

RG 99-03

GEOLOGIE DE LA REGION DE L'ASCENSION

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE L'ASCENSION

(SNRC 31J/10)

Claude Hébert
Suzie Nantel

RG 99-03

Accompagne la carte
SI-31J10-C3G-99K



Pli d'entraînement des plis régionaux déversés dans les roches de l'assemblage paragneissique
de la Séquence supracrustale de Curières.

Géologie de la région de l'Ascension (31J/10)

Claude Hébert
Suzie Nantel

RG 99-03

Accompagne la carte SI-31J/10-C3G-99K

RÉSUMÉ

Le projet de cartographie géologique à l'échelle du 1 : 50 000 du feuillet 31J/10 est le premier d'une série qui couvrira aussi les feuillets 31J/11, 31J/14 et 31J/15 situés à l'ouest et au nord. Le feuillet 31J/10 fut choisi le premier en raison de l'intensité des anomalies en Zn-Cd-Co-Mn dans des sédiments de ruisseau. Le projet visait à dresser la carte géologique et à reconnaître, s'il y a lieu, des faciès lithologiques susceptibles d'offrir un potentiel en particulier pour le zinc.

Les roches ont été regroupées en six (6) lithodèmes parmi lesquels on a défini la Suite métamorphique de L'Ascension (1). Cette suite comprend la Séquence supracrustale de Curières et la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin. La Séquence supracrustale de Curières a été affectée par l'intrusion de filons-couches de gabbro appartenant à la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc (2). Les roches de la Suite intrusive de Lacoste (3) ont ensuite été mises en place suivies de celles de l'assemblage anorthosite-gabbro-norite-leuconorite-monzonite-granite porphyroïde de la Suite AMCG de Morin (4). En dernier lieu, les roches intrusives du Granite de Lanthier (5) et les syénites du Complexe annulaire de Sainte-Véronique (6) se sont formées.

La région du feuillet 31J/10 renferme des minéralisations zincifères dans des marbres dolomitiques, des minéralisations de Cu-Ni dans des roches mafiques et ultramafiques et des ressources potentielles de graphite, de silice et de syénite à néphéline.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Jean-Louis Caty

Responsable des inventaires géologiques

Alain Simard

Édition et mise en page

Jean-Pierre Lalonde

Supervision technique

André Beaulé

Dessin par ordinateur

Katy Tremblay et Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 99/05/07

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Objectifs	5
Localisation et accès	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	5
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	5
STRATIGRAPHIE	7
Suite métamorphique de l'Ascension (mPasc)	8
Séquence supracrustale de Curières (mPcur)	8
Faciès paragneissique, quartzique et carbonaté (mPcur1)	8
Faciès paragneissique et carbonaté (mPcur2)	10
Sous-faciès (mPcur2a)	10
Sous-faciès (mPcur2b)	10
Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (mPwin)	10
Faciès paragneissique (mPwin1)	10
Sous-faciès (mPwin1a)	10
Sous-faciès (mPwin1b)	11
Faciès quartzitique (mPwin2)	11
Sous-faciès (mPwin2a)	11
Sous-faciès (mPwin2b)	11
Aperçu pétrographique des paragneiss et des quartzites	11
Faciès carbonaté (mPwin3)	11
Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc (mPtic)	12
Suite intrusive de Lacoste (mPlac)	12
Suite AMCG de Morin (mPmor)	13
Granite de Lanthier (mPlat)	14
Complexe annulaire de Sainte-Véronique (mPcsv)	17
Pyroxénite (mPcsv1)	17
Shonkinite (mPcsv2)	19
Syénite de Sainte-Véronique (mPcsv3a)	19
Monzosyénite de Windwood (mPcsv3b)	19
Pulaskite (syénite à néphéline) (mPcsv4)	19
Brèche intrusive, zone hybride (mPcsv5)	19
Gabbro et pyroxénite sans affiliation connue	20
MÉTAMORPHISME	20
Métamorphisme régional	20
Métamorphisme de contact	21

(suite à la page 4)

(suite de la page 3)

GÉOLOGIE STRUCTURALE	21
Fabrique S1 : foliation E-W à ESE-WNW	21
Fabrique S2 : Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle	23
Fabrique S3	24
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	24
Zinc	24
Cuivre et nickel	25
Graphite	25
Syénite à néphéline	26
Silice	26
CONCLUSION	26
RÉFÉRENCES	26
ANNEXE : PLANCHE 1	29
ANNEXE : PLANCHE 2	31

INTRODUCTION

Objectifs

La carte géologique à l'échelle du 1 : 50 000 du feuillet 31J/10 est la première d'une série qui couvrira aussi les feuillets 31J/11, 31J/14 et 31J/15 situés à l'ouest et au nord (Figure 1).

Le feuillet 31J/10 fut choisi le premier en raison de la forte intensité de certaines anomalies en zinc dans les sédiments de ruisseau. En effet, les résultats des levés géochimiques et de certains levés géologiques permettent de supposer que la région peut offrir un potentiel pour la recherche de gîtes de sulfures d'origine sédimentaire exhalatif (SEDEX). Dans la région de l'Ascension, les sédiments de ruisseau contiennent aussi des teneurs anormales en Cd, Co et Mn. De plus, l'examen des minéraux lourds a permis de déceler des grains d'or et de gahnite, minéral reconnu comme un bon traceur pour les minéralisations en zinc. Ce projet visait à dresser la carte géologique et à identifier la source des anomalies zincifères.

Localisation et accès

La région couverte par le feuillet 31J/10 est située à l'est de Mont-Laurier et au nord-est de la route 117 qui relie cette municipalité à Montréal (Figure 1). Un réseau de chemins de gravier dessert l'ensemble de la région.

La municipalité de l'Ascension se trouve au centre sud de la région et celle de Sainte-Véronique, à l'extrémité sud-ouest. La rivière Rouge traverse la région du nord au sud, à peu près au centre du feuillet. Les principaux plans d'eau sont les lacs Curières, Lanthier, Tibériade, Lynch, Froid, de la Butte et Jamet.

Méthode de travail

Les travaux de cartographie ont été réalisés en juillet et en août 1996. La cartographie a été effectuée à l'échelle 1 : 50 000. Un petit levé de sédiments de ruisseau a aussi été réalisé dans le but de vérifier la reproductibilité des anomalies obtenues par Choinière (1990). L'accès à la région est facilité par de nombreux chemins forestiers le long desquels la roche affleure fréquemment. Dans le secteur des terres basses, soit près de la municipalité de l'Ascension, les affleurements sont rares. Le secteur au nord du lac de la Butte, qui se situe dans le coin NE de la région, n'a pu être couvert par manque de temps et en raison d'un accès plus difficile.

Les données des travaux antérieurs (géochimie, géophysique, géologie et images satellites ou radar) ont été intégrées à celles qui ont été recueillies lors de ce projet. Nos

informations géologiques ont été codées et versées dans une base de données informatisée à laquelle on a inclus les données des travaux antérieurs qui ont été jugées pertinentes. La carte géologique a été numérisée et incorporée au système de géoinformation minière (SIGÉOM) qui est le système à références spatiales du ministère des Ressources naturelles du Québec.

Travaux antérieurs

La région a été couverte par un vaste projet de cartographie géologique réalisé par Wynne-Edwards *et al.* (1966) à l'échelle 1 : 250 000. Une petite partie du coin SW du feuillet 31J/10 a aussi été couverte lors de la cartographie de la région de Sainte-Véronique par Rive (1976). Osborne (1935) a réalisé un levé géologique à grande échelle qui chevauche une partie du feuillet 31J/07 situé au sud de celui de l'Ascension. Katz (1973) a dressé une partie de la carte géologique du feuillet 31J/09 qui borde la partie est du feuillet de l'Ascension. Finalement, un levé géochimique de sédiments de ruisseau a été réalisé par Choinière (1990) et divers travaux d'exploration minière ont aussi été menés dans la région représentée par le feuillet 31J/10. Des informations concernant ces travaux sont présentées au chapitre sur la géologie économique.

Remerciements

Nous remercions les autres membres de l'équipe soit : Pierre Lacoste et Johanne Nadeau, géologues ; Julie Desrochers, Mathieu Rochon et Christian Jalbert, assistants-géologues, ainsi que Jean-Paul Delaney, cuisinier. Nous sommes aussi reconnaissants envers le professeur Jacques Martignole de l'Université de Montréal pour sa visite sur le terrain et ses déterminations géochronologiques sur deux échantillons provenant de la région couverte par le feuillet 31J/10.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région de l'Ascension fait partie de la Ceinture allochtone monocyclique d'après la subdivision de la province géologique de Grenville proposée par Rivers *et al.* (1989). Cette région chevauche les terranes de Mont-Laurier et de Morin (Rivers *et al.*, 1989) (Figure 2) qui correspondent, respectivement, à la Ceinture centrale de métasédiments et au Terrane central des granulites de Wynne-Edwards (1972).

Les roches d'origine supracrustale du terrane de Mont-Laurier, occupent plus de la moitié de la superficie de la région. Ces roches, qui forment le premier ensemble litho-

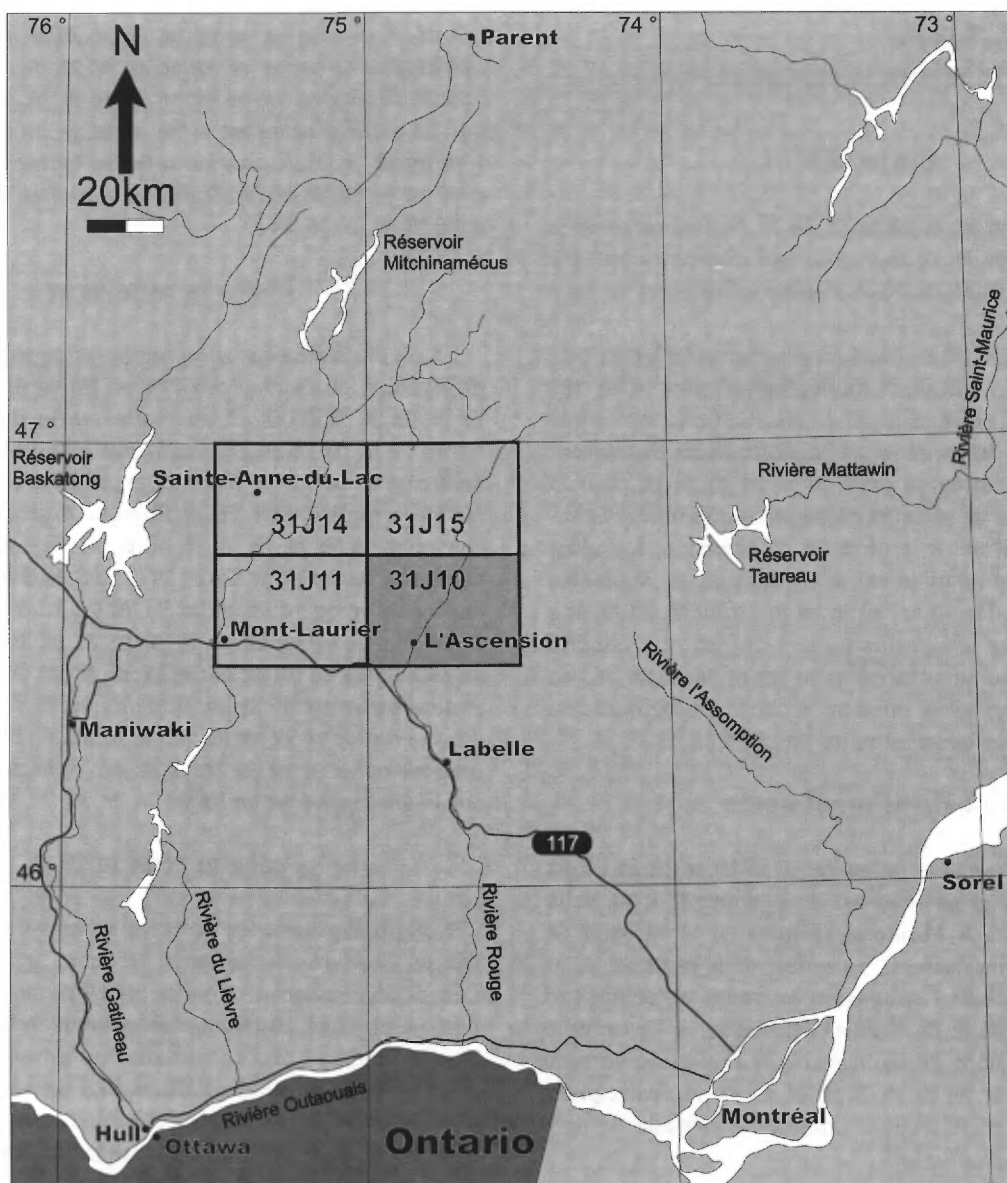


FIGURE 1 - Localisation du feuillet 31J10 (L'Ascension).

logique quand à son étendue, sont composées principalement de paragneiss, de quartzite, de marbre, de roches calcosilicatées et d'amphibolite. Ces roches forment différents assemblages que nous avons regroupés sous le nom de Suite métamorphique de L'Ascension. Cette suite comprend deux séquences distinctes. La première est située à l'ouest de la Rivière Rouge et elle a été nommée Séquence supracrustale de Curières et la seconde située de la même rivière, porte le nom de Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin. Des filons-couches de gabbro appartenant à la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc sont intrusifs dans les roches de la Séquence supracrustale de Curières. Les roches de la Suite intrusive de Lacoste, composées d'orthogneiss, constituent par rapport à l'étendue de la Suite métamorphique de l'Ascension, le deuxième ensemble lithologique en importance.

Dans le coin NW de la région, on trouve des gneiss plus ou moins porphyroïdes de composition granitique à monzonitique. Comme ces roches affleurent peu, il est impossible de les regrouper sous un nom lithodémique et d'en définir la position stratigraphique. Trois autres types de roches d'origine intrusive ont été identifiés; il s'agit dans l'ordre de leur mise en place : 1) de l'assemblage anorthosite-gabbro-norite-leuconorite-monzonite-granite porphyroïde de la Suite AMCG de Morin; 2) du Granite de Lanthier; 3) des roches syénitiques du Complexe annulaire de Sainte-Véronique.

