Jean region, Quebec. Geological Association-Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 23, page A139.

OWENS, B.E. - DYMEK, R.F., 2001 - Petrogenesis of the Labrieville Alkalic Anorthosite Massif, Grenville Province, Quebec. Journal of Petrology; volume 42, number 8, pages 1519-1546.

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.

PERREAULT, S. - HEAMAN, L. - 2001 - The 974 Ma Vieux-Fort Anorthosite, Lower North Shore, Québec: the youngest anorthosite in the Grenville Province. In: Abstracts - GEODE field workshop, 8-12th July 2001, on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. Norge Geologiske UndersØkelse (Geological Survey of Norway); Report 2001.042, pages 112-114.

PERREAULT, S. - HOULE, P. - DOUCET, P. - MOORHEAD, J. - COTE, S. - MOUKHSIL, A. - LACHANCE, S. - BELLEMARE, Y. - TOGOLA, N. - GOSSELIN, C. - BUTEAU, P., 2005 - Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2004. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2005-01, 102 pages.

PLANTE, L., 2000 - Levé électromagnétique E.M.H., projet Hudon-Zinc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59012, 12 pages, 3 plans.

RABY, R., 1968 - Rapport des travaux, projet 1313-778-0, La Hache-est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 23170, 32 pages, 4 plans.

RAYMOND, D. - LAVERDIÈRE, G. - LÉONARD, M.A., 1979 - Indice minéralisé de Millot, Projet 10-757. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 35051, 69 pages, 6 plans.

RIVERS, T., 1997 - Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, page 117-154.

RIVERS, T. - CORRIGAN, D., 2000 - Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 359-383.

RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C. - DAVIDSON, T., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province Southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, number 1, pages 63-84.

ROBERT, J.L., 1977 - Rapport d'évaluation d'un prospect d'amazone avec croquis. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 33385, 8 pages.

ROBITAILLE, G., 1994 - Rapport géologique sommaire. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 52523, 11 pages, 3 plans.

RONDOT, J., 1978. - Région du Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 594, 91 pages, 2 cartes.

ROY, I., 2000a - Travaux d'exploration 1999, projet Chute-des-Passes, 1279, 1279-1. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58190, 149 pages, 18 plans.

ROY, I., 2000b - Travaux d'exploration 2000, projet Chute-des-Passes 1279-1, volet apatite-ilmenite. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58232, 48 pages.

ROY, I., 2000c - Travaux d'exploration 1999, projet Chute-des-Passes 1279, 1279-1. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58190, 149 pages, 18 plans.

ROY, I., 2001a - Rapport sur la campagne de forage, juin 2001, projet Chute-des-Passes (1279). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59143, 171 pages, 8 plans.

ROY, I., 2001b - Rapport sur la campagne de forage, octobre 2000, secteur MHY, projet Chute-des-Passes 1279. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58815, 170 pages, 9 plans.

ROY, I., 2001c - Rapport sur la campagne de forage, juin 2000, projet Chute-des-Passes 1279. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58807, 191 pages, 9 plans.

SAVARD, G. - SIMARD, G., 1997 - Projet lac Morgan. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55709, 15 pages, 1 plan.

SILVER, L.T., 1969 - A geochronological investigation of the anorthosite complex, Adirondack Mountains, New-York. In: Origin of Anorthosites and related rocks (Isachsen, Y. W., Editor). New-York State Museum and Science Service; Memoir 18, pages 233-251.

SKEHAN, J.W., 1973 - Preliminary report on the Venus de Millot Granite. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 43362, 6 pages.

THÉBERGE, D., 1998 - Rapport sur la campagne de sondage, propriété Dulain Ouest, Bloc Goéland. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 56619, 52 pages, 1 plan.

TOLLO, R. - CORIVEAU, L. - MCLELLAND, J. - BARTHOLOMEW, M., 2004 - Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America; An introduction. In: Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America (Tollo, R.P., Corriveau, L., McLellan, J., and Bartholomew, M.J., editors). Geological Society of America; Special Paper Chapter 197-03, pages 1-18.

TSHIMBALANGA, S., 1996 - Levés magnétométrique et électromagnétique TBF, propriété Dulain-Ouest. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54602, 8 pages, 8 plans.

TUCKER, R.D. - GOWER, C.F., 1994 - A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. Journal of Geology; 102, pages 67-78.

TURCOTTE, S., 2001 - Mise en place de la portion nord-ouest de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean durant le chevauchement grenvillien. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 204 pages.