Sur le plan structural, la partie est de la région est caractérisée par la présence de la Zone de cisaillement de Labelle (ZCL) (Martignole et Corriveau, 1991 et 1993), connue aussi sous le nom de Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (ZCK-L) (Sharma *et al.*, 1998; 1999). Cette zone

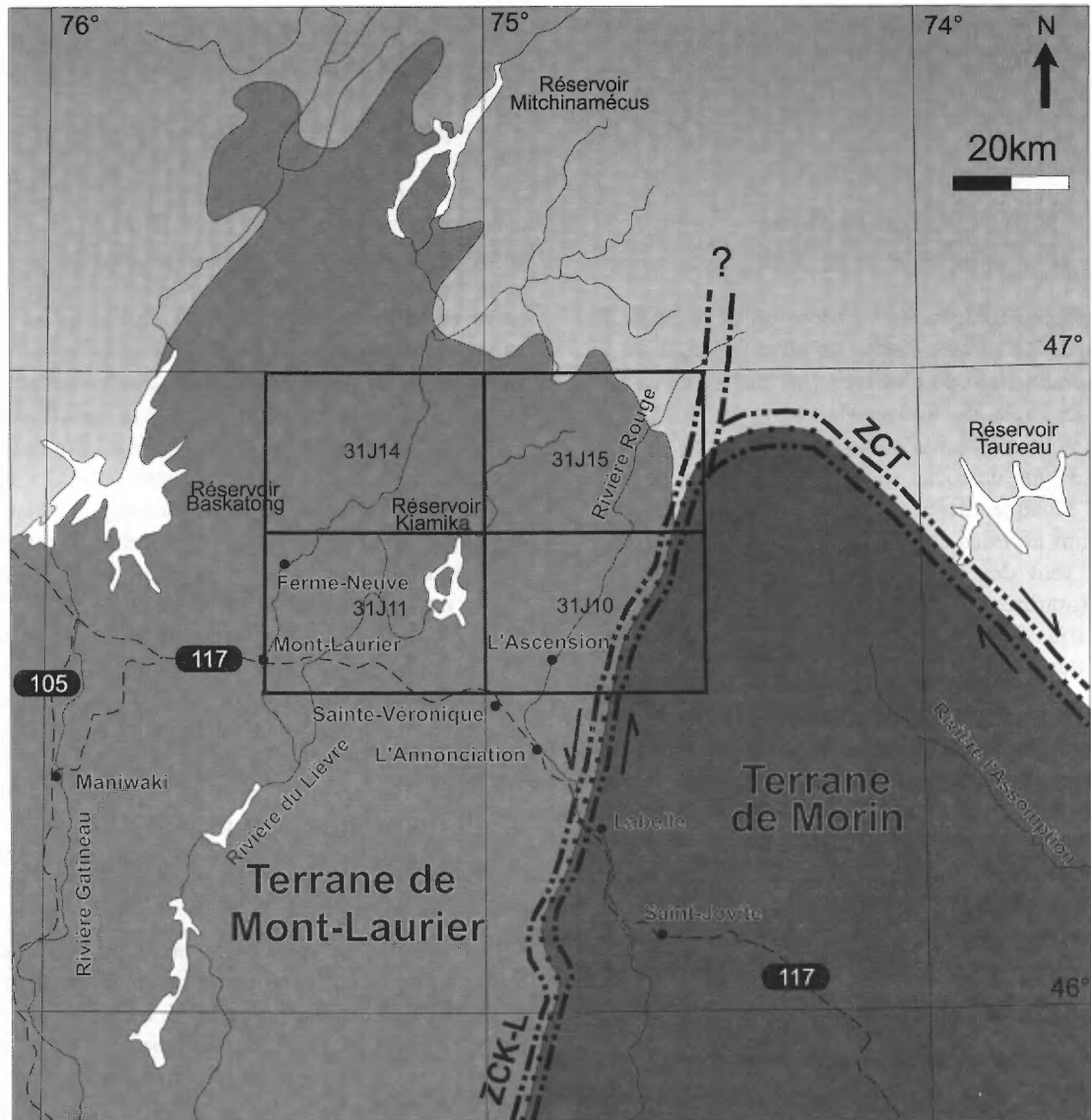


FIGURE 2 - Cadre géologique du feuillet 31J/10. Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (ZCK-L); Zone de cisaillement de Taureau (ZCT) (Martignole et Friedman, 1998).

de cisaillement (Figure 2) marque la limite entre le terrane de Morin, à l'est, et le terrane de Mont-Laurier, à l'ouest (Rivers *et al.*, 1989). Elle a oblitéré, du moins dans le feuillet 31J/10, une fabrique associée à un épisode antérieur de chevauchement.

Quelques âges sont connus pour certains lithodèmes et événements tectoniques observés à l'intérieur de la région du feuillet 31J/10 : a) 1165 à 1135 Ma pour la Suite AMCG de Morin (Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991; Friedman et Martignole, 1995), b) autour de 1076 et de 1081 Ma pour le Complexe de Sainte-Véronique (Corriveau *et al.*, 1990) et, c) un âge minimum de 1078 ± 6 Ma (Martignole et Friedman, 1998) pour la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle.

STRATIGRAPHIE

Toutes les roches sont d'âge mézoprotérozoïque (mP) et les plus vieilles sont les roches supracrustales de la Suite métamorphique de L'Ascension. Les roches de la Séquence supracrustale de Curières, appartenant à la Suite métamorphique de l'Ascension, ont été envahies par des filons-couches de gabbro de la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc. Les roches de la Suite intrusive de Lacoste sont intrusives à travers l'assemblage formé par toutes les roches supracrustales de la Suite métamorphique de l'Ascension et les filons-couches de gabbro de la Suite intrusi-

ve mafique de Tic-Tac-Toc. Vers l'est, ce sont les roches de la Suite AMCG de Morin qui se sont ensuite mises en place suivies du Granite de Lanthier, du côté ouest. Le dernier événement magmatique observé est la mise en place du Complexe annulaire de Sainte-Véronique.

Suite métamorphique de l'Ascension (mPasc)

La Suite métamorphique de l'Ascension est formée de deux séquences de roches supracrustales. Il s'agit de la Séquence supracrustale de Curières (mPcur) et de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (mPwin). Ces séquences sont constituées d'une succession de faciès formés d'un seul type de roche ou d'un assemblage de plusieurs types. Chaque faciès comprend un type de roche dominant. Dans certains cas, ce sont des paragneiss, dans d'autres, ce sont des quartzites ou encore des roches carbonatées (marbres). Certains faciès peuvent inclure un ou plusieurs sous-faciès. Les numéros suivis de lettres à la fin du nom des sous-faciès comme « mPwin2a » n'ont aucune connotation stratigraphique, il s'agit d'une simple énumération.

Séquence supracrustale de Curières (mPcur)

La Séquence supracrustale de Curières se trouve dans la partie centre ouest de la région. On y distingue deux faciès dont le premier (mPcur1) affleure essentiellement au SW du lac Curières (no : 6, Figure 3).

Faciès paragneissique, quartzitique et carbonaté (mPcur1)

Ce faciès est subdivisé en trois assemblages qui toutefois n'ont pu être individualisés sur la carte en raison de leur étendue respective limitée et de l'échelle de la cartographie. Il est à noter qu'en approchant du Granite de Lanthier, on observe d'abord des mobilisats granitiques dans les roches supracrustales. Puis, les roches supracrustales sont de plus en plus entourées de granite et finalement on observe un ensemble qui ressemble à une brèche intrusive dans laquelle les enclaves sont toutefois moyennement à fortement digérés.

Assemblage paragneissique : paragneiss quartzeux – quartzite – paragneiss feldspathiques – paragneiss nodulaires.

Ce sous-faciès, le plus caractéristique de la Séquence supracrustale de Curières, constitue 65 % de cette séquence. Il est constitué de paragneiss quartzeux et de quartzite à grain fin finement rubanés avec des paragneiss feldspathiques de couleur grise ou rouille. Il comprend aussi les roches les plus typiques de la séquence soit des paragneiss

nodulaires à biotite-fibrolite-muscovite. L'épaisseur des lits est généralement centimétrique (3-4 cm) et la granulométrie des roches est fine.

Les paragneiss feldspathiques contiennent surtout de l'orthose, du plagioclase et de la biotite (20-25 %) et ceux de couleur rouille contiennent de la pyrite disséminée ou concentrée dans des lamines parallèles au litage. Les paragneiss quartzeux se distinguent des paragneiss feldspathiques par leur pourcentage plus élevé en quartz et moins élevé en biotite. Les paragneiss quartzeux et feldspathiques contiennent moins de 5 % de muscovite et quelques échantillons en poudre examinés au microscope ont révélé environ 1 % de tourmaline verte de la variété schorlélite.

Des minéraux altérés de couleur verdâtre ont été observés dans deux lames minces de quartzite; il s'agit probablement de cordiérite, minéral qui a déjà été rapporté dans des gneiss au contact de marbre porphyroblastique dans la partie extrême ouest de la région (Simandl, 1992).

Les paragneiss nodulaires (Planche 1, photo 1b en annexe) à biotite-fibrolite-muscovite forment seulement 5 % de l'assemblage. Les lits sont centimétriques à décimétriques. Chaque nodule est constitué d'un seul grand cristal de muscovite (5 mm) partiellement ou complètement remplacé par de la fibrolite ou par un assemblage de fibrolite et d'orthose. Les nodules constituent jusqu'à 25 % de la roche. Il faut souligner que le qualificatif oeilé aurait été plus approprié pour imager la forme des cristaux, mais comme il est réservé aux roches magmatiques, le qualificatif nodulaire a été retenu.

Les nodules de muscovite prennent par endroits une forme allongée et développent des ombres de pression où cristallise de l'orthose polygonisé. La muscovite a complètement disparu au profit de sillimanite et de quartz recristallisés dans les zones les plus déformées. Ces minéraux sont concentrés dans des lamines le long desquelles on devine de vagues formes oeilées, dessinées par le quartz polygonisé. Dans ces lamines, la sillimanite est de type prismatique alors qu'elle était, au départ, dans les grands cristaux de muscovite, de type fibrolite.

La matrice des grands cristaux de muscovite comprend toujours du quartz (1-83 %), de la biotite (2-50 %), de la muscovite (2-10 %), du graphite (traces à 5 %), de la tourmaline (traces-5 %) et du zircon (traces). Elle comprend aussi des feldspaths potassiques (0-25 %) et/ou du plagioclase (0-25 %), mais ces deux types de feldspath peuvent en être complètement absents. Les feldspaths potassiques sont de type microcline et/ou orthose avec ou sans perthite. Dans une lame mince, les mésoperthites et les plagioclases forment des porphyroblastes criblés de petites inclusions de graphite, de biotite, de muscovite et de tourmaline. Deux lames minces, sur les dix qui ont été examinées, contiennent des traces de rutile, et certaines contiennent aussi des traces d'apatite. La biotite est toujours de couleur rouge, ce qui révèle sa composition titanifère. La muscovite dans la matrice est parallèle à l'alignement de la biotite.

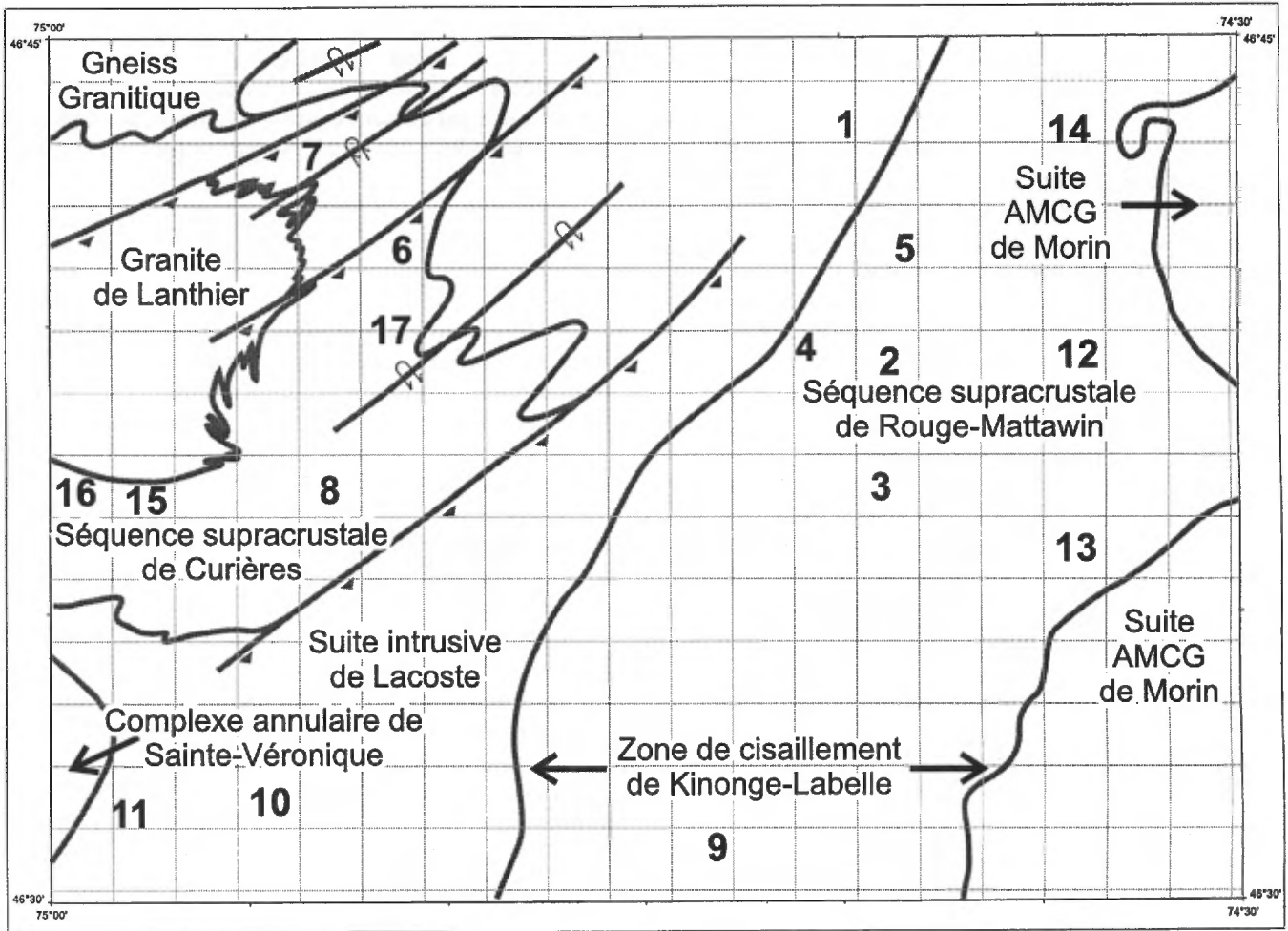


FIGURE 3 - Localisation sur le feuillet 31J/10 des lieux géographiques cités dans le texte. Les contacts géologiques proviennent de la carte préliminaire SI-31J10-C3G-96K. (Séquence métamorphique de l'Ascension = séquence supracrustales de Curières et de Rouge-Mattawin)

Par contre, la muscovite qui forme les grands cristaux est généralement oblique par rapport à cet alignement.

En plus de se trouver dans la matrice des grands cristaux de muscovite, la tourmaline est concentrée dans des lames très riches en biotite et en muscovite. Dans ces deux cas, elle est à grain très fin (0,10 mm) ; c'est pourquoi elle n'a jamais été identifiée sur le terrain dans les paragneiss nodulaires. Elle est généralement de couleur vert olive mais elle est aussi de couleur orangée dans quelques lames minces. Elle est parfois zonée : elle présente alors diverses teintes de vert, d'orangée ou encore elle est orangée au centre et vert bouteille en bordure. Une étude des tourmalines à travers le bassin de Mont-Laurier a démontré une relation systématique entre la composition de la tourmaline et sa couleur. Les tourmalines vert olive correspondent à la variété schorlite-dravite tandis que les tourmalines orangées sont de type dravite (Nantel, 1994b).

En résumé, cet assemblage est caractérisé par différents paragneiss et quartzites finement interlités et par les paragneiss nodulaires. Il est à noter que la sillimanite et la fibrolite ne se retrouvent que dans les paragneiss nodulai-

res. La séquence est aussi caractérisée par l'absence de grenat. De rares paragneiss à biotite en contiennent mais leur pourcentage ne dépasse jamais 5 %.

Assemblage quartzitique: quartzite - paragneiss feldspathiques - paragneiss quartzeux rouille à biotite et muscovite

Ce deuxième assemblage constitue environ 20 % de la Séquence supracrustale de Curières. Il s'agit de lits métriques de quartzite interlités avec moins de 10 % de paragneiss feldspathiques ou de paragneiss quartzeux rouille contenant 20% de biotite et 5% de muscovite. Les quartzites sont de couleur gris moyen et sont à grain grossier à moyen. Dans deux lames minces de ce paragneiss, la biotite est transformée en chlorite avec des inclusions de rutile. Des lames sont même constituées uniquement de rutile.

En bordure du Granite de Lanthier, on observe une fusion partielle du quartzite par le granite. Lorsque la fusion est suffisamment avancée, il est même difficile de faire la différence entre le quartzite et le granite.

Assemblage carbonaté: roches calcosilicatées rouille à graphite - marbres calcitiques à diopside et phlogopite - paragneiss rouille à biotite et graphite - $\pm$ quartzite

Enfin, le troisième assemblage est représentatif de moins de 5 % de la séquence. Les roches types sont les roches calcosilicatées rouille contenant du graphite et les marbres calcitiques contenant de la diopside et de la phlogopite. Mais il y a aussi des paragneiss à biotite et graphite (3 %) dont la couleur rouille est très prononcée et des quartzites à grain fin. Toutes les roches de l'assemblage carbonaté se présentent en lits centimétriques. Les marbres affleurant dans la partie extrême ouest de la carte entre le Complexe annulaire de Sainte-Véronique et du Granite de Lanthier sont les roches hôtes du gisement de graphite du lac Mousseau et du gisement Brunet (Hubert et Parent, 1994). Ils sont caractérisés par des porphyroblastes de clinopyroxène et par de la cordiérite à leur contact avec des métasédiments (Simandl, 1992). Le graphite est en inclusion dans les porphyroblastes mais il est aussi disséminé entre les cristaux de calcite.

Faciès paragneissique et carbonaté (mPcur2)

Ce second faciès de la Séquence supracrustale de Curières est surtout constitué d'un ensemble de paragneiss et d'amphibolites (mPcur2a). Il comprend aussi une quantité moindre de marbre (mPcur2b). Tout comme c'est le cas pour les roches du faciès mPcur1, ces roches supracrustales deviennent, en approchant du granite, de plus en plus migmatitiques pour finalement former un assemblage ressemblant à des brèches intrusives dont le degré de digestion peut être très avancé.

Sous-faciès (mPcur2a) : paragneiss, amphibolite, roches calcosilicatées, $\pm$ quartzite

Les paragneiss, généralement rubanés, sont de couleur gris clair; ils contiennent du quartz, du feldspath et de la biotite. Certains niveaux sont de couleur rouille. Le grenat est plutôt rare.

Les amphibolites à grenat sont abondantes (> 15 %). Elles se présentent toujours sous forme de longs boudins. Quoique rares, de minces niveaux de quartzite sont aussi observés.

Dans le secteur ouest de la région, la quantité de roches calcosilicatées augmente à mesure que l'on s'approche des marbres lesquels sont en contact avec le Granite de Lanthier. Une roche calcosilicatée, prélevée à environ 500 mètres de la bordure de l'intrusion de granite, est constituée d'une alternance des assemblages suivants :

- quartz - orthose - scapolite - grenat - sphène - épidote - allanite;
- diopside - grenat - carbonate;

- quartz - plagioclase - amphibole;
- grenat - quartz - scapolite.

L'épidote se présente en couronne partielle autour de l'allanite et aussi autour du grenat. L'allanite provient sans doute des fluides radioactifs transportés par l'intrusion de Lanthier.

Sous-faciès (mPcur2b) : marbre et roches calcosilicatées

Les marbres ne forment pas de très bons affleurements. Ainsi, ce sont surtout des blocs erratiques qui attestent de la présence d'unités de marbre à proximité. À l'extrémité ouest du lac à Loup (no : 7, Figure 3), les marbres calcitiques sont blancs. Leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Plus à l'ouest, ce sont des marbres à olivine à granulométrie grossière qui affleurent (Planche 1, photo 1c en annexe). Ils renferment de nombreux fragments de composition variée (quartzite, paragneiss, roches calcosilicatées, etc.). Ils forment souvent des gneiss droits. Les roches calcosilicatées se présentent sous forme de diopsidites et elles ne sont pas très abondantes.

Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (mPwin)

Située à l'est de la Rivière Rouge, cette séquence de roches supracrustales occupe la majeure partie du secteur est de la région cartographiée. Ces roches sont formées de trois faciès distincts dont les paragneiss, les quartzites et les roches carbonatées. Les paragneiss dominent la séquence. Les quartzites affleurent surtout dans la partie nord tandis que les principaux niveaux de roches carbonatées sont présents dans la partie centrale. Toutes ces roches ont été fortement tectonisées par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle.

Faciès paragneissique (mPwin1)

Ce premier faciès de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin comprend deux sous-faciès formés surtout de paragneiss et de quartzites.

Sous-faciès (mPwin1a) : paragneiss, quartzite, $\pm$ amphibolite, $\pm$ marbre, $\pm$ roches calcosilicatées

Ce sous-faciès comprend surtout des paragneiss rubanés à biotite et à grenat avec ou sans sillimanite. Les paragneiss se présentent sous forme de lits centimétriques interstratifiés par endroits avec des horizons décimétriques de quartzite qui renferment parfois de la tourmaline. Ce sous-faciès contient moins de 25 % de quartzite. On observe aussi moins de 5 % de niveaux décimétriques à métriques d'amphibolite (M16), de marbre (M13) et de roches calcosilicatées (M14).

Sous-faciès (mPwin1b) : paragneiss rouille, quartzite, ± amphibolite

Ce sous-faciès est formé d'une alternance de lits centimétriques à décimétriques de paragneiss à biotite et grenat, avec ou sans sillimanite. La pyrite finement disséminée donne à la roche une coloration rouille très pénétrante (> 30 cm de profondeur), à reflet parfois bleuté. La quantité de graphite peut être importante dans cette roche (i.e. de l'ordre du %). De minces niveaux de quartzite constituent moins de 15 % du sous-faciès. L'amphibolite se présente sous forme de niveaux boudinés et constitue moins de 2 % de l'ensemble du sous-faciès.

Faciès quartzitique (mPwin2)

Ce second faciès de la Séquence supracrustale Rouge-Mattawin comprend trois sous-faciès constitués surtout de quartzite et de marbre.

Sous-faciès (mPwin2a) : quartzite

Ce sous-faciès comprend des niveaux métriques à décimétriques de quartzite généralement blancs et parfois rosés affleurant principalement dans la partie NE de la région. Par endroits, il y a du grenat et de la sillimanite. La muscovite est rare et la tourmaline a été observée sur quelques affleurements. Le quartzite possède le plus souvent une granulométrie moyenne à grossière. Par endroits, on observe de minces interlits de paragneiss à biotite, grenat et sillimanite.

Sous-faciès (mPwin2b) : quartzite, paragneiss, ± marbre, ± roches calcosilicatées, ± amphibolite

Ce sous-faciès est fait d'une alternance de niveaux de quartzite blanc d'épaisseur décimétrique à métrique avec des paragneiss (M4 : 35 %) à biotite et grenat, avec ou sans sillimanite, de couleur gris clair à parfois rouille. Les marbres (M13 ; 3-5 %) et les roches calcosilicatées (M14 ; 2-3 %) sous forme de diopsidite sont toujours associés et se présentent en de grands boudins de quelques mètres d'épaisseur. Les amphibolites (M16 ; < 1 %) sont rares et forment des niveaux boudinés dépassant rarement 1 mètre d'épaisseur. Elles affleurent surtout dans le secteur NW de la séquence supracrustale, en particulier près de la rivière Rouge (no : 1, Figure 3).

Aperçu pétrographique des paragneiss et des quartzites

Au total, onze lames minces de paragneiss et de quartzite de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin ont été étudiées au microscope. Elles contiennent toutes du quartz

(15-78 %), de l'orthose (5-50 %), de la biotite rouge (5-25 %) et du grenat (5-20 %). Le plagioclase (5-25 %) et la sillimanite de type prismatique (5-25 %) font généralement partie des assemblages. La muscovite (1-2 %), le rutile et l'apatite (<1 %) sont les minéraux accessoires les plus communs. Le plagioclase est sous forme de mésoperthite dans les paragneiss quartzofeldspathiques à grenat de la bordure nord-est de la région de la carte. Le grenat est de forme allongée à très allongée et il contient toujours des inclusions de quartz, de feldspath, de sillimanite et/ou d'opakes. Dans une lame, les inclusions d'opakes ont une forme allongée et leur orientation est parallèle aux contours des grenats.

Le contenu en manganèse des grenats a été vérifié au microscope électronique à balayage car les grenats manganésifères sont reconnus comme des indicateurs de minéralisations en terrain métamorphique (Spry, 1990). Les analyses ont finalement révélé aucune anomalie en manganèse dans ces grenats. Ceux-ci présentaient pourtant certaines caractéristiques semblables aux grenats manganésifères de la région de Saint-Jovite, lesquels sont associés à des minéralisations cuprifères (Nantel, 1994a). Les caractéristiques qui nous ont guidés sont leur couleur rose pâle et, dans certains cas, le fait qu'ils sont le principal constituant de la roche avec le quartz. Il faut aussi souligner que des grenats riches en manganèse ont été identifiés dans la partie est de la région. Ceux-ci proviennent de sédiments de ruisseau et, dans un cas, d'un bloc erratique (voir le chapitre sur la géologie économique).

Faciès carbonaté (mPwin3) : marbre et roches calcosilicatées

Les marbres de la région sont généralement calcitiques. Les roches de composition dolomitique à granulométrie fine ont été vues dans les secteurs du lac des Baies (no : 2, Figure 3), du lac Pantin (no : 3, Figure : 3) et du lac Grasmere (no : 4, Figure 3). Dans le secteur du lac Georgiana (no : 5, Figure 3), au nord du lac des Baies, le marbre calcitique, d'épaisseur métrique, est à granulométrie grossière et il renferme de nombreux fragments de paragneiss, de quartzite et d'amphibolite. Les marbres calcitiques et dolomitiques du secteur du lac Pantin (Planche 1, photo 1a en annexe) sont d'épaisseur métrique et la granulométrie est moyenne. Ils renferment des horizons enrichis en olivine, parfois serpentinisée, et des traces de sphalérite. Les niveaux de paragneiss adjacents à l'est, sont particulièrement altérés, de couleur rouille, et ils contiennent des sulfures de fer. Dans le secteur du lac Grasmere, on voit des niveaux de marbre calcitique à granulométrie moyenne à fine et de teinte blanchâtre qui alternent avec des lentilles ou des niveaux métriques de marbre dolomitique à olivine et localement à sphalérite. Les marbres renferment par

endroits des fragments des roches supracrustales encaissantes. Les roches calcosilicatées, c'est-à-dire les diopsidites, affleurent principalement dans ce secteur.

Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc (mPtic)

Les roches de la Séquence supracrustale de Curières renferment de nombreux filons-couches de gabbro à amphibole. Sur la carte, ces filons-couches semblent épais mais en réalité ils sont assez minces; ils n'ont que quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur. Cette fausse impression est donnée par le faible pendage des roches.

Quelques affleurements de gabbro ont conservé un bon litage magmatique (Planche 1, photo 1d en annexe). Ceci permet de lever le doute quant à leur origine. En effet, il a déjà été suggéré que ces roches pouvaient être des tufs ou encore des métasédiments (Hébert, 1993a).

Onze lames minces ont été préparées à partir de ces gabbros; elles proviennent presque toutes du filon-couche qui s'étend du sud des lacs Tic, Tac et Toc en allant vers le nord, dans la partie centre-ouest (no : 8, Figure 3) de la région. Ces roches sont constituées de plagioclase (30-60 %), d'amphibole (40-60 %), de biotite (traces-10 %), de grenat (0-5 %) et de quartz (traces). Les amphiboles sont généralement subautomorphes à automorphes, de couleur vert foncé ou vert pâle; elles sont maclées lorsqu'elles sont vert pâle et elles contiennent généralement de petites inclusions de quartz. Les plagioclases (30-60 %) ont une texture granoblastique en mosaïque avec des contacts à 120°. La biotite n'est généralement présente qu'en traces; elle est de couleur brun moyen. Le grenat est xénomorphe et contient des inclusions de quartz. Cependant, dans un échantillon, les grenats sont automorphes et complètement dénués d'inclusion. En plus de le trouver en inclusion dans l'amphibole, le quartz est aussi disséminé. Les minéraux accessoires constituent moins de 1 % de l'assemblage minéralogique et il s'agit d'apatite, de sphène et d'opiques dont l'ilménite avec des couronnes partielles de sphène. Un échantillon contient de l'allanite (1 %) en inclusion dans les amphiboles et un autre, de la schorlite (1 %) zonée.

Une lame mince a été préparée à partir du seul affleurement de gabbro glomérophyrique ou, en terme de terrain, de gabbro nodulaire. Les nodules sont constitués d'oïkocrists d'amphibole vert pâle, criblés de petites inclusions de quartz et d'opiques, ou d'agrégats d'amphibole qui remplacent ces oïkocrists. Les amphiboles des agrégats sont monocliniques et finement maclées; elles sont incolores au centre des agrégats et vert pâle en bordure. Les agrégats eux-mêmes sont entourés par un chapelet de petits grains de grenat et de biotite. Ils occupent avec les oïkocrists, une matrice constituée de prismes de plagioclase qui ne présentent aucun signe de déformation.

La texture des plagioclases et des oïkocrists permettent de confirmer l'origine magmatique de cette roche glomérophyrique et par extension de toutes les roches stratiformes à amphibole puisqu'il y a passage graduel entre ces deux types de roche.

Les plagioclases prismatiques non déformés, les oïkocrists ainsi que les grenats automorphes dans le gabbro glomérophyrique, peuvent être le reflet soit de zones à l'abri de la déformation, soit du caractère réfractaire des gabbros à la déformation. Enfin, les formes communes, en polygone, des plagioclases des gabbros à amphibole ne sont pas des textures de recristallisation puisque les amphiboles avec lesquels ils sont en contact sont prismatiques; ce sont plutôt des textures magmatiques.

Il est intéressant de noter que les filons-couches de gabbro sont intrusifs uniquement dans la Séquence supracrustale de Curières (mPcur) et non dans celle de Rouge-Mattawin (mPwin). Deux explications sont possibles. Dans le cas où les deux séquences supracrustales n'ont pas le même âge, alors celle de Curières est la plus vieille. Ainsi, les filons-couches de gabbro de Tic-Tac-Toc se seraient mis en place dans la Séquence de Curières puis la Séquence de Rouge-Mattawin se serait déposée. L'autre explication serait de présumer le dépôt des deux séquences supracrustales dans des bassins complètement séparés et pas nécessairement au même moment. Ces bassins seraient aujourd'hui juxtaposés à la suite des processus tectoniques.

Suite intrusive de Lacoste (mPlac)

Le terme Série de Lacoste a été donné par Osborne (1935). Le terme série ne s'applique pas vraiment à ces roches, c'est pourquoi nous proposons de les renommer Suite intrusive de Lacoste (mPlac). Cette suite intrusive se compose surtout de gneiss de composition intermédiaire telle monzonite quartzifère, diorite quartzifère et monzodiorite. Des phases plus felsiques sont présentes comme le monzogranite, la syénite quartzifère, la tonalite et la granodiorite. Il y a aussi de rares gabbros.

Les roches intermédiaires et felsiques sont de teinte gris clair à gris foncé et la granulométrie est moyenne à fine. Elles sont généralement gneissiques et souvent rubanées, sauf dans le secteur du lac Lynch (no : 9, Figure 3) et le long de la route de gravier qui constitue le plus court chemin entre l'Ascension et Sainte-Véronique (no : 10, Figure 3) où elles sont massives. Dans la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle, au contact avec les roches supracrustales, ces gneiss et ces roches massives prennent une teinte rosée due à la présence de petits cristaux de feldspath rose (1 à 2 mm). Ce faciès est identifié sur la carte par le terme mPlac1b.

Les roches ignées intermédiaires et felsiques renferment toutes du quartz, du microcline, du plagioclase, de la biotite (2-3 %) ainsi que des traces de muscovite et d'allanite. Le

microcline est parfois perthitique et le plagioclase est légèrement zoné d'après les minces bordures de composition différente; cette zonation est primaire. La biotite est de couleur brun foncé. Dans certains échantillons, le zircon est zoné et l'allanite entourée d'une couronne d'épidote. Les roches ont une texture porphyroïde ou granoblastique. Le sphène et l'apatite sont les minéraux accessoires présents dans certaines roches.