VAN BREEMEN, O., 2009 - Report on U-Pb geochronology for the Pipmuacan Reservoir region. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63912, 13 pages.

VAN BREEMEN, O. - CURRIE, K.L., 2004 - Geology and U-Pb geochronology of the Kipawa Syenite Complex - a thrust related alkaline pluton - and adjacent rocks in the Grenville Province of

western Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 41, pages 431-455.

VAN BREEMEN, O. - HIGGINS, M., 1993 - U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthositic Complex, Grenville Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1453-1457.

VILLENEUVE, P., 2000a - Préparation et évaluation de la qualité d'un concentré d'apatite et d'ilménite, projet Lac Mirepoix. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58772, 59 pages, 2 plans.

WASTENEYS, H.A. - KAMO, S.L. - MOSER, D. - KROGH, T.H. - GOWER, C.F. - OWENS, J.V., 1997 - U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. Precambrian Research; volume 81, pages 101-128.

WILHELMY, J.F. - VINCENT, J.M., 1992 - Rapport technique, granite Ingham. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 51397, 16 pages.

WODICKA, N. - DAVID, J. - PARENT, M. - GOBEIL, A. - VERPAELST, P., 2003 - Geochronologie 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 (Coordonnateurs : Daniel Brisebois et Thomas Clark). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2002-03, pages 59-118.

WODICKA, N. - CORRIVEAU, L. - STERN, R.A. 2004 - SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy gneiss complex: Evidence for circa 1.39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Quebec. Geological Society of America; Memoir 197, pages 243-266.

ANNEXES – Photographies

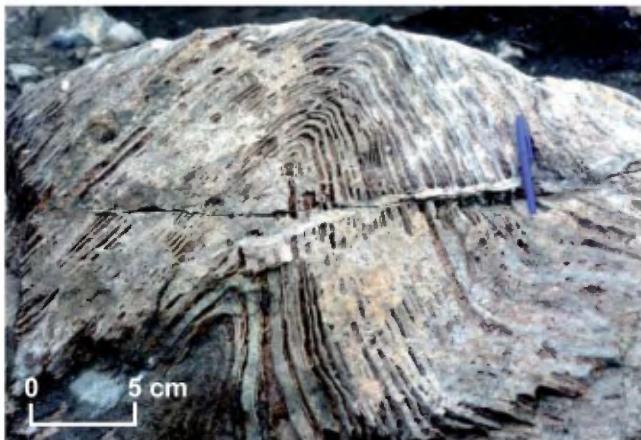


PHOTO 1 - Skarn à wollastonite et diopside de la Séquence supracrustale de Saint-Onge. La wollastonite forme des rubans blancs en relief positif et le diopside, des rubans verdâtres à brun-beige en relief négatif.

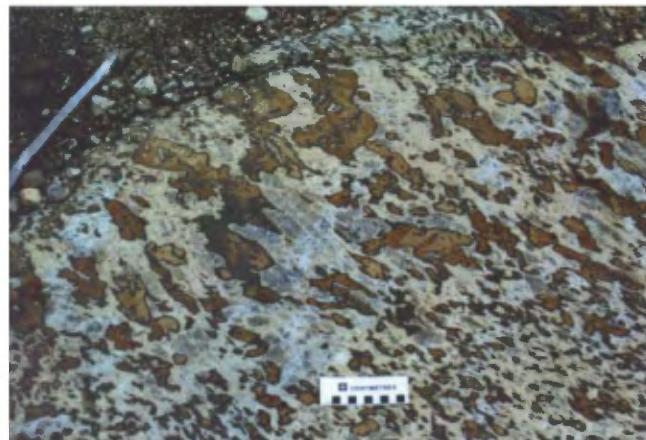


PHOTO 2 - Leuconorite à texture coronitique. L'orthopyroxène (brun) est entouré d'une couronne (noire) de clinopyroxène, de hornblende et de grenat.



PHOTO 3 - Litage primaire rencontré dans la SALSJ et marqué par l'alternance de niveaux d'anorthosite (AN) et de leuconorite (LE).



PHOTO 4 - Leuconorite montrant une texture oïkocristique (mouchetée).



PHOTO 5 - Polygonisation de mégacristaux de plagioclase gris foncé avec formation d'une matrice blanchâtre à plagioclase granoblastique lors du processus de recristallisation d'une anorthosite.



PHOTO 6 - Mélange coalescent déformé de magma anorthositique (rosé) et leuconoritique (grisâtre) dans l'Anorthosite de Vanel.