Les diorites quartzifères, les monzodiorites et les gabbros renferment du clinopyroxène et/ou de l'amphibole verte. Le clinopyroxène est partiellement remplacé par de l'amphibole. L'allanite, entourée par une couronne d'épidote, l'apatite et le zircon zoné sont présents dans certains échantillons. Les roches ont une texture en mosaïque avec ou sans jonction à 120° mais certaines présentent une texture magmatique avec leurs plagioclases subautomorphes.

La Suite de Lacoste est intrusive dans la Suite métamorphique de l'Ascension et les gabbros du Tic-Tac-Toc comme en témoignent les nombreuses enclaves. En raison de la petite dimension de la majorité de ces enclaves, il est difficile de les représenter à l'échelle 1 : 50 000.

L'âge moyen Pb_{207}/Pb_{206} , obtenu par la méthode ICP-ms à l'Université de Montréal à partir de l'analyse de 24 zircons, en majorité prismatiques, prélevés sur un échantillon

de gneiss tonalitique à hornblende-biotite, est de 1346 ± 27 Ma (Tableau 1 et Figure 4). Cette morphologie est conforme avec l'origine ignée des roches. Puisque les roches supracrustales de la Suite métamorphique de l'Ascension et les gabbros de la Suite intrusive de Tic-Tac-Toc affleurent en enclaves dans les roches de la Suite intrusive de Lacoste, alors l'âge minimum des deux premières suites est de 1346 Ma. Un des zircons analysés a donné d'ailleurs un âge de 1400 Ma, ce qui pourrait être un âge hérité des roches en enclaves. Quelques zircons hétérogènes indiquent l'existence d'un événement métamorphique à 1200 Ma.

Suite AMCG de Morin (mPmor)

Cette suite se compose d'une phase mafique (mPmor1) et d'une phase felsique à intermédiaire (mPmor2). Les roches mafiques sont des gabbros, des norites (Planche 1, Photo 1e en annexe) et des leuconorites. Il y a parfois des petits fragments d'anorthosite. Les roches de la phase felsique à intermédiaire sont plus abondantes, et forment une masse plutonique qui occupe une importante superficie dans le coin SE de la région. Ce sont des roches à orthopyroxène, c'est-à-dire à caractère charnockitique. Ailleurs dans le feuillet, il y a d'autres zones plus petites

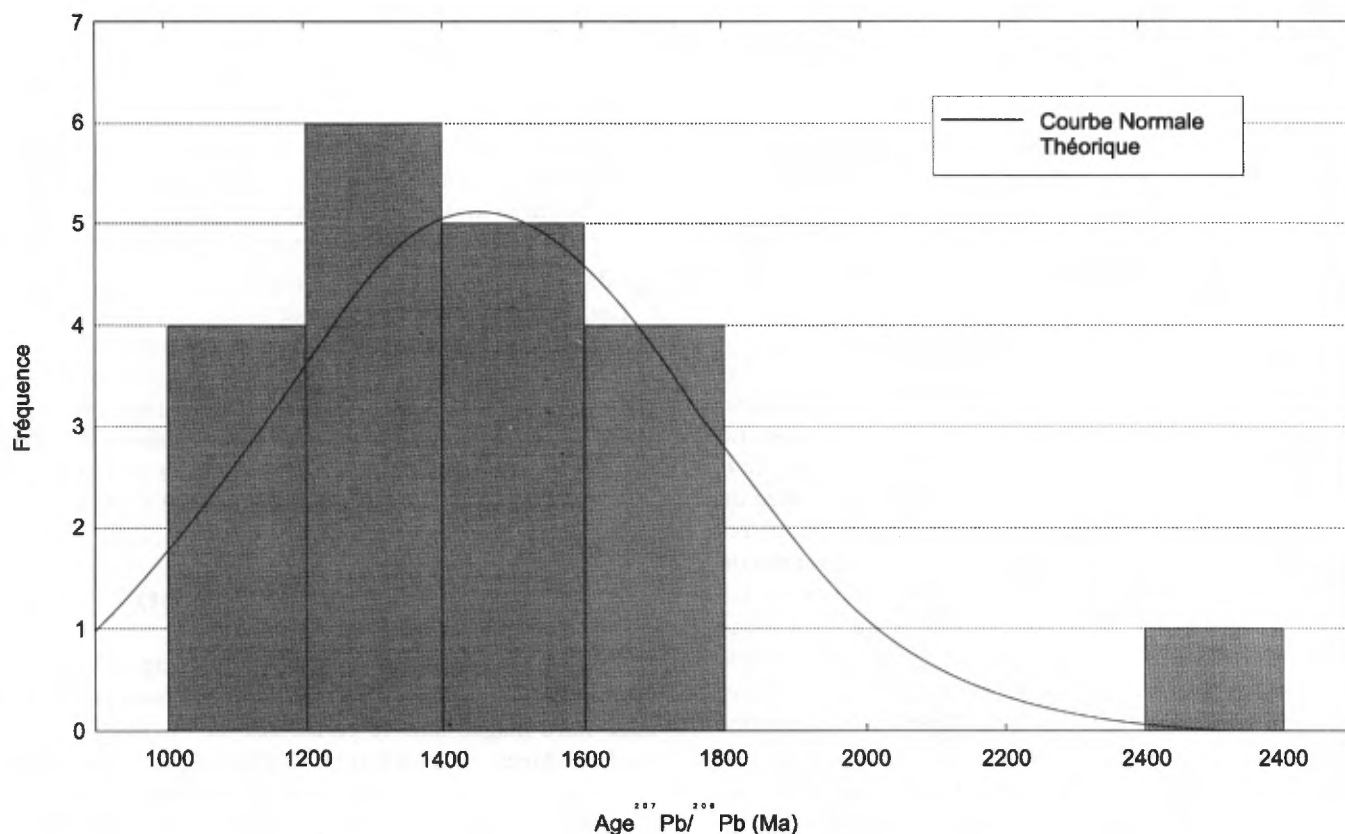


FIGURE 4 - Courbe de la distribution des âges obtenus sur les zircons provenant d'un échantillon de gneiss de la Suite intrusive de Lacoste. Cette courbe a été tracée à partir des données du tableau 1.

TABEAU 1 - Liste des âges obtenus et des marges d'erreur pour chacun des zircons analysés dans un échantillon de gneiss de la Suite intrusive de Lacoste.

GNEISS						
Grain no :	Nb de détermination	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ brut	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé	Age Ma	+ Ma	- Ma
1	5	0.0847	0.0849	1314	62	65
2	5	0.0868	0.0870	1361	33	35
3	5	0.0896	0.0899	1423	48	49
4	5	0.0849	0.0852	1320	36	37
5	5	0.0855	0.0857	1333	36	37
6	5	0.0875	0.0878	1378	20	20
7	5	0.0879	0.0866	1352	8	9
8	5	0.0882	0.0869	1359	57	59
9	5	0.0893	0.0880	1383	24	26
10	5	0.0882	0.0869	1358	16	16
11	5	0.0866	0.0853	1323	8	8
12	5	0.0854	0.0841	1296	56	58
13	5	0.0879	0.0864	1348	36	37
14	5	0.0878	0.0862	1342	37	37
15	5	0.0868	0.0854	1325	9	10
16	5	0.0871	0.0856	1331	19	20
17	5	0.0864	0.0850	1315	39	40
18	5	0.0885	0.0870	1360	14	14
19	5	0.0873	0.0863	1346	36	37
20	5	0.0872	0.0863	1345	33	35
21	5	0.0865	0.0856	1329	34	35
22	5	0.0883	0.0873	1368	19	20
23	5	0.0878	0.0869	1358	30	31
24	5	0.0872	0.0862	1343	49	51

formées de roches de composition felsique à intermédiaire; elles sont accompagnées des roches appartenant à la phase mafique. Ces roches ont été associées à la Suite AMCG de Morin qui ont été décrites par Martignole et Corriveau (1993).

Le faciès mPmor2a domine la phase felsique à intermédiaire et il est composé de monzonite et de granite. Ce sont des roches porphyroïdes à hypersthène, à texture rapakivique ou antirapakivique; elles forment le cœur de la masse plutonique qui affleure dans le coin SE de la région. Le faciès mPmor2b se situe en bordure du précédent et il s'agit d'une brèche intrusive. Cette brèche est formée de syénogranite et de monzogranite rose à grain fin renfermant des enclaves de roches de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin. Le faciès mPmor2c comprend les mêmes roches que le faciès mPmor2b sauf qu'il est fortement tectonisé par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle. Les gneiss droits y sont abondants et il y a aussi des lambeaux tectoniques de roche gabbroïque appartenant à la Suite AMCG de Morin.

Les variétés de feldspath potassique constituant les roches felsiques et intermédiaires (syénites, granites et monzonites) sont l'orthose et/ou le microcline. Les feldspaths sont généralement dénués d'exsolution. La biotite est brun pâle ou vert olive. L'allanite est présente dans certains

échantillons ainsi que l'apatite et le zircon. La texture granoblastique en mosaïque est la texture la plus courante; au milieu de la mosaïque subsistent des porphyroclastes de feldspath. De très belles textures mylonitiques soulignées par de longs rubans de quartz ont aussi été observées.

Les affleurements de gabbro, de norite et de leuconorite sont tout de même assez rares et se trouvent presque toujours associés aux monzonites et aux granites porphyroïdes. Ce sont des roches à granulométrie grossière qui ont conservé de belles textures primaires. Deux enclaves de gabbro-norite affleurent à l'intérieur du Granite de Lanthier. Par conséquent, les roches de la Suite AMCG de Morin sont plus vieilles que ce granite.

Granite de Lanthier (mPlat)

Ce pluton felsique est composé de monzogranite et de monzonite quartzifère. Son très faible contenu en minéraux ferro-magnésiens le caractérise et lui confère une couleur blanche très uniforme. Il s'agit d'une roche massive, homogène et à granulométrie moyenne dans laquelle il y a fréquemment de la fluorine et de la tourmaline.

L'autre caractéristique de ce pluton est la grande quantité et la diversité des enclaves qu'il renferme. Le patron sur la carte aéromagnétique du gradient vertical (Figure 5)

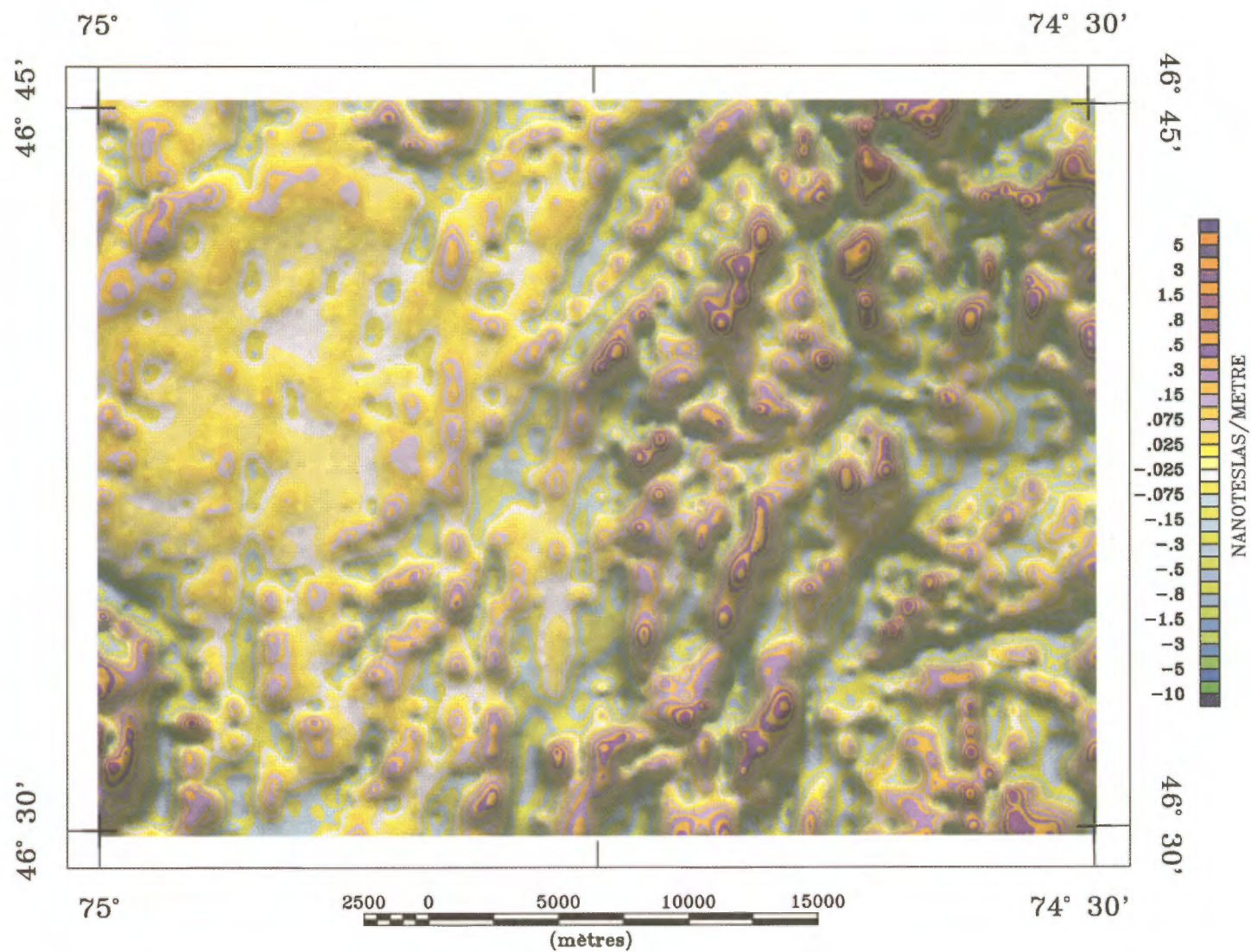


FIGURE 5 - Signature du Granite de Lanthier sur la carte du gradient vertical du feuillet 31J/10. Le granite est indiqué par la zone circulaire en jaune et vert pâle localisée dans la partie NW de la carte. Cette carte a été préparée à partir de la carte de Dion et Dumont, 1994.

nous permet de suggérer qu'en profondeur ce pluton a un diamètre nettement supérieur à la partie qui affleure. Les affleurements de la surface se trouvent donc à un niveau d'érosion superficiel par rapport à l'ensemble du volume de ce pluton et ils ne représentent que la bordure supérieure de celui-ci, c'est-à-dire la brèche intrusive. Ceci explique aussi l'abondance d'enclaves qui proviennent des diverses unités lithodémiques encaissantes. Il y a surtout des fragments de paragneiss et de quartzites semblables aux roches des séquences supracrustales environnantes. Il y a aussi des fragments de gabbro de la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc, de gneiss monzodioritique de la Suite intrusive de Lacoste, et de norite de la Suite AMCG de Morin. Par endroits, on observe des enclaves de quartzite ayant subi une fusion partielle très avancée ce qui a entraîné la formation de faciès particulièrement siliceux dans le granite.

Des dykes de granite et de pegmatite blanche sont issus du pluton de Lanthier. Les pegmatites sont très riches en tourmaline (Planche 1, photo 1f en annexe), héritée des paragneiss du faciès mPcurl qu'elles coupent.

Au microscope, les granites ont une texture grenue et ils sont constituées de quartz, d'orthose, de microcline, de plagioclase, de biotite, de muscovite, d'allanite et de zircon. Dans certains échantillons, l'orthose et la microcline sont perthitiques. La biotite est partiellement résorbée au profit d'une symplectite de muscovite et de quartz ou remplacée par de la chlorite comprenant de fines aiguilles de rutile. L'allanite est parfois entourée d'une couronne d'épidote. De la fluorine a été identifiée sur le terrain dans un échantillon qui contient 0,24 % F. Un autre échantillon analysé contient 582 ppm F.

Pour diverses raisons, l'origine du Granite de Lanthier est problématique. Ce granite équigranulaire est de texture très homogène; il renferme une quantité de fluorine supérieure à la moyenne des granites (810 ppm; Rose *et al.*, 1979). Aussi, il est associé à de nombreuses pegmatites à tourmaline et à des lambeaux de roches surtout métasédimentaires et parfois ignées, et il contient très peu de minéraux mafique dont la biotite (>3 %), altérée en chlorite, et des traces de muscovite. Il diffère en âge du Granite de Guénette qui affleure dans les environs (hors de la région) et qui lui ressemble au point de vue textural et minéralogique. Le Granite de Guénette a été daté à 1054 Ma (Corriveau *et al.*, 1996) et à 1063 Ma (Martignole et Friedman, 1995).

Un échantillon du Granite de Lanthier a été daté par la méthode ICP-ms à l'Université de Montréal à partir de vingt zircons de formes prismatiques ou plus arrondies. Les âges Pb_{207}/Pb_{206} s'étalent de l'archéen (2357 Ma) au mésoproterozoïque (1143 Ma) indépendamment de la forme des zircons (Tableau 2 et Figure 6). L'explication d'un tel étalement des âges obtenus mériterait une étude plus détaillée.

Plusieurs hypothèses sont suggérées pour expliquer l'origine des granites. Parmi les hypothèses proposées par Sawyer (1996) et appliquées à notre région, l'assemblage formé par le Granite de Lanthier et ses enclaves pourrait constituer une diatexite. Cette diatexite serait le résultat de la fusion partielle des roches de la Séquence supracrustale de Curières ou encore, d'une séquence supracrustale qui se trouvent à une plus grande profondeur. Mais, comment concilier cette origine avec les diverses populations d'âges obtenus sur des zircons dont les formes prismatiques sont typiques de roches ignées?

Sur le plan chronologique, le Granite de Lanthier renferme des enclaves de norite appartenant à la Suite AMCG de Morin dont la mise en place a eu lieu entre 1165 $\pm$ 11/-6 Ma (Martignole et Friedman, 1995) et 1135 $\pm$ 3 Ma (Doig, 1991). Ainsi, l'âge minimum de 1143 $\pm$ 55 Ma (Tableau 2), obtenu par la méthode ICP-ms, pourrait se rapprocher de l'âge réel du granite. Mais, compte tenu de la marge d'erreur sur cet âge minimum et compte tenu de l'âge le plus récent obtenu sur les roches de la Suite AMCG de Morin (1135 Ma) qui sont entre autres en enclaves dans le Granite de Lanthier, il est possible que ce granite soit plus jeune que 1135 Ma.

Complexe annulaire de Sainte-Véronique (mPcsv)

Ce complexe, dont une partie seulement affleure dans la région couverte par le feuillet 31J/10, n'a pas fait l'objet de nos travaux puisqu'il avait déjà été cartographié par Rive (1976) à l'échelle du 1 : 12 000. Ci-après, le lecteur trouvera une description succincte des lithologies, rédigée à partir des données de Rive (1976).

Le Complexe annulaire de Sainte-Véronique est une intrusion circulaire dont le diamètre est de 8000 m. Le stock central se compose de pyroxénite (mPcsv1) et de shonkinite (mPcsv2) entourées d'une couronne de syénite (mPcsv3) qui évolue vers une pulaskite (mPcsv4) en allant vers la bordure. Dans la couronne, affleurent des masses lenticulaires de roches provenant de la partie centrale. Du côté nord, les encaissants du complexe sont des roches de la Séquence supracrustale de Curières et de la Suite mafique de Tic-Tac-Toc. Du côté est, le complexe est en contact avec les gneiss de la Suite intrusive de Lacoste qui renferment des enclaves de roches appartenant à la Séquence supracrustale de Curières et à la Suite mafique de Tic-Tac-Toc.

Pyroxénite (mPcsv1)

Rive (1976) a distingué trois types de pyroxénite dont la pyroxénite massive, la pyroxénite à magnétite et la pyroxénite à biotite. La pyroxénite massive est une roche holomélanocrate à phénocristaux de pyroxène qui atteignent

TABLEAU 2 - Liste des âges obtenus et des marges d'erreur pour chacun des zircons analysés dans un échantillon du Granite de Lanthier.

GRANITE						
Grain no :	Nb de détermination	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ brut	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé	Age Ma	+	-
1	5	0.0871	0.0890	1405	39	40
2	5	0.0777	0.0794	1183	28	29
3	5	0.1000	0.1022	1664	104	112
4	5	0.0879	0.0898	1422	25	26
5	5	0.0922	0.0923	1475	40	43
6	5	0.1074	0.1076	1759	45	46
7	5	0.0777	0.0778	1143	54	56
8	5	0.0882	0.0883	1390	55	56
9	5	0.0877	0.0878	1378	30	30
10	5	0.0786	0.0787	1166	16	17
11	4	0.0881	0.0874	1370	76	78
12	5	0.0802	0.0797	1189	17	17
13	3	0.0989	0.0981	1603	20	20
14	5	0.0855	0.0849	1313	37	38
15	4	0.1691	0.1679	2537	131	144
16	5	0.0994	0.0991	1614	123	135
17	3	0.0923	0.0920	1469	61	64
18	5	0.0810	0.0808	1216	49	51
19	5	0.0817	0.0814	1233	33	34
20	3	0.0969	0.0966	1566	135	148

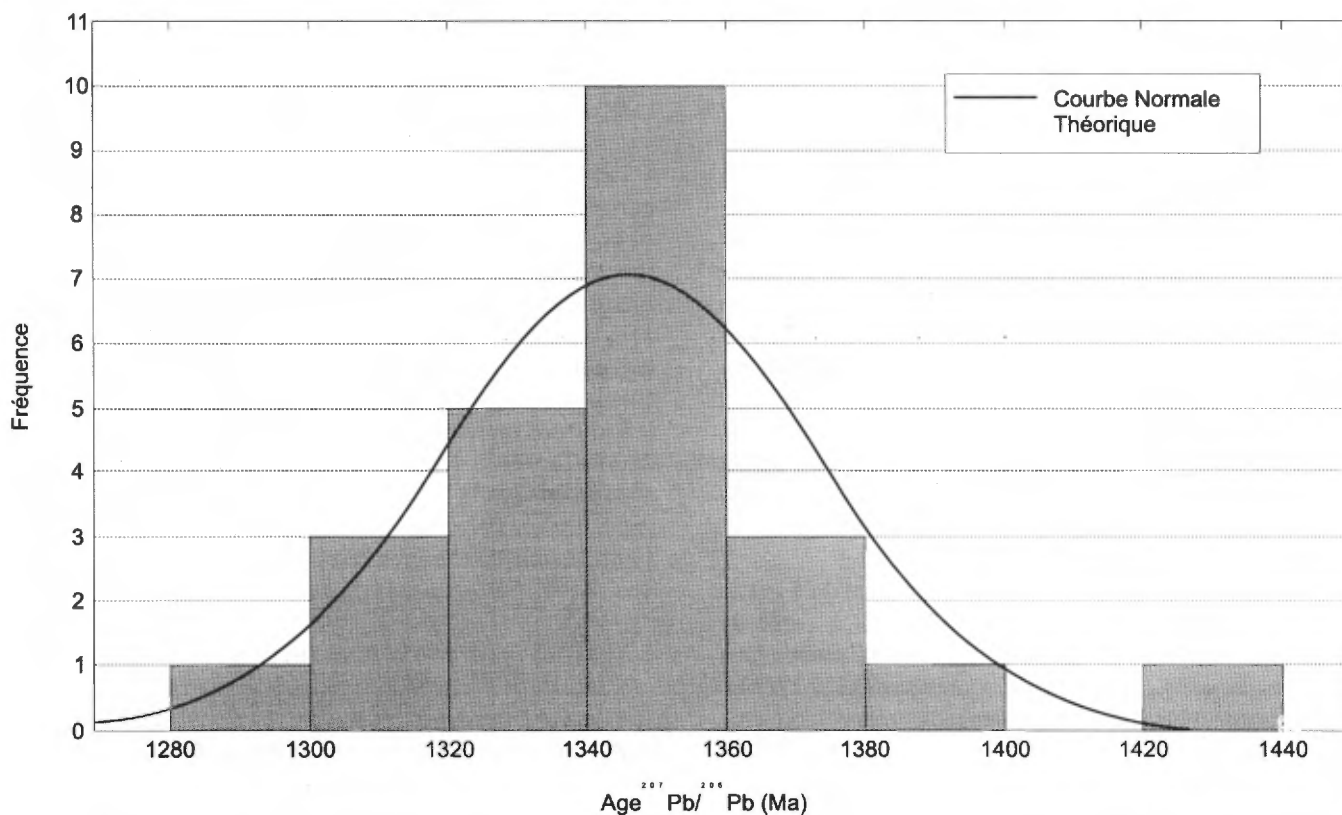


FIGURE 6 - Courbe de la distribution des âges obtenus sur les zircons provenant d'un échantillon du Granite de Lanthier. Cette courbe a été tracée à partir des données du tableau 2.

1 cm de longueur. La texture *adcumulus* a été identifiée. Par endroits, on remarque de la forstérite (< 1 %) faiblement serpentinisée. Cette pyroxénite contient jusqu'à 3 % de sulfures composés de pyrite et de pyrrhotite. La pyroxénite à magnétite affleure à l'intérieur des deux autres types de pyroxénite et les contacts avec celles-ci sont progressifs. Le contenu en magnétite peut atteindre 20 à 30 %. La pyroxénite à biotite est la variété la plus abondante. La biotite se rassemble sous forme de lits qui confèrent à la roche une structure en bancs grossiers. La roche renferme de 30 à 40 % d'augite et de 45 à 50 % de biotite. Le clinopyroxène est partiellement remplacé par la hornblende verte. Dans certains cas, le pyroxène est entièrement pseudomorphisé en gerbe d'actinote et la biotite, à fort pléochroïsme brun-rouge, est micro-plissée.

Shonkinite (mPcsv2)

Il est difficile de distinguer ces roches des pyroxénites, mais le contenu en orthose permet de le faire. Il y a quatre faciès de shonkinite. La shonkinite porphyroïde contient des cristaux d'orthose automorphes dont la taille peut atteindre 4 cm. Elle a un contact progressif avec les pyroxénites. Son épaisseur varie de 1 à 7 m dans la partie centrale du stock, formée de pyroxénite et de shonkinite, et de 20 à 50 m en bordure. Son extension est aussi plus faible au centre (< 30 m) qu'en bordure (> 100 m). La biotite est le minéral mafique dominant (> 40 %) suivi de l'augite (~ 25 %). L'orthose cryptoperthitique forme environ 20 % de la roche.

La shonkinite tachetée affleure dans les satellites du stock central et près du contact avec la syénite proprement dite (mPcsv3). Dans cette roche, l'orthose (~ 30 %) est de forme ovoïde ou circulaire et elle est criblée d'inclusions de minéraux mafiques. La shonkinite homogène est rare. Il s'agit d'une roche mésocrate où l'orthose constitue près de 40 % de la roche. L'augite a presque disparu au dépend de la hornblende. Finalement, la shonkinite pegmatoïde, qui est encore plus rare que la précédente, affleure seulement en bordure du stock central. La répartition de ses minéraux est hétérogène. La biotite est en grandes lamelles de 3 à 5 cm empilées les unes sur les autres. Les cristaux d'orthose varient de porphyroïdes à grenus.

Syénite de Sainte-Véronique (mPcsv3a)

Cette syénite porphyroïde à phénocristaux d'orthose entoure le stock central. Rive (1976) parle d'un faciès mélanocrate peu abondant qui affleure à partir du contact avec le stock central. Ce faciès disparaît rapidement pour laisser la place à la syénite proprement dite qu'il appelle Syénite de Sainte-Véronique et qui forme la majeure partie de la masse annulaire.

Cette dernière syénite est une roche porphyroïde et leucocrate. Les principaux minéraux mafiques sont la biotite (18 %), l'amphibole (2 %) et le clinopyroxène (2 %). Ces minéraux mafiques sont interstitiels aux phénocristaux d'orthose, le principal constituant de la roche (~ 75 %). Les phénocristaux d'orthose sont souvent ployés ou incurvés et sont fortement granulés en bordure.

Monzosyénite de Windwood (mPcsv3b)

À quelques kilomètres à l'est de la masse centrale du complexe annulaire affleure une petite masse intrusive. Rive (1976) l'a appelé Monzosyénite de Windwood. Dans la légende de sa carte, ce dernier ne l'a pas inclus dans les unités qui composent le complexe annulaire, tandis que dans son rapport, il suggère que cette monzosyénite dérive du complexe annulaire. Dans le cas présent, nous avons décidé de l'inclure. Il s'agit donc d'un stock intrusif formé d'une monzosyénite rose à 60 % d'orthose, 15 % de plagioclase et 15 % de biotite.

Pulaskite (syénite à néphéline) (mPcsv4)

Par définition, la pulaskite est une syénite à néphéline qui correspond ici au faciès de bordure de l'intrusion syénitique. Elle forme un anneau complexe constitué de plusieurs feuillets autour de la Syénite de Sainte-Véronique. Le contact entre ces deux types de syénites est progressif. La syénite à néphéline est de teinte grise et à texture porphyroïde; les phénocristaux de néphéline ont jusqu'à 2 cm de longueur et ils sont bien orientés. Les minéraux mafiques composent tout au plus 5 à 7 % de la roche. Il y a au moins 65 % d'orthose, un peu plus de 15 % de néphéline et environ 10 % de plagioclase. La néphéline, en relief négatif en affleurement, forme de petits cristaux (0,3 à 6 mm) en inclusions dans les phénocristaux d'orthose ou distribués dans la matrice de ces phénocristaux. L'orthose est perthitique, fortement tectonisé et granulé en bordure des cristaux.

Brèche intrusive, zone hybride (mPcsv5)

Il s'agit d'une brèche intrusive formée par la mise en place du Complexe annulaire de Sainte-Véronique. Ce processus a entraîné une forte recristallisation et une fénétisation plus ou moins avancée des enclaves de roches supracrustales et de gabbro qui constituent la brèche. Les enclaves atteignent des dimensions kilométriques. La présence d'hypersthène dans les enclaves de paragneiss est caractéristique de conditions de température et de pression très élevées.

Gabbro et pyroxénite sans affiliation connue

La région renferme par endroits des gabbros et des pyroxénites qui forment de petites masses dont les dimensions peuvent être d'ordre kilométrique. Quelques masses affleurent à l'est et au nord du Complexe annulaire de Sainte-Véronique et une autre affleure à l'est du lac Lynch (no 9, Figure 3), près de la bordure centre sud du feuillet.

Deux échantillons ont été prélevés, l'un à un kilomètre à l'est et l'autre à dix kilomètres au nord du Complexe annulaire de Sainte-Véronique. Il s'agit de gabbro à plagioclase, amphibole, clinopyroxène et épidote magmatique (3 %). Les plagioclases sont remarquables par leur forte zonation magmatique. Les amphiboles forment des oïkocrists ou des couronnes magmatiques autour des clinopyroxènes.

Rive (1976) n'a pas cru bon d'inclure les gabbros et les pyroxénites situés près de la bordure est du Complexe annulaire de Sainte-Véronique dans le complexe lui-même. Au lac Tibériade (no : 11, Figure 3), ces roches ont subi au moins une phase de déformation et elles sont coupées par les syénites du complexe annulaire. Aussi Rive (1976) ne mentionne pas la présence de gabbro dans le complexe annulaire.

Il n'y a pas plus d'éléments qui permettent d'inclure ces gabbros dans les roches de la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc. En effet, ces dernières ont subi au moins deux phases de déformation et aucune pyroxénite n'a été observée sur les nombreux affleurements de cette suite.