PHOTO 7 - Niveau de gabbronorite situé le long de la bordure sud-est de l'Anorthosite de Mattawa et montrant un litage primaire et des fractures de refroidissement.



PHOTO 8 - Matériel granitique (pâle) injecté dans le facies à syénite mélanocrate du Granite de Touladi (échelle de 10 cm sur l'affleurement).



PHOTO 9 - Copeaux de roches anorthositiques appartenant au Massif anorthositique alcalin de Labrieville logés dans une faille de chevauchement de la ZDSF à l'intérieur des orthogneiss du Complexe gneissique du Cap à l'Est.



PHOTO 10 - Faille de chevauchement de la ZDSF recouvrant le Granite porphyroïde de Menton.



PHOTO 11 - Oxydes de Fe-Ti-P massifs de l'indice Mirepoix.



PHOTO 12 - Niveaux d'oxydes de Fe-Ti-P sur la rive ouest du réservoir Pipmuacan, à la bordure est du Massif anorthositique alcalin de Labrieville.

Résumé

La région du réservoir Pipmuacan est située dans la partie centrale du Grenville. Elle renferme les suites anorthositiques de type AMCG de Lac-Saint-Jean (SALSJ; 1160 à 1135 Ma), de Pipmuacan (SAP; 1082 à 1045 Ma) et de Valin (SAV; 1016 à 1008 Ma). Elle compte aussi quatre phases de magmatisme, de composition intermédiaire à felsique, distinctes des suites AMCG dont : 1) le Complexe gneissique de Rouvray (~1484 Ma); 2) le Complexe gneissique du Cap à l'Est (~1391 Ma) incluant le Granite de De Mun (~1383 Ma); 3) la Suite plutonique de Péribonka (1028 à 1020 Ma); et 4) la Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 987 Ma). Finalement, les séquences supracrustales de Saint-Yves (~1371 Ma) et de Saint-Onge (âge indéterminé) correspondent possiblement à deux périodes de sédimentation distincte.

Deux importants systèmes de failles orientées NE-SW et NNE-SSW auraient favorisé la mise en place des roches anorthositiques et des nombreux plutons felsiques à intermédiaires. Les zones de déformation NE-SW sont : les zones de déformation de Saint-Fulgence et de Chute-des-Passes, situées respectivement à la bordure sud-est et nord-ouest de la SALSJ et la Zone de déformation de Pipmuacan qui se situe entre les deux précédentes. Les failles NNE-SSW déplacent en échelon les zones de déformation NE-SW avec un mouvement en décrochement généralement senestre.

La région renferme plusieurs indices de nickel-cuivre, de fer, de titane et d'apatite. On y trouve également un important gisement de wollastonite associé à la Séquence supracrustale de Saint-Onge. Quelques intrusions granitiques et certains faciès de roches anorthositi-

ques offrent un excellent potentiel pour la pierre architecturale.

En comparant nos observations avec celles d'autres auteurs à travers le Grenville, on constate que dans la partie centrale du Grenville :

- a) Les orthogneiss des complexes gneissiques de Rouvray (~1484 Ma) et du Saguenay (~1506 Ma) sont synchrones à l'accrétion du Terrane de Pinware (1520-1460 Ma).
- b) Les complexes orthogneissiques du Cap à l'Est, du Parc des Laurentides et de la Bostonnais ainsi que la Suite plutonique mafique de De La Blache et les roches volcaniques du Groupe de Montauban sont reliés à un événement magmatique majeur de l'Elsonien précoce (1460 à 1350 Ma) qui a contribué à une part importante de l'édification de la partie centrale du Grenville.
- c) La SALSJ fait partie d'un cortège de masses anorthositiques qui se sont mises en place à travers tout le Grenville à l'Adirondien (1190-1080 Ma).
- d) La Suite anorthositique de Pipmuacan correspond, et de loin, à la phase magmatique la plus importante du grenvillien précoce (1080 à 1045 Ma).
- e) La Suite anorthositique de Valin est un événement de type AMCG exclusif à la partie centrale du Grenville pendant la période de 1016 à 1008 Ma.
- f) La Suite plutonique alcaline des Grandes Pointes (988 à 985 Ma) est, dans la région du réservoir Pipmuacan, une manifestation modeste d'une phase de magmatisme alcalin tardi-grenvillien beaucoup plus importante et que l'on retrouve dans la partie orientale du Grenville.