Les affleurements de gabbro situés immédiatement à l'est du lac Lynch comprennent en plus une roche ultramafique riche en clinopyroxène que nous classons comme pyroxénite. Le clinopyroxène est entouré d'une couronne magmatique d'amphibole et il est parfois remplacé par des plaques d'amphibole dont l'extinction est uniforme à travers le cristal qu'il remplace.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme régional

Wynne-Edwards (1966), à la suite de ses travaux de cartographie à l'échelle 1 : 250 000 dans la région de l'Ascension, a défini un isograde qui sépare cette région en deux domaines métamorphiques : le domaine est, au faciès granulite, et le domaine ouest, au faciès amphibolite. D'après ses travaux, cet isograde indique l'apparition, dans le domaine est, de l'hypersthène dans des paragneiss et l'apparition de gneiss charnockitiques à feldspaths perthitiques verts, hypersthène et hornblende brune. Dans le domaine ouest, il y a apparition de muscovite dans des paragneiss et d'épidote associée à du plagioclase dans des

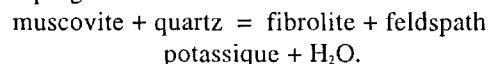
paragneiss à quartz-feldspath-almandin-biotite. Le tracé de l'isograde, tel qu'il apparaît sur la carte en annexe, correspond au point de vue physiographique à la rivière Rouge. Il est à peu près conforme à celui de Wynne-Edwards (1966), nos travaux ayant confirmé l'apparition de l'hypersthène dans le domaine est et l'apparition d'une grande quantité de muscovite dans le domaine ouest.

Cependant, nos observations au microscope ont permis d'apporter plus de précision quant à la nature des assemblages métamorphiques de part et d'autre de l'isograde. Elles permettent aussi de rendre compte de la variation du degré de métamorphisme dans chacun des domaines par rapport à ce qui a déjà été décrit par Wynne-Edwards (1966).

Dans le domaine ouest, les assemblages des paragneiss de la Séquence supracrustale de Curières sont les suivants :

- quartz - biotite - muscovite;
- quartz - sillimanite prismatique;
- quartz - orthose - plagioclase - biotite - muscovite - (chlorite + rutile);
- quartz - perthite et/ou mésoperthite - microcline ± plagioclase - biotite - muscovite - fibrolite - rutile;
- quartz - mésoperthite - microcline perthitique - biotite - muscovite - fibrolite - sillimanite prismatique - rutile.

Les roches sont métamorphisées au faciès des amphibolites, mais les mésoperthites et les microclines perthitiques révèlent une certaine augmentation du degré de métamorphisme tout comme la transformation des nodules de muscovite en fibrolite dans les paragneiss nodulaires. L'excès de K, Na et H₂O produit par cette transformation pourrait expliquer la cristallisation des porphyroblastes de mésoperthite criblés de petites inclusions de biotite, de muscovite, de tourmaline et de graphite déjà décrits. La transformation des yeux de muscovite en fibrolite et en orthose, qui cristallise dans les ombres de pression, témoigne aussi d'une augmentation du degré de métamorphisme suivant la réaction prograde :



Le métamorphisme rétrograde se manifeste dans la Séquence supracrustale de Curières par la transformation de la biotite en chlorite accompagnée de fines aiguilles de rutile.

Dans le domaine est, le degré de métamorphisme qui a atteint le faciès des granulites est clairement indiqué par la présence d'orthopyroxène dans les mobilisats des gneiss de la Suite intrusive de Lacoste. Cependant, la transformation de la sillimanite en muscovite dans un paragneiss révèle une diminution du degré de métamorphisme tout comme les assemblages suivants, observés dans d'autres paragneiss :

- quartz - orthose ± microcline - biotite - grenat ± muscovite ± sillimanite prismatique;
- quartz - microcline - plagioclase - biotite - muscovite - grenat - sillimanite prismatique.

La muscovite ne constitue pas plus de 2 % de ces assemblages, mais elle est généralement absente des paragneiss typiques de la Séquence supracrustale de Rouge-Matawin constitués de :

- quartz- mésoperthite - plagioclase - biotite - grenat;
- quartz - orthose - plagioclase - biotite - grenat $\pm$ sillimanite prismatique.

Les paragneiss du domaine est contiennent toujours beaucoup de grenat et de la sillimanite de type prismatique contrairement aux paragneiss de la Séquence supracrustale de Curières. Ces derniers contiennent surtout de la sillimanite de type fibrolite et sont caractérisés par la présence de grands cristaux de muscovite et l'absence de grenat.

Métamorphisme de contact

Autour du Complexe annulaire de Sainte-Véronique, des roches ont été fortement altérées par la circulation de fluides métasomatiques. Par exemple, les minéraux mafiques des gabbros sont entièrement transformés en biotite probablement par l'apport de potassium contenu dans les syénites adjacentes.

Dans une lame mince de roche calcosilicatée, prélevée aussi à proximité du complexe annulaire, de grands cristaux de trémolite, en contact avec du quartz et des carbonates, contiennent des reliques de diopside. Cette association minéralogique, représentative du faciès des amphibolites, est le produit de la réaction rétrograde :

diopside = trémolite + calcite + quartz

Les reliques de diopside donnent à la roche un aspect bréchique tant en lame mince que sur le terrain.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Trois fabriques, S_1 , S_2 et S_3 , sont particulièrement faciles à observer dans la région de l'Ascension. S_1 et S_2 , sont associées à des événements tectoniques tandis que S_3 est reliée à un événement magmatique tardif. Ces fabriques ne représentent cependant pas les premiers événements tectoniques de la région. En effet, dans la partie NE du feuillet 31J/10, affleurent des roches qui ont été déformées et migmatisées antérieurement au développement des fabriques S_1 et S_2 . Nos observations sont actuellement insuffisantes pour déterminer la chronologie des événements plus anciens. Les fabriques S_1 et S_2 ne représentent pas la fabrique S_0 , c'est-à-dire le litage primaire des roches supracrustales. En fait, nous n'avons pas reconnu, avec certitude, de véritables structures primaires pouvant être qualifiées de S_0 , mis à part le litage magmatique dans les gabbros du Tic-Tac-Toc et dans les norites de la Suite AMCG de Morin.

Le bloc diagramme de la figure 7 présente les fabriques S_1 , S_2 et S_3 sur une carte géologique simplifiée. La géologie sur les coupes verticales tient compte du travail de Martignole et Calvert (1996) qui ont interprété entre autres la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle à partir de la géologie de surface et de la coupe de sismique (réflexion) réalisée lors du projet Lithoprobe en 1993.

La fabrique la plus ancienne est une foliation ou une gneissosité S_1 (Figure 7) dont l'orientation varie de E-W à ESE-WNW. Elle est partiellement oblitérée par une fabrique S_2 dans la partie ouest et fortement dans la partie est de la région. La fabrique S_2 a une orientation régionale NNE-SSW. Cette fabrique est le résultat de la formation de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle (Figure 7). Finalement, la fabrique S_3 résulte de la mise en place du Complexe annulaire de Sainte-Véronique. Elle oblitére les fabriques S_1 et S_2 autour de ce complexe intrusif.

Fabrique S_1 : foliation E-W à ESE-WNW

Cette foliation est facile à reconnaître dans la partie ouest de la région. Vers l'est, elle est plus difficile à observer parce qu'elle est presque entièrement oblitérée par la fabrique S_2 . La fabrique S_1 a une orientation moyenne qui varie de E-W à ESE-WNW. C'est une foliation de plan axial de plis déversés vers le NE. Lorsqu'elle est peu plissée ou transposée par la fabrique S_2 le pendage de cette fabrique est faible vers le SSW (Planche 1, photo 2a en annexe) et la linéation d'étirement minéral mesurée sur le flanc de ces plis déversés, est parallèle à la direction de ce pendage, soit vers le SSW. La fabrique S_1 est associée à un important épisode de raccourcissement sinon de chevauchement. Aussi, nous proposons une surface de décollement (chevauchement) du côté est du lac Curières (no : 6, Figure 3), entre les roches de la Séquence supracrustale de Curières et la Suite intrusive de Lacoste. L'interface entre ces deux lithodèmes dans ce secteur est fortement mylonitique. Le sens du mouvement aurait été du SW vers le NE selon le sens du déversement des plis de première phase.

Nous n'avons pas observé de signatures de cette fabrique dans le Granite de Lanthier ni dans le Complexe annulaire de Sainte-Véronique. Ces deux intrusions sont donc tardi-tectoniques par rapport à cet épisode de chevauchement. De plus, les roches de la Suite AMCG de Morin, de même que les roches de la Suite intrusive de Lacoste et de la Suite métamorphique de l'Ascension sont affectées par le chevauchement. Sachant que la mise en place des roches de la Suite AMCG de Morin a eu lieu entre 1165 et 1135 Ma (Friedman et Martignole, 1995; Doig, 1991; Emslie et Hunt, 1990) alors, cet épisode de chevauchement serait plus jeune que 1135 Ma. La fabrique S_1 serait donc lié à un événement chevauchant d'âge grenvillien.

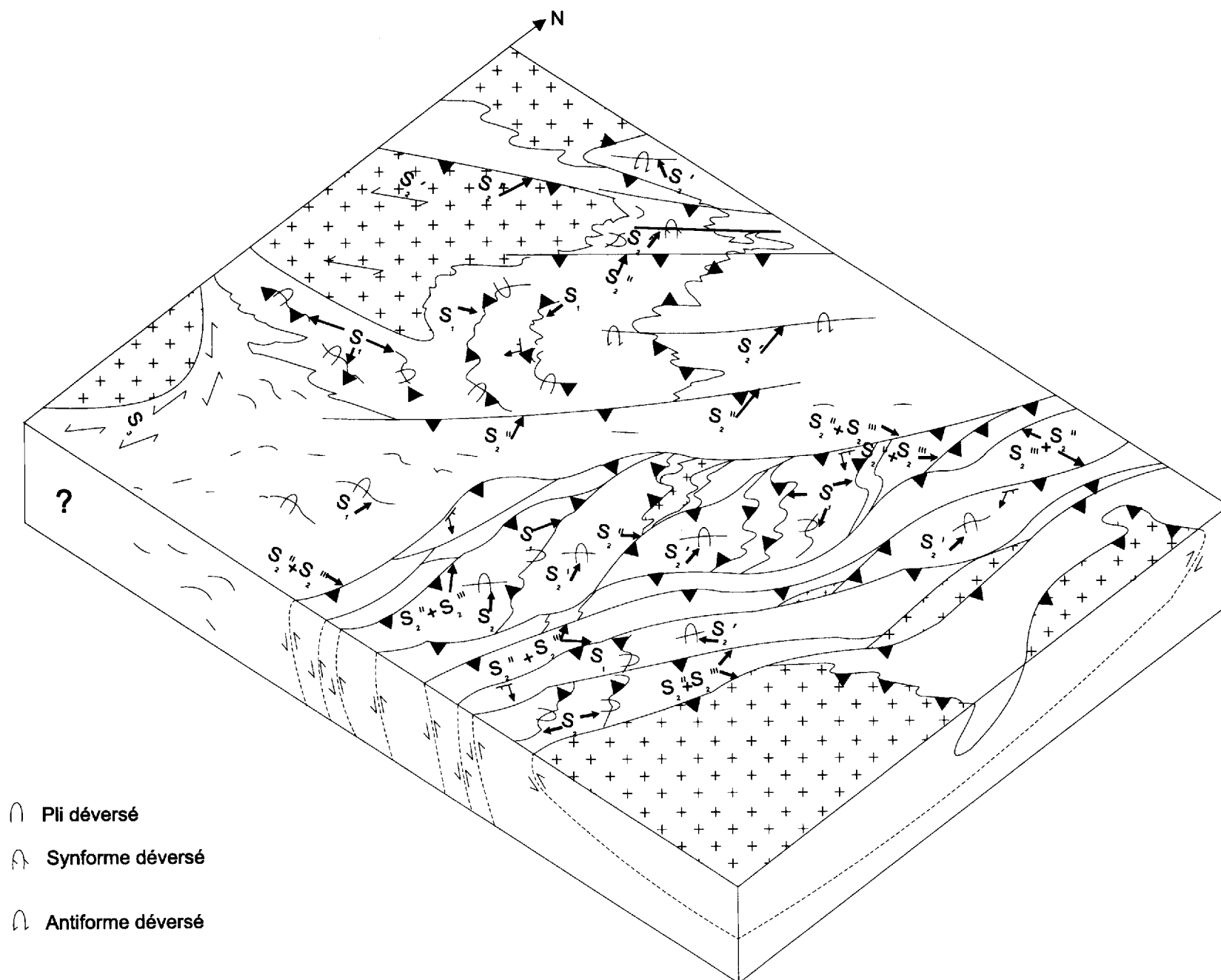


FIGURE 7 - Bloc diagramme permettant d'observer la distribution des fabriques S_1 , S_2 et S_3 . Les contacts géologiques proviennent de la carte SIG-31J10-C3G-96K..

Fabrique S_2 : Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle

La fabrique S_2 est visible à travers toute la région du feuillet 31J/10. Elle est directement associée à l'épisode de déformation qui a généré la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle. Elle se présente sous trois types structuraux distincts suivant l'intensité de la déformation. Il s'agit de foliation de plan axial, de plan de cisaillement et de gneissosité de gneiss droits que l'on distingue respectivement sous les étiquettes S_2' , S_2'' et S_2''' sur la Figure 7.

À l'ouest de la rivière Rouge, où l'intensité de la déformation est moins importante, la fabrique S_2' correspond à une foliation de plan axial NNE-SSW. Cette foliation appartient à de grands plis régionaux de deuxième phase qui plissent la fabrique S_1 (Planche 2, photo 2b en annexe) sous forme de plis déversés (Planche 2, photo 2c) vers le NW à axes plongeant vers le SSW (Figure 7). Les plans axiaux de ces plis de deuxième phase ont ainsi un faible pendage vers le SE. Le plus grand de ces plis est un antiforme particulièrement évident sur la carte de linéaments tracés à partir des images Radarsat (Sharma *et al.*, 1998) et dont une partie a été reproduite à la Figure 8.

La fabrique S_2' reflète l'intensité moyenne de la déformation à l'ouest de la rivière Rouge. Il existe des évidences de déformation plus intense dans ce secteur. On observe en effet, un étirement des flancs des grands plis régionaux où se produit un décollement et la formation de failles inverses représentées par la fabrique S_2'' (Figure 7). Ces failles inverses correspondent à des plans de chevauchement dont le mouvement est du SE vers le NW et où la linéation d'étirement plonge vers le SE.

À l'est de la rivière Rouge l'intensité de la déformation est nettement plus forte que du côté ouest. La fabrique S_2' est toujours présente sous forme de foliation de plans axiaux de plis de deuxième phase qui sont ici, plus serrés que dans la partie ouest de la région (Planche 2, photo 2d en annexe). L'augmentation de l'intensité de la déformation produit un rebroussement des plans axiaux de ces plis et par le fait même des lithologies (Planche 2, photo 2e). Il y a ensuite un étirement des flancs de ces plis qui résulte en la formation de failles inverses S_2'' qui sont plus développées et rapprochées qu'à l'ouest de la rivière Rouge. Ces nombreux plans de failles ont un pendage abrupt et une forte linéation d'étirement vers le SE. Dans la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle, les failles inverses de-

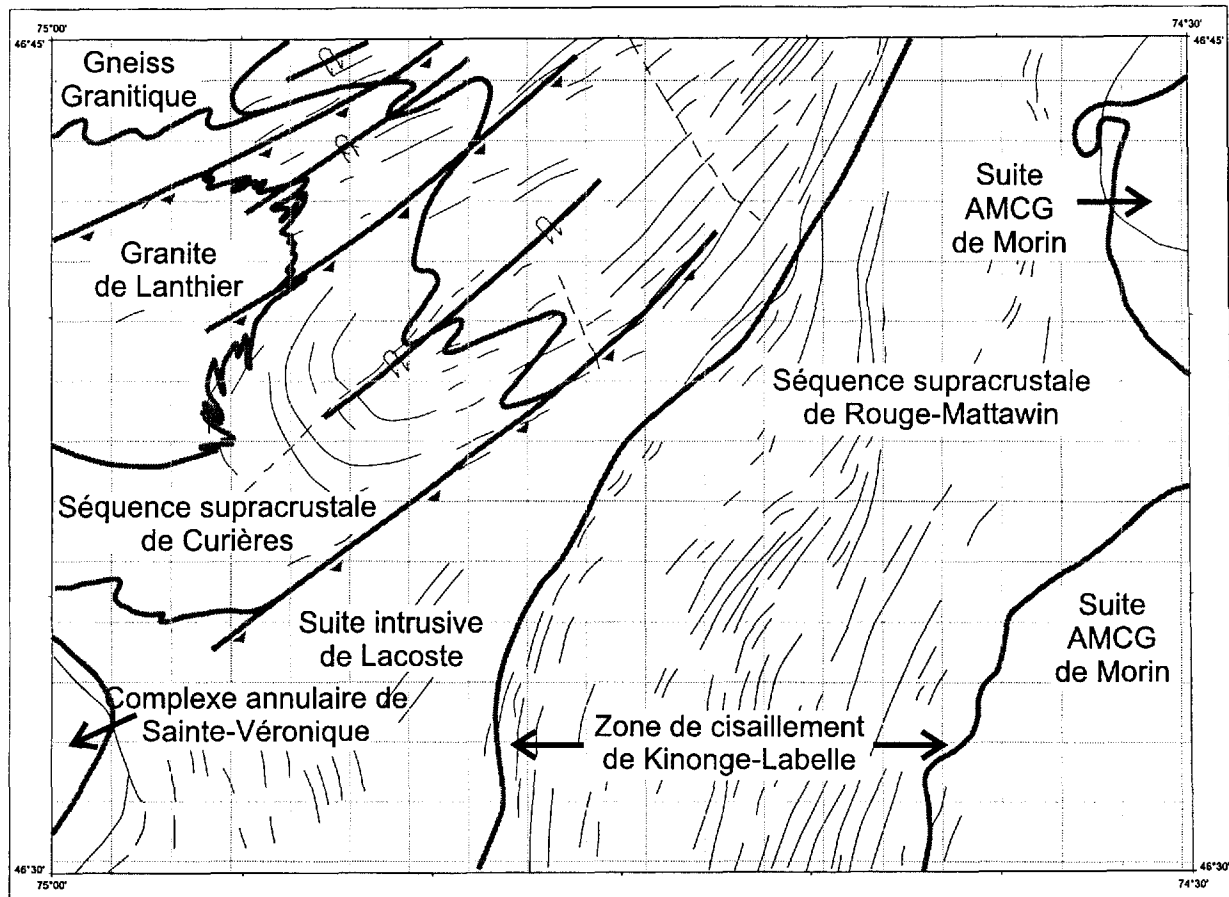


FIGURE 8 - Linéaments tracés à partir des images Radarsat (Sharma *et al.*, 1999). Les principaux contacts géologiques ont été reportés. Notez la signature de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle, un des grands plis régionaux et la fabrique S_3 à l'est du Complexe annulaire de Sainte-Véronique. Les plis failles ont aussi été tracés. (NB: La Séquence métamorphique de l'Ascension = les séquences supracrustales de Curières et de Rouge-Mattawin. Les contacts géologiques proviennent de la carte préliminaire SI-31J10-C3G-96K.)

viennent des zones de cisaillement inverse à mouvement senestre qui, à leur tour, deviennent des zones de gneiss droit (Planche 2, photo 2f) sous l'effet d'une augmentation sensible du degré de métamorphisme et de recristallisation.

Ces zones de gneiss droits sont de longueur plurikilométrique et elles sont représentées par la fabrique S_2''' sur la figure 7. Elles forment une série de couloirs de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur qui découpent les roches de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin en plusieurs écailles tectoniques de direction NNE-SSW. Ces écailles forment un patron anastomosé tout en se chevauchant vers le NW avec un léger déplacement horizontal senestre. L'ensemble de ces couloirs définit la grande Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle d'environ 15 kilomètres de largeur. Cette zone de cisaillement occupe sur la carte la majorité de la superficie de la moitié est du feuillet 31J/10. Sa limite ouest est facile à définir sur la carte des linéaments tracés à partir des images Radarsat (Sharma *et al.*, 1998; Figure 8).

Les roches de la Suite AMCG de Morin sont affectées par la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle à l'intérieur de laquelle on trouve des lambeaux plissés de grande dimension. Martignole et Friedman (1998) ont obtenu un âge minimum de 1078 ± 6 Ma pour la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle. Alors, puisque la fabrique S_2 affecte les roches de la Suite AMCG de Morin datées entre 1165 et 1135 Ma (Martignole et Friedman, 1995; Doig, 1991; Emslie et Hunt, 1990), l'âge de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle est entre 1135 et 1078 Ma.

Il est à noter que la fabrique S_2 a aussi été mesurée dans le Granite de Lanthier dont l'âge est probablement inférieur à 1135 Ma (cf : chapitre : Granite de Lanthier). Mais le granite serait naturellement plus vieux que 1078 Ma puisque c'est l'âge minimum de la fabrique S_2 .

Fabrique S_3

Cette fabrique, observée autour du Complexe annulaire de Sainte-Véronique jusqu'à une distance de 4 à 5 kilomètres (Figures 7 et 8), est directement liée à la mise en place de celui-ci. Le fait qu'elle oblitère les fabriques S_1 et S_2 suggère que ce complexe est tardi- à post-tectonique par rapport à la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle dont l'âge minimum est de 1078 ± 6 Ma (Martignole et Friedman, 1998). Ceci concorde avec l'intervalle d'âge de 1076 à 1090 Ma obtenu pour la Suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (Corriveau *et al.*, 1996) auquel appartient le Complexe annulaire de Sainte-Véronique. L'âge de ce complexe se situerait plus précisément autour de $1076 +3/-1$ et 1081 ± 2 Ma (Corriveau *et al.*, 1990) qui sont les âges respectifs de la Syénite de Loranger et de la Syénite de Lac Rouge, situées respectivement à 10 kilomètres au sud et à 30 kilomètres au SW du complexe annulaire.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région couverte par le feuillet 31J/10 renferme des anomalies en Zn, Cd, Co, Mn dans les sédiments de ruisseau de même que des minéralisations zincifères dans des marbres dolomitiques et des minéralisations de Cu-Ni dans des roches mafiques et ultramafiques. La région possède aussi des ressources potentielles de graphite, de silice et de syénite à néphéline.

Zinc

Le terrane de Mont-Laurier, auquel appartient une partie de la région cartographiée (Figure 1) a donné lieu, depuis le début du siècle jusqu'à aujourd'hui, à plusieurs programmes de recherche de minéralisations zincifères de type SEDEX. Les gîtes connus occupent deux ceintures qui longent approximativement les limites est et ouest de ce terrane (Gauthier et Brown, 1980; Nantel, 1994b). Ils sont tous logés dans des marbres dolomitiques (Sangster *et al.*, 1992) et des roches calcosilicatées. Une dizaine de petits indices ont été découverts depuis le début des années 90 (Lapointe et Roger, 1996; Abilab, 1996; Nantel, 1994b; Pronovost, 1994; Goulet, 1994). La découverte la plus récente a été faite au cours de nos travaux dans la partie centre-est de la carte, plus spécifiquement dans les secteurs du lac Grasmere et du lac Pantin. Les minéralisations font partie du sous-faciès mPwin3 de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin (Hébert *et al.*, 1997).

Dans le secteur du lac Grasmere, de la sphalérite disséminée a été identifiée dans des marbres dolomitiques à olivine. Ces marbres forment des lits d'environ un mètre d'épaisseur et des lentilles décimétriques intercalées dans des marbres calcitiques. De la sphalérite a aussi été identifiée à environ un kilomètre au nord du lac Pantin dans des lits décimétriques de marbre calcaro-dolomitique. Sur la rive sud du lac Pantin, les marbres dolomitiques, en lits décimétriques, alternent avec des marbres calcitiques et des amphibolites.

La mise au jour du sous-faciès mPwin3, riche en marbre et minéralisé à deux endroits en sphalérite, a permis d'expliquer les fortes anomalies en zinc et en cadmium décelées auparavant dans des sédiments de ruisseau (Choinière, 1990). En 1997, une compagnie d'exploration minière a effectué un levé de sol dans les secteurs des lacs Pantin et Grasmere afin de délimiter d'autres minéralisations en zinc. En 1998, un prospecteur a effectué un levé détaillé des sédiments de ruisseaux dans le secteur du lac Grasmere et du lac Higginson (no : 4, Figure 3). Les résultats ne sont pas encore publics.

En plus des anomalies de sédiments de ruisseaux en zinc et en cadmium, de la gahnite, du spinelle zincifère et du

grenat manganésifère ont été identifiés dans les minéraux lourds de ces mêmes sédiments prélevés entre le lac Grandive (no : 12, Figure 3) et le lac Cinq Doigts (no : 13, Figure 3); entre le lac Georgiana et le lac Pantin; et au SE du lac Pantin (Bernier *et al.*, 1997; Hébert *et al.*, 1997). Même si nos travaux de cartographie n'ont pas permis d'expliquer la source, à l'exception d'un bloc erratique de quartzite à grenat manganésifère (5 % MnO; UTM : 536228E, 5166926N), ces secteurs demeurent toujours attirants pour l'exploration. En effet, ces minéraux lourds sont reconnus pour leur association avec des minéralisations en terrain métamorphique (Spry, 1990) comme dans le gisement de sulfures massifs de Montauban de type SMV au Québec (Bernier et Maclean, 1993). D'autre part, certains types de roche, comme les paragneiss rouille à 5 % de pyrrhotite affleurant entre le lac Grandive et le lac Froid et les quartzites riches en magnétite et en grenat (40 %) qui forment un affleurement à 700 mètres à l'ouest du lac Valtrie (no : 14, Figure 3), pourraient avoir un lien avec la source de minéraux lourds et par extension servir de métalotecte. D'ailleurs, ces quartzites renferment 6,7 ppm As (limite de détection 0,5 ppm) ce qui représente la valeur la plus élevée dans toute la région. Au sud-ouest de la région cartographiée, des roches à magnétite et grenat sont associées à des minéralisations cuprifères et aurifères logées dans des roches mafiques (Corriveau *et al.*, 1996).

Cuivre et nickel

La compagnie Graphicor, à la recherche de graphite, a intersecté, lors de travaux de forage, une pyroxénite renfermant 0,17 % Cu et 0,16 % Ni sur 3,3 m (Hébert, 1990), dans le secteur du lac Michaudville situé immédiatement à l'est des lacs Tic, Tac et Toc (no : 8, Figure 3). La pyroxénite est noire et massive; sa granulométrie est fine à moyenne. Elle contient 40 à 50 % de pyroxène et de hornblende, 2 à 3 % de grenat rouge et 5 à 6 % de biotite noire (Virolle et Leduc, 1991). Les sulfures sous forme de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopryrite, sont concentrés dans des bandes semi-massives à localement bréchiques. Les seules roches mafiques que nous avons cartographiées dans ce secteur sont les gabbros à amphibole de la Suite intrusive de Tic-Tac-Toc. Or ces gabbros contiennent localement du grenat mais ne renferment ni pyroxène ni sulfure. Les pyroxénites cuprifères et nickélifères n'appartiennent probablement pas à cette suite. Feraient-elles partie de la même famille que les roches ultramafiques minéralisées en Cu et en Ni du gîte du lac Tibériade (no : 11, Figure 3; UTM 501778E, 5151373N).

Les roches du gîte du lac Tibériade forment un filon-couche d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Elles consistent en pyroxénite à olivine, en pyroxénite et en gabbro; leur appartenance au Complexe annulaire de Sainte-Véronique, situé à seulement un kilomètre à l'ouest du gîte, est incertaine. La pyroxénite à olivine renferme en moyenne 5 % de sulfures disséminés, principalement sous forme de

pyrrhotite et accessoirement de chalcopryrite, de pentlandite, de pyrite et de magnétite. La minéralisation en Cu et en Ni est accompagnée de teneurs en or de l'ordre du gramme par tonne et d'anomalies en platinoïdes, d'après les travaux de compilation effectués par Poirier (1988a et 1988b).

Au cours de nos travaux, des traces de chalcopryrite ont été relevées dans des paragneiss riches en quartz (40-60 %) et en grenat rose pâle (20 %), dans la partie nord-est de la région. Ces paragneiss font partie du faciès paragneissique (mPwin1) et du faciès quartzitique (mPwin2) de la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin. La chalcopryrite est sous forme disséminée et fait partie d'un assemblage de quartz, d'orthose, de plagioclase, de biotite, de grenat, de graphite, de rutile, de pyrrhotite et de magnétite. Les paragneiss sont en lits décimétriques et ont une couleur rouille ou bleutée typique des roches qui contiennent beaucoup de pyrrhotite. Ils sont interlités avec des lits de quartzite à grenat et de paragneiss à biotite et grenat. Un échantillon analysé contenait 247 ppm Cu.

Les paragneiss cuprifères rappellent, jusqu'à un certain point, les roches riches en quartz et en grenat rose pâle et de composition manganésifère (coticules), minéralisées en chalcopryrite, de la région de Saint-Jovite (Nantel, 1994a). Les coticules sont importants en exploration minière puisqu'ils sont souvent associés à des gisements de métaux usuels métamorphisés d'origine hydrothermale (Spry, 1990). Malgré certaines caractéristiques communes avec les coticules (quantité de quartz et couleur des grenats), les paragneiss cuprifères n'appartiennent pas à ce type de roche, les grenats n'étant pas riches en manganèse.

La teneur la plus élevée en cuivre que nous avons obtenue (1400 ppm) provient d'un orthogneiss feldspathique échantillonné dans une zone de couleur rouille près de la bordure nord-ouest de la région du feuillet (UTM : 508775E, 5176482N). Cette roche fait partie de la Suite de Lacoste; les roches appartenant à cette suite sont généralement stériles.

Graphite

De nombreux travaux de recherche de graphite ont été effectués entre 1989 et 1992 par la compagnie Graphicor sur la propriété Mousseau. Ces travaux ont mené à la découverte du gisement Mousseau (no : 15, Figure 3) dont les réserves minières ont été établies à 800 000 tonnes de minerai à 8 % C_{graphite} et du gisement Brunet (no : 16, Figure 3) dont les réserves préliminaires ont été évaluées à 600 000 tonnes à 7 % C_{graphite} (Hubert et Parent, 1994).

La propriété Mousseau comprend des paragneiss intercalés avec des horizons de quartzite, de gneiss à biotite, de marbre impur et de roches calcosilicatées. Ces roches font partie de la Séquence supracrustale de Curières. Des filons couches de pyroxénite et de gabbro alternent avec ces faciès qui appartiennent vraisemblablement à la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc. Le minerai du gisement de Mousseau consiste en du graphite dans un marbre à texture

porphyroblastique ou, en d'autres termes, à texture nodulaire (Simandl, 1992). Les nodules, constitués de clinopyroxène, sont compris dans une matrice de calcite, de graphite, d'opaux, de talc, d'hématite, de sphène et d'apatite. Le graphite est en inclusion dans les porphyroblastes ou est disséminé à travers la roche. Dans le terrane de Mont-Laurier, l'association entre le marbre porphyroblastique et les hautes teneurs en graphite est typique.

Dans la Séquence supracrustale de Curières, d'autres ressources en graphite à forte teneur, mais à réserves beaucoup plus faibles, ont été délimitées à la suite de forages pratiqués dans les secteurs : a) des lacs Tic, Tac et Toc (no : 8, Figure 3) où les meilleures valeurs obtenues sont 9,5 % C_{graphite} total sur 5,5 m (Virolle et Leduc, 1991; Hébert, 1993a); b) du lac Michaudville situé à environ 1 km à l'ESE du secteur précédent, avec 13,6 % C_{graphite} sur 21 m (Virolle et Leduc, 1991); et, c) des Petits lacs Verts (no : 17, Figure 3) avec 5,6 % C_{graphite} sur 12,25 m (St-Pierre, 1990). Les minéralisations sont incluses dans des gneiss quartziteux à biotite (Hébert, 1993a et 1993b).

Dans la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin, un nouvel indice de graphite a été mis au jour suite à nos levés. Il s'agit de lits décimétriques de paragneiss à biotite et graphite $\pm$ sillimanite qui alternent avec des lits de quartzite à grenat. Ils affleurent dans la partie nord-est de la carte à un kilomètre au nord du lac Valtrie (no : 14, Figure 3 ; UTM -533317E, 5173562N). Ils contiennent 2,9 % C_{graphite} . Une dizaine d'autres blocs décimétriques de paragneiss à graphite, situés à une centaine de mètres du nouvel indice, ont été échantillonnés. L'analyse d'un des ces blocs a donné 1,8 % C_{graphite} .

Syénite à néphéline

Le Complexe annulaire de Sainte-Véronique a déjà été évalué en tant que source de syénite à néphéline, à la demande de la compagnie Pacific Coast Mines, en 1993 (Robbins, J.B., 1995). La compagnie JBR, qui a mené les travaux d'évaluation, a confirmé la présence de néphéline qui a été rapportée la première fois par Rive (1976) dans le faciès de bordure du complexe. Cependant, elle a jugé la quantité de néphéline insuffisante pour justifier le nom de syénite à néphéline et a considéré les analyses chimiques, effectuées par Corriveau (1989) dans le cadre d'une thèse, non représentatives de miaskite. Elle a donc recommandé de ne pas poursuivre les travaux.

Silice

La partie nord-est de la région offre un certain intérêt pour la recherche d'une source économique de silice. Certains affleurements de quartzite du sous-faciès mPwin2 sont de couleur blanche et contiennent par endroits moins de 5 % de minéraux accessoires et/ou atteignent des épais-

seurs décimétriques. Au NW du lac Grandive (no : 12, Figure 3 ; UTM-532219E, 5169956N), des blocs métriques trouvés au pied d'une falaise sont constitués des quartzites les plus purs que nous ayons relevés au cours de nos travaux : les impuretés atteignent 1 % et sont sous forme de graphite.

CONCLUSION

Ce projet a permis, selon nous, de mieux décrire la composition et les variations dans les assemblages minéralogiques des différents faciès de roches supracrustales et de mieux cerner leur étendue. Il a aussi permis de signaler la présence de roches associées à des événements magmatiques connus ailleurs, mais qui n'avaient pas été décrits auparavant dans ce secteur. La Suite intrusive de Tic-Tac-Toc et la présence vers l'ouest de lambeaux de roches appartenant à la Suite AMCG de Morin en sont des exemples. Le Granite de Lanthier attire aussi notre attention sur un événement magmatique qui était totalement inconnu auparavant.

L'âge obtenu pour les gneiss gris de Lacoste rend improbable l'idée que ces gneiss puissent être d'âge archéen. Il apporte une preuve que les roches supracrustales sont en réalité plus vieilles que ces gneiss. Il a aussi été démontré que la zone de déformation de Kinonge-Labelle, une zone à mouvement inverse senestre, à été précédée d'un événement en chevauchement allant du SW vers le NE.

Il est évident que beaucoup de points restent à élucider comme, par exemple, les relations chronologiques entre les roches supracrustales de Curières et de Rouge-Mattawin, ou encore l'origine du Granite de Lanthier ou celle des paragneiss nodulaires. Il faut donc continuer la cartographie des régions adjacentes à l'échelle du 1 : 50 000 et, éventuellement, identifier des projets d'études portant sur des problèmes spécifiques.

La région offre un potentiel certain pour le graphite. En ce qui concerne la silice, le secteur du lac de la Butte semble le plus prometteur. Quand aux sulfures de Zn-Cu, il est évident que les zones de marbres sont les plus prometteuses mais il est difficile d'en apprécier le potentiel véritable à ce stade-ci de nos connaissances car les travaux d'exploration ont été plutôt superficiels. Cette dernière remarque s'applique aussi au potentiel en Ni-Cu.

RÉFÉRENCES

ABILAB INC., 1996 - Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 1995, propriété Blue Sea. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54235, 63 pages.

- BERNIER, L.R. - MACLEAN, W.H., 1993 - Lithogeochemistry of a metamorphosed VMS alteration zone at Montauban, Grenville Province, Quebec. *Exploration and Mining Geology*; volume 2, number 4, pages 367-386.
- BERNIER, L. - CHOINIÈRE, J. - MCROBERTS, G., 1997 - Étude de concentrés de minéraux lourds dans les secteurs du Bassin de Mont-Laurier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53680, 167 pages.
- CHOINIÈRE, J., 1990 - Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau, région de Papineau-Labelle. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-32, 124 pages.
- CORRIVEAU, L., 1989 - Potassic alkaline plutonism in the Southwestern Grenville Province. Thèse de doctorat, Université Mc Gill, Montréal; 263 pages.
- CORRIVEAU, L. - HEAMAN, L.M. - Marcantonio, F. - Van Breemen, O., 1990 - Ca K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province: U-Pb constraints for the timing of subduction-related magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 105, pages 473-485.
- CORRIVEAU, L. - TELLIER, M.L. - MORIN, D., 1996 - Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique cuprifère de Bondy; implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, province de Grenville, Québec. Commission géologique du Canada; dossier public 3078, 73 pages.
- DION, D.J. - DUMONT, R., 1994 - Données numériques, mailles du champ magnétique total résiduel - Territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.
- DOIG, R., 1991 - U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Québec. *Journal of Geology*; volume 99, pages 729-738.
- EMSLIE, R.F. - HUNT, P.A., 1990 - Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*; volume 98, pages 213-231.
- FRIEDMAN, R. - MARTIGNOLE, J., 1995 - Mesoproterozoic sedimentation, magmatism and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 32, pages 2103-2114.
- GAUTHIER, M. - BROWN, A.C., 1980 - Exploration guidelines for stratiform zinc deposits in the Grenville Supergroup of the Mont-Laurier Basin, Québec. *Bulletin de l'Institut canadien des mines*; volume 73, numéro 819, pages 56-61.
- GOULET, M., 1994. Rapport de prospection, projet Jolyzinc-94. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55171, 14 pages.
- HÉBERT, C. - CHOINIÈRE, J. - NANTEL, S. - LACOSTE, P., 1997 - Zinc: région de l'Ascension S.N.R.C. 31J/10. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 97-01, 6 pages.
- HÉBERT, J. J., 1990 - 124 journaux de sondage au diamant des trous M-89-01 à M-89-56, M-90-57 à M-90-84, MD-90-86 à MD-90-117, M-90-A1 à M-90-A12, propriété Mousseau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 50641.
- HÉBERT, J. J., 1993a - Levé géologique, propriété lac Curières. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 52181.
- HÉBERT, J. J., 1993b - Rapport d'un levé géologique, propriété lacs Verts. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 52134.
- HUBERT, G.J.M. - PARENT, G., 1994 - Rapport interne résumant la situation, propriété Mousseau, 1994. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53101.
- KATZ, M.B., 1973 - Régions de Rolland, Cousineau et Legendre. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 153, 126 pages.
- LAPOINTE, S. - ROGER, G., 1996 - Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 1996, propriété Aumond 1. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54641.
- MARTIGNOLE, J. - CALVERT, A.J., 1996 - Crustal scale shortening and extension across the Grenville Province of western Quebec. *Tectonics*; volume 15, number 2, pages 376-386.
- MARTIGNOLE, J. - CORRIVEAU, L., 1991 - Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the Southern Grenville Province: lithology and structure of the Saint-Jovite map area, Quebec. *Dans Recherches en cours, Partie C, Commission géologique du Canada*; papier 91-1c, pages 77-87.
- MARTIGNOLE, J. - CORRIVEAU, L., 1993 - Géologie de la région de St-Jovite (31J/02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-31J02-C3G-97E.
- MARTIGNOLE, J. - FRIEDMAN, R., 1995 - Mesoproterozoic sedimentation, magmatism and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 32, numéro 12, pages 2103-2114.
- 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.
- NANTEL, S., 1994a - Association coticules-tourmalinites et minéralisations en Cu-Co±Au dans la région de Saint-Jovite, partie sud de la Province de Grenville: importance de ce métalotecte pour l'exploration de gîtes de type exhalatif. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-15, 16 pages.
- NANTEL, S., 1994b - Les tourmalinites et les roches riches en tourmaline dans la partie sud de la Province de Grenville, Québec, et leur association avec des minéralisations en Zn et en Cu-Co±Au. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-52, 24 pages.
- OSBORNE, F.F., 1935 - Région de Labelle-L'Annonciation. Rapport annuel du Service des Mines du Québec pour l'année 1934; partie E, 60 pages.
- POIRIER, G., 1988a - Étude métallogénique de gîtes de nickel, cuivre et platinoïdes de l'ouest de la province de Grenville, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 299 pages.
- POIRIER, G., 1988b - Le gîte du lac Tibériade. *Dans Gîtes métallifères dans le sud du Grenville - Livret-Guide d'excursion*. André Vallières, éditeur. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-10, 29 pages.
- PRONOVOST, J.-M., 1994 - Rapport de prospection, projet Expro-zinc 94. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55172, 14 pages.

- RIVE, M., 1976 - Région de Sainte-Véronique. Ministères des Richesses naturelles, Québec; RG-182, pages 68.
- 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.
- ROBBINS, J.B., 1995 - Cawood assessment report. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53585.
- ROSE, A.W.- HAWKES, H.E. - WEBB, J.S., 1979 - Geochemistry in mineral exploration. Academic press; 657 pages.
- SANGSTER, A.L.- GAUTHIER, M. - GOWER C.F., 1992 - Metallogeny of structural zones, Grenville Province, northeastern North America. *Precambrian Research*; volume 58, pages 401-426.
- SAWYER, E.W., 1996 - Melt segregation and magma flow in migmatites; implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh; Earth Sciences*; volume 87, pages 87-94.
- SHARMA, K. N. M.- SINGROY, V. H.- LÉVESQUE, J. - HÉBERT, C., 1998 - Structural interpretation of Radarsat image between Cayamant and Kinonge-Labelle shear zones, Grenville province, Québec. *Recueil des résumés, GAC-MAC 1998*, Québec; pages A-169 à A-170.
- SHARMA, K. N. M.- SINGROY, V. H.- LÉVESQUE, J.- HÉBERT, C. - HINSE, M., 1999 - Use of Radar Images between in the Identification of Major Regional Structure in the Grenville Province, Western Quebec. *Journal Canadien de la Télé-détection*, Volume 25, numéro 3, Août 1999.
- SIMANDL, G., 1992 - Gîtes de graphite de la région de la Gatineau. Thèse de doctorat, École Polytechnique ; 383 pages.
- SPRY, P.G., 1990 - Geochemistry and origin of cotectic (spessartite-quartz rocks) associated with metamorphosed massive sulfide deposits. *In Regional metamorphism of ore deposits*. Spry and Bryndzia, éditeurs; Proceedings of the 28th International Geological Congress, held from July the 9 to the 19, 1989; pages 49-75.
- ST-PIERRE, S., 1990 - Rapport sommaire des travaux et d'une campagne de sondage au diamant avec 11 journaux des trous V-90-01 à V-90-11, projets lacs Verts. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 51070.
- VIROLLE, F. - LEDUC, M., 1991 - Reconnaissance géologique et campagne de sondage au diamant avec 50 journaux manuscrits et informatisés des trous T89-01 à T89-16, T89-05, 90-17 à 90-49, propriété Tac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 51068.
- WYNNE-EDWARDS, H.R.- GREGORY, A.F.- HAY, P.W.- GIOVANELLA, C.A. - REINHARDT, E.W., 1966 - Mont-Laurier et Kempt Lake map-areas, Québec (31J et 31O). Commission Géologique du Canada; papier 66-32, 32 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 - The Grenville Province. *Dans Variations in tectonic styles in Canada*. R.A. Price et R.J.W. Douglas éditeurs. Association géologique du Canada; papier special 11, pages 263-334.

ANNEXE : PLANCHE 1



PHOTO 1a - Marbre à olivine et diopside du secteur du lac Pantin, dans la Séquence supracrustale de Rouge-Mattawin.



PHOTO 1b - Paragneiss nodulaire du faciès mPcur1 de la Séquence supracrustale de Curières.



PHOTO 1c - Marbre à olivine du faciès mPcur2 de la Séquence supracrustale de Curières.



PHOTO 1d - Litage magmatique dans les gabbros de la Suite intrusive mafique de Tic-Tac-Toc.

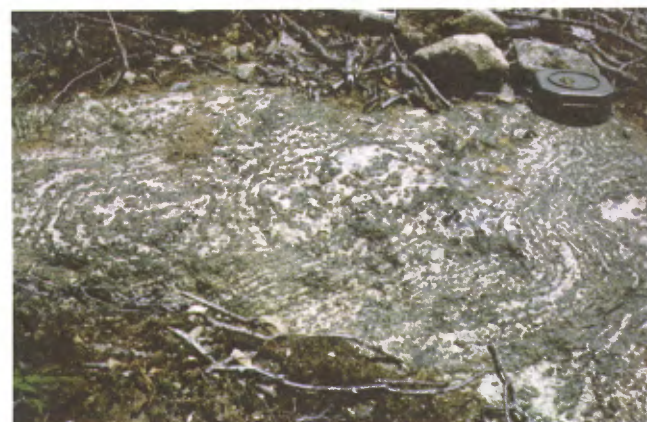


PHOTO 1e - Norite dans les faciès mPmor1 de la Suite AMCG de Morin.



PHOTO 1f - Tourmalines centimétriques dans une pegmatite associée au Granite de Lanthier.

ANNEXE : PLANCHE 2



PHOTO 2a - Fabrique S1 dont l'attitude est sub-horizontale dans des paragneiss de la Séquence supracrustale de Curières.



PHOTO 2b - Paragneiss nodulaires de la Séquence supracrustale de Curières dans lesquels la fabrique S1 est plissée sous forme de plis d'entraînement des grands plis régionaux. Notez la faible plongée de l'axe de pli.



PHOTO 2c - Pli d'entraînement des plis régionaux déversés. Photo prise dans les roches de l'assemblage paragneissique de la Séquence supracrustale de Curières.

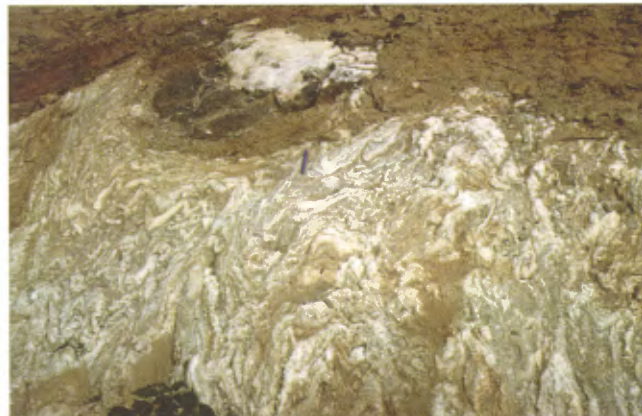


PHOTO 2d - Plis de deuxième phase (raccourcissement) qui ont été préservés à l'intérieur de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle.



PHOTO 2e - Rebroussement des lithologies dans la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle.



PHOTO 2f - Gneiss droit typique de la Zone de cisaillement de Kinonge-Labelle.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines