

# RG 2004-03

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC PINE, PARTIE SUD (310/02)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

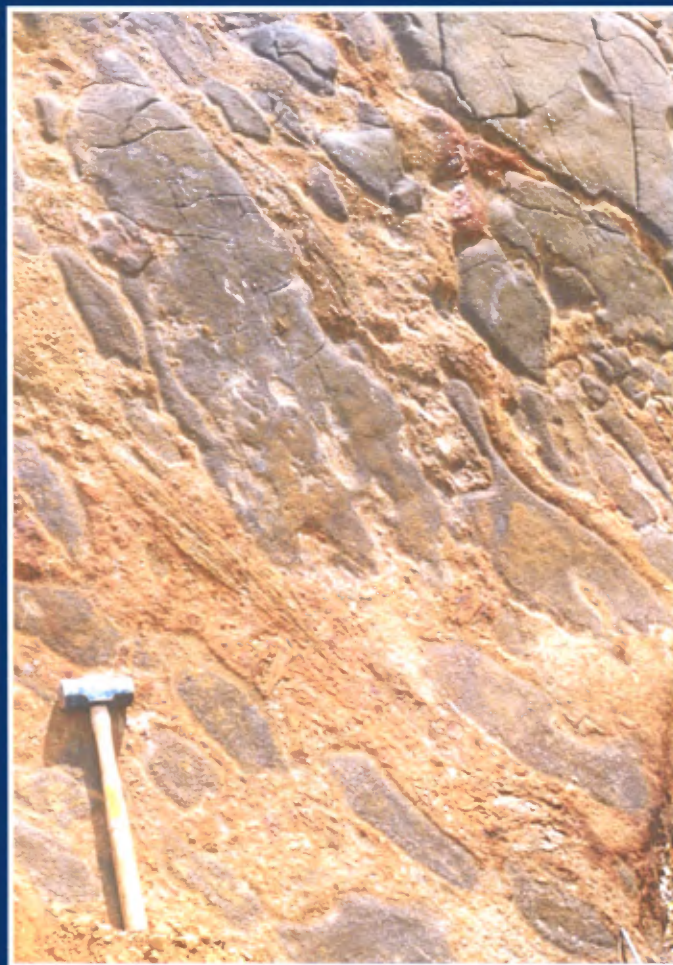
Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

RG 2004-03

Géologie de la région  
du lac Pine, partie sud  
(31O/02)

Suzie Nantel  
Francis Giroux



Corps angulaires et amiboïdes de métagabbronorite et fragments de paragneiss rubané dans une matrice de paragneiss alumineux.

# Géologie de la région du lac Pine, partie sud (31O/02)

Suzie Nantel  
Francis Giroux

## RG 2004-03

Mots-clés : Province de Grenville, Ceinture centrale des métasédiments, skarn, marbre dolomitique

### RÉSUMÉ

Au cours de l'été 2003, la partie sud de la région du lac Pine (SNRC 31O/02), située à une centaine de kilomètres au nord-est de Mont-Laurier, a été cartographiée à l'échelle de 1:50 000. Cette cartographie s'inscrit dans le cadre de l'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville.

La région cartographiée comprend la Suite intrusive de Lacoste (1,45-1,38 Ga) constituée de tonalite, de diorite, de métagabbro et d'amphibolite. Les tonalites forment une grande masse homogène au nord de la Ceinture tandis que les métagabbros et les amphibolites constituent des filons-couches dans les métasédiments. Dans la partie est de la région, les tonalites sont associées à des rubans ou à des interdigitations d'orthoigneiss monzogranitiques. Ces orthoigneiss sont attribués à la Suite intrusive de Béthune (1,28 Ga). Les métasédiments appartiennent à la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). Ils comprennent surtout des paragneiss à biotite et muscovite et des paragneiss à biotite et grenat ± graphite, finement interlités ici et là avec des quartzites. Les paragneiss sont intercalés de marbre dolomitique, de marbre calcitique, de quartzite, de roches calcosilicatées et de paragneiss alumineux à biotite, sillimanite ± fibrolite ± muscovite ± grenat. Certains niveaux de marbre calcitique et de quartzite contiennent de la tourmaline. Les paragneiss à nodules de muscovite ou de fibrolite ± quartz ± sillimanite sont un des types de paragneiss alumineux observés dans la région. Certains paragneiss renferment entre 5 et 15 % de mobilisats ± tourmaline.

La région comprend en plus une partie d'une grande intrusion de granitoïdes, à texture porphyroïde ou ocellée, attribuée à la Suite AMCG de Morin (1,16-1,13 Ga). Les roches les plus jeunes sont représentées par le Monzogranite de Brockaby, une roche rose, hololeucocrate à biotite qui forme le pluton de Lynx ainsi que de nombreux dykes.

Dans la région cartographiée, les roches ont atteint le faciès supérieur des amphibolites et ont été affectées par au moins une phase de plissement parmi les trois qui y ont été identifiées.

Des compagnies d'exploration ont recherché de l'uranium dans des pegmatites blanches de la région du lac Pine. Cependant, la majorité des minéralisations que nous avons reconnues sont de type skarn et sont surtout logées dans des roches calcosilicatées à diopside ± scapolite. Ces roches renferment entre 180 ppm et 0,57 % Cu et entre 200 et 300 ppm Zn. Des roches calcosilicatées, localisées à la fois au contact des monzogranites de type Brockaby et dans un secteur où les sédiments de ruisseau sont anomaux en W, Mo, Sb ± Cu, constituent une bonne cible d'exploration pour d'autres gîtes de type skarn. Des teneurs anormales en Cu ou en Zn ont aussi été relevées dans des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite, dans une amphibolite et dans des gneiss à biotite. La teneur en graphite des paragneiss varie de 0,46 à 2,49 % Cg. Des sites de marbre dolomitique et de roches relativement riches en sillimanite et/ou muscovite mériteraient des travaux plus détaillés pour en évaluer le potentiel en pierre architecturale ou en minéraux industriels.

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**

**Direction**

Alain Simard

**Service géologique de Québec**

Pierre Verpaelst

**Responsable des inventaires géoscientifiques**

Robert Marquis

**Lecture critique**

Michel Hocq

**Édition**

Louis Madore

**Mise en pages**

Charlotte Grenier

**Dessin assisté par ordinateur**

Patrick Olivier

**Supervision technique**

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 2004/06/14

---



---

## TABLE DES MATIÈRES

---

INTRODUCTION .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail.....	5
Travaux antérieurs.....	5
Remerciements .....	5
GÉOLOGIE GÉNÉRALE .....	5
DESCRIPTION DES UNITÉS .....	7
Suite intrusive de Lacoste (mPlac).....	7
Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc) .....	12
Suite intrusive de Béthune (mPbet).....	14
Suite AMCG de Morin (mPmor) .....	14
Monzogranite de Brockaby (mPbro) .....	14
STRUCTURE .....	15
Plissement .....	15
Cisaillement et déformation cassante .....	17
LITHOGÉOCHIMIE .....	17
Suite intrusive de Lacoste .....	17
Paragneiss .....	20
Suite intrusive de Béthune .....	20
Monzogranite de Brockaby .....	20
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	20
Cu ± Ag ± Au dans une roche chloritisée et une roche calcosilicatée à diopside .....	21
± Cu ± Zn ± Ag dans des roches calcosilicatées à diopside.....	23
Cu dans un skarn à épidote .....	24
Cu ± Zn dans des paragneiss.....	24
Cu dans une amphibolite .....	24
Cu dans un gneiss à biotite .....	24
Anomalies en W, Mo, Sb ± Cu dans des sédiments de ruisseau .....	24
Sillimanite et muscovite .....	25
Marbre dolomitique.....	25
Graphite dans des paragneiss.....	25
Uranium dans des pegmatites blanches .....	26
CONCLUSIONS .....	26
RÉFÉRENCES .....	26
ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES .....	29
HORS-TEXTE	
Géologie 1 : 50 000, 31O02 – Lac Pine .....	carte RG 2004-03-C001



## INTRODUCTION

---

La partie sud de la région du lac Pine (feuillelet SNRC 31O/02) a été cartographiée, à l'échelle 1:50 000, au cours de l'été 2003. Cette cartographie fait suite à celle effectuée sur les feuillelets SNRC 31J/10 (Hébert et Nantel, 1999), 31J/11 (Lacoste, 2001), 31J/14 (Nantel, 2001), 31J/15 (Nantel et Pintson, 2001), 31O/03 (Nantel et Pintson, 2002) et 31O/06 (Nantel, Giguère et Clark, 2003). Les travaux s'inscrivent dans le cadre de l'évaluation du potentiel économique de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments (Wynne-Edwards, 1972) soit l'équivalent du Terrane de Mont-Laurier (Rivers *et al.*, 1989; figure 1), Province de Grenville. Ce secteur est favorable, entre autres, à la recherche de zinc dans les marbres dolomitiques, de cuivre dans les roches calcosilicatées ainsi que de pierre architecturale et de minéraux industriels.

### Localisation et accès

La région est située à une centaine de kilomètres de Mont-Laurier et de Saint-Michel-des-Saints (figure 1). Elle correspond au territoire de la ZEC Mazana, qui est desservie par de nombreux chemins forestiers carrossables en véhicule mais surtout en VTT.

### Méthode de travail

La cartographie a été effectuée par le chef d'équipe assisté d'un géologue et de deux assistants-géologues. L'interprétation de la géologie a été facilitée par l'intégration d'une carte satellitaire LANDSAT 7 et d'un levé de géochimie de sédiments de ruisseau (Choinière, 1992). La carte géologique à l'échelle 1:50 000 a été incorporée à la base de données à référence spatiale du Système d'information géominière (SIGEOM). La coloration des feldspaths potassiques au cobaltinitrite de sodium a facilité l'identification de 84 roches ignées. Au total, 89 lames minces standard et 30 lames minces polies ont été examinées au microscope. Une série de 44 échantillons ont été analysés par *Acme Analytical Laboratories* à Vancouver pour déterminer les teneurs en éléments majeurs et en éléments en traces, et 54 autres échantillons ont été analysés pour déterminer les teneurs en métaux. Enfin, une roche calcosilicatée et un paragneiss ont été prélevés, le premier en vue d'obtenir l'âge métamorphique U/Pb sur sphène et le second, l'âge modèle ( $T_{DM}$ ).

### Travaux antérieurs

La région du lac Pine a été cartographiée en 1964 par Wynne-Edwards *et al.* (1966), à l'échelle 4 milles au pouce, et a été couverte par un levé de sédiments de ruisseau (Choinière, 1992). Diverses interprétations structurales ont

été réalisées à partir d'images LANDSAT (DIGIM, 1989), d'images LANDSAT MSS, TM et SEASAT-SAR (Harris *et al.*, 1987) et d'images RADARSAT (Sharma *et al.*, 1999). Dans le cadre de travaux d'exploration pour l'uranium, des levés spectrométriques, radiométriques et géologiques, consignés dans une dizaine de rapports statutaires, ont été menés vers la fin des années 1960 et le début des années 1970. Une compilation des zones les plus radioactives dans la région de Mont-Laurier – Cabonga a été publiée par Kish (1975).

### Remerciements

Nos remerciements s'adressent à Nadia Girard et Virgile L'Heureux qui nous ont assistés au cours de la campagne de terrain ainsi qu'à Jacques Martignole, professeur à l'Université de Montréal, pour ses commentaires sur le terrain en regard à la géologie structurale. Nous remercions aussi Patrick Olivier, technicien en ressources minérales (MRNFP), pour son travail de numérisation de la carte géologique dans SIGEOM, et son travail de mise en forme des figures. Notre appréciation s'adresse à Michel Hocq pour ses descriptions détaillées des lames minces et sa lecture critique du présent rapport. Nous remercions Donald W. Davis, directeur du *Jack Satterly Geochronology Laboratory*, à l'Université de Toronto, et Ross Stevenson, membre du Centre de recherche en géochimie et en géophysique au laboratoire de GEOTOP, à l'Université du Québec à Montréal, pour avoir déterminé l'âge de nos échantillons. Nous témoignons aussi notre appréciation envers le personnel du Secteur Forêt du MRNFP à Mont-Laurier qui, depuis 1998, a toujours répondu avec empressement et amabilité à nos demandes de cartes forestières, d'entreposage de matériel et d'assistance sur le terrain en cas d'urgence.

## GÉOLOGIE GÉNÉRALE

---

La région du lac Pine est située dans la Ceinture allochtone monocyclique, d'âge Mésoprotérozoïque (Rivers *et al.*, 1989), et sa partie sud couvre la limite nord de la Ceinture centrale des métasédiments (*Central Metasedimentary Belt*; Wynne-Edwards, 1972), connue aussi comme le Terrane de Mont-Laurier (Rivers *et al.*, 1989; figure 1). De façon générale, la Ceinture centrale des métasédiments comprend des roches détritiques, pélitiques et carbonatées, déposées entre 1,3 et 1,25 Ga d'après des études effectuées en Ontario (voir références dans Hanmer *et al.*, 2000) mais aussi au Québec, où un âge de 1,25 Ga a été obtenu sur des métapélites en bordure du Terrane de Morin, tout près du Terrane de Mont-Laurier (Friedman et Martignole, 1995; Martignole et Calvert, 1996). Ces sédiments se sont déposés dans un contexte d'arrière-arc, en



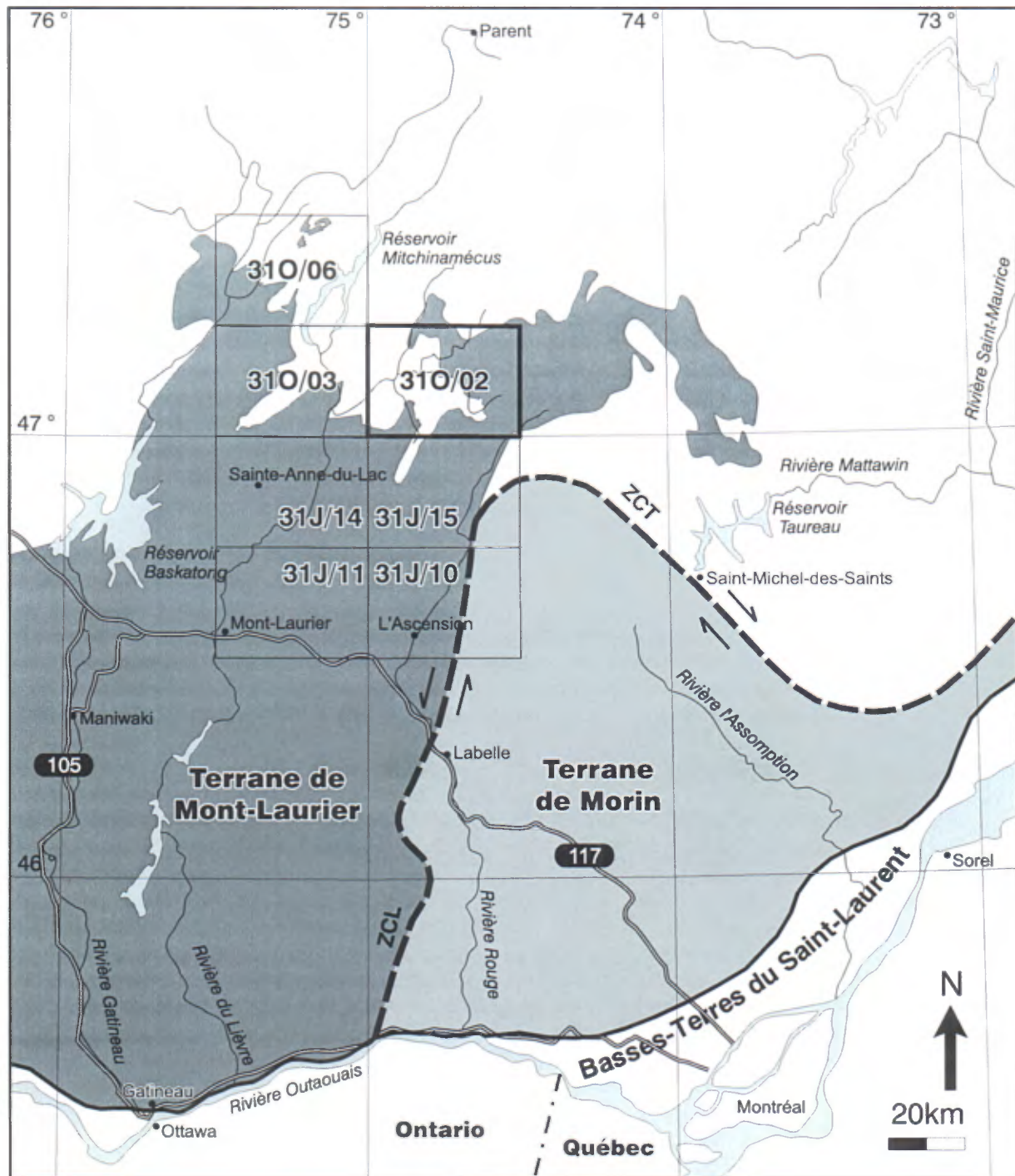


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Pine (31O/02) et des autres régions cartographiées depuis 1996 dans le cadre du projet d'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments (Wynn-Edwards, 1972), l'équivalent du Terrane de Mont-Laurier (Rivers *et al.*, 1989), Province de Grenville. ZCL = Zone de cisaillement de Labelle (Rivers *et al.*, 1989; Martignole et Corriveau, 1991). ZCT = Zone de cisaillement de Taureau (Martignole et Friedman, 1998).



milieu marin et évaporitique (références dans Hanmer *et al.*, 2000; Nantel, 1994), ou sur un arc continental juvénile (Nantel et Pintson, 2002). Dans la partie nord de la Ceinture centrale, cet arc est représenté par des tonalites et des diorites de la Suite intrusive de Lacoste, dont l'âge s'étend entre 1,45 Ga (Nantel *et al.*, 2003) et 1,38 Ga (Nantel et Pintson, 2002). Par la suite, plusieurs autres événements magmatiques se sont succédé comme, entre autres, ceux représentés par la Suite intrusive de Béthune (1,28 Ga; Nantel, 2002; Nantel, 2003), la Suite AMCG (anorthosite, mangérite, charnockite, granite) de Morin (1,16-1,13 Ga; références citées dans Nantel, 2003) et le Monzogranite de Brockaby (1,06 Ga; Nantel, 2003), dont il est mentionné dans ce rapport.

La question, à savoir si tous les sédiments de la Ceinture centrale des métasédiments se sont déposés entre 1,3 et 1,25 Ma, se pose toujours. Cependant, dans la région du lac Pine, de nouveaux éléments de réponse sont apportés par un affleurement composé de corps angulaires ou amiboïdes de métagabbro et de fragments angulaires de métasédiments rubanés contenus dans une matrice de paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension (photo page couverture; annexe 1, photo 1). Si les métagabbros appartiennent à la Suite intrusive de Lacoste (1,45-1,38 Ga) et si leur forme amiboïde est le reflet de leur mise en place pendant la sédimentation ou la diagenèse, alors les sédiments se seraient déposés autour de 1,4 Ga, soit l'âge moyen de la Suite intrusive de Lacoste. Quoiqu'il en soit, il faudrait dater les métagabbros pour confirmer cette hypothèse.

Les analyses du Sm et du Nd, réalisées sur un paragneiss quartzofeldspathique à biotite de la Suite métamorphique de L'Ascension (UTM NAD83 : 507224E, 5205225N; site B, figure 2), révèlent une valeur de  $\epsilon_{Nd}$  de -0,6 (calculé à 1,4 Ga) et un âge modèle ( $T_{DM}$ , DePaolo, 1981) de 1858 Ma. D'après cet âge, les sédiments ne proviendraient pas de la simple destruction de l'arc continental composé des tonalites et des diorites de la Suite intrusive de Lacoste.

Le degré de métamorphisme atteint dans la partie de la région du lac Pine correspond à celui du faciès des amphibolites. L'assemblage plagioclase et hornblende observé dans les mobilisats des métagabbros et des amphibolites est caractéristique d'un tel faciès tout comme la coexistence de muscovite et de quartz dans certains paragneiss. L'assemblage feldspath potassique et sillimanite dans d'autres paragneiss montre que la région a même atteint le faciès supérieur des amphibolites. L'âge du métamorphisme a été déterminé à partir de sphènes incolores et de sphènes brun foncé prélevés à partir d'un échantillon de roche calcosilicatée (UTM NAD83 : 508176E, 5207486N; site A, figure 2). D'après les résultats des analyses U/Pb, l'âge maximum pour l'événement métamorphique qui a formé les sphènes incolores est de  $1083 \pm 3$  Ma et l'âge minimum d'un premier métamorphisme, déterminé à partir des sphènes brun foncé, est autour de 1139 Ma ou peut-être de 1127 Ma (Davis, 2004).

## DESCRIPTION DES UNITÉS

Les roches de la région du lac Pine ont été subdivisées en trois suites intrusives, une suite métamorphique et une unité lithodémique (figure 2), identifiées d'après des caractères lithiques observables et des relations de terrain. L'historique et l'âge de chacune de ces unités sont présentés dans Nantel (2003). La Suite intrusive de Lacoste (mPlac) a été mentionnée la première fois dans le rapport sur la région de l'Ascension (Hébert et Nantel, 1999). Ce terme remplace celui de Série de Lacoste, donné par Osborne (1935). La définition originale de la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc; Hébert et Nantel, 1999) s'est légèrement modifiée avec le temps mais la définition actuelle a été adoptée en 2001 (Nantel, 2001). La position stratigraphique de cette suite par rapport à la Suite intrusive de Lacoste est encore incertaine. La première mention de la Suite intrusive de Béthune (mPbet) a été faite dans la région du lac Dieppe (Nantel et Pintson, 2002). La Suite AMCG de Morin (mPmor) a été introduite par Emslie et Hunt (1990) pour nommer l'ensemble anorthosite-mangérite-charnockite-granite associé au massif d'anorthosite de Morin (Martignole et Schrijver, 1970). Le lithodème Monzogranite de Brockaby (mPbro) a originalement été établi dans le rapport sur la région du lac de la Maison de Pierre (Nantel et Pintson, 2001).

### Suite intrusive de Lacoste (mPlac)

Dans la région du lac Pine, la Suite intrusive de Lacoste est représentée par des amphibolites (mPlac1), des métagabbros (mPlac2), des diorites (mPlac3), des diorites interlitées avec des tonalites (mPlac4), des tonalites (mPlac5) ainsi que des tonalites interlitées et interdigitées avec des orthogneiss monzogranitiques (mPlac6). Les plagioclases et les amphiboles qui constituent toutes ces roches ont généralement une texture granoblastique, mais ils peuvent aussi être hypidiomorphes à idiomorphes. Quelques amphibolites et métagabbros sont recoupés par des mobilisats à plagioclase et hornblende.

#### Amphibolite (mPlac1)

Dans le centre de la région, des amphibolites (mPlac1) forment de petites lentilles intercalées dans les paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). Dans la partie sud-ouest de la région, à environ trois kilomètres à l'est du lac D'Aillon, d'autres amphibolites forment un long niveau flanqué, à l'est, par une grande masse de tonalite (mPlac5) et à l'ouest, par des paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc).

Les amphibolites du centre de la région se présentent en lits de 0,4 à 1 m d'épaisseur. Elles alternent surtout avec

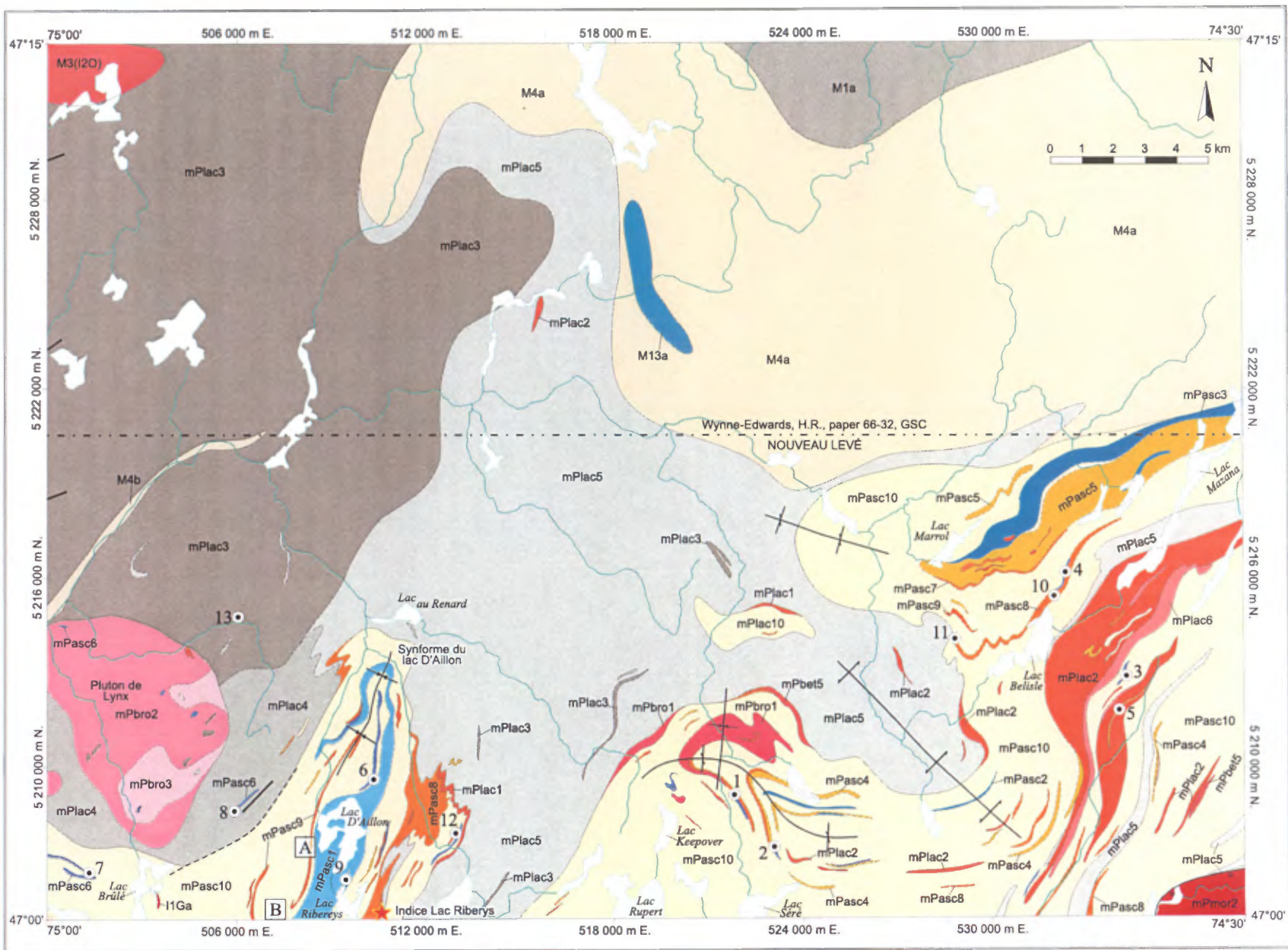






FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région du lac Pine (310/02) et localisation des sites d'échantillonnage géochronologique et des sites minéralisés.

## LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE Mésoprotérozoïque


### Monzogranite de Brockaby (1,06 Ga)

-  Pegmatite ± biotite (mPbro3)
-  Monzogranite rose à biotite, hololeucocrate (mPbro2)
-  Monzogranite rose avec lits riches en sillimanite et muscovite ± fibrolite (mPbro1)








### Suite AMCG de Morin (1,16-1,13 Ga)

-  Mangérite et monzonite quartzifère, porphyroïdes ou ocellées






### Suite intrusive de Béthune (1,28 Ga)

-  Orthogneiss monzogranitique gris rose à biotite (mPbet5)






### Suite métamorphique de L'Ascension

-  Paragneiss à biotite et muscovite et paragneiss à biotite et grenat finement interlités avec des quartzites (mPasc10)
-  Paragneiss à nodules de muscovite ± fibrolite (mPasc9)
-  Paragneiss à biotite, sillimanite et grenat (mPasc7 et mPasc8)
-  Roche calcosilicatée à diopside (mPasc6)
-  Quartzite ± tourmaline (mPasc4 et mPasc5)
-  Marbre calcitique à diopside, phlogopite ± tourmaline (mPasc2 et mPasc3)
-  Marbre dolomitique (mPasc1)

### Suite intrusive de Lacoste (1,45-1,38 Ga)

-  Tonalite interdigitée avec des orthogneiss monzogranitiques (mPlac6)
-  Tonalite à biotite ± hornblende (mPlac5)
-  Tonalite à biotite ± hornblende interlitée avec des diorites (mPlac4)
-  Diorite à hornblende ± biotite (mPlac3)
-  Métagabbro ± grenat (mPlac2) et amphibolite ± grenat (mPlac1)

## LÉGENDE LITHOLOGIQUE

-  Pegmatite et granite blanc ou rouille (I1Ga)
-  Gneiss gris à biotite et hornblende (M1a)
-  Mangérite M3(I2O)
-  Paragneiss non subdivisé (M4a, M4b)
-  Marbre (M13a)

## SYMBOLES






-  Failles
-  Failles
-  Site d'échantillonnage géochronologique
-  Indice minéralisé
-  Site minéralisé

FIGURE 2 - (Suite)



des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et grenat et, dans un cas, elles sont en contact avec un ensemble constitué de grenatites, de roches quartzifères riches en grenat et de monzogranite à fibrolite (mPbro1). Les amphibolites sont foliées, à grain fin à moyen, et généralement constituées de hornblende, de plagioclase, de quartz et de grenat (1 à 15 %). Le clinopyroxène peut représenter entre 3 et 4 % des constituants. En lame mince, la hornblende est recristallisée ou hypidiomorphe, avec une orientation plus ou moins parallèle à la foliation, et le plagioclase est granoblastique ou plus ou moins prismatique.

Les amphibolites localisées à l'est du lac D'Aillon forment un niveau long de 3 km et se présentent en bancs de 1 à 5 m ou de 3 à 10 cm d'épaisseur. Elles sont à grain fin à moyen et elles contiennent de l'amphibole (> 40 %) et généralement du grenat. Elles affleurent seules ou sont interlitées avec des paragneiss à grenat (mPasc8) ou des paragneiss à muscovite, biotite et grenat. En lame mince, l'amphibole est une hornblende kaki, en cristaux plus ou moins hypidiomorphes ou en cristaux finement grenus, concentrés en amas. Les autres constituants sont le quartz (10 à 22 %), le plagioclase (4 à 18 %), la biotite brun foncé (< 1 %), le grenat (10 à 20 %), la scapolite (< 4 %), le sphène (< 2 %), le clinopyroxène (en traces) et des minéraux opaques (< 2 % ; pyrrhotite, pyrite, magnétite, chalcopyrite). Les petits cristaux de grenat se sont développés entre les plagioclases tandis que les cristaux les plus grands, amiboïdes, englobent le plagioclase, la hornblende et le quartz.

### Métagabbro (mPlac2)

À la limite est de la région, les métagabbros de l'unité mPlac2 forment de petites lentilles et deux niveaux épais, intercalés dans les paragneiss de l'unité mPasc10. Dans le secteur du lac Marrol, quelques lentilles sont aussi intercalées dans des marbres à tourmaline (mPasc3) et dans des quartzites à tourmaline (mPasc5). Ailleurs, dans la partie ouest de la région, des métagabbros sont enclavés dans le pluton de Lynx (figure 2). Aucun métagabbro n'est magnétique, d'où l'absence de signature sur les cartes aéromagnétiques.

Les métagabbros des deux niveaux épais sont foliés, mésocrates, à grain moyen et sont constitués de plagioclase, de hornblende brune et de biotite ± grenat. Les plagioclases sont granoblastiques mais, localement, ils ont conservé une forme prismatique. Un litage magmatique, préservé ici et là (10 cm à 1 m d'épaisseur), est marqué par le passage d'un grain moyen à un grain grossier ou par celui d'une composition mésocrate à leucocrate. Les métagabbros renferment une lentille de méta-anorthosite blanche, de 9 cm d'épaisseur, de rares lentilles d'amphibolite à grain fin, de 1 cm d'épaisseur, et plusieurs enclaves de paragneiss. Les métagabbros contiennent ici et là 1 % de grenat et localement jusqu'à 40 %. Là où il est abondant, le grenat est intimement associé à du plagioclase,

à du quartz et à de la hornblende. Des amas centimétriques en forme de chou-fleur, constitués de grenat et de quartz, croissent à partir de fissures rectilignes ou de veines anastomosées de quartz et de feldspath qui recoupent certains métagabbros dont ceux localisés aux coordonnées UTM *NAD83* : 532993E, 5209857N. La majorité des métagabbros sont en contact avec des amas, des veines ou des dykes de granite blanc ou de granite pyriteux, blanc à taches rouille (11Ga). Les veines et les dykes de granite ne sont pas déformés et sont épais de 3 à 30 cm. Au contact des granites blancs, les métagabbros sont parfois fortement biotitisés. Ils sont aussi recoupés par de rares veines de quartz dont l'une a transporté une enclave angulaire de tonalite (mPlac5).

Les métagabbros, présents sous forme de petites lentilles dans les paragneiss de l'unité mPasc10, partagent généralement les mêmes caractéristiques que celles des deux niveaux épais. Ces métagabbros sont aussi en contact avec des amas de pegmatite blanche ou sont recoupés par des veines de granite blanc (11Ga).

Dans le secteur du lac Marrol, les métagabbros qui se présentent en lentilles intercalées dans les marbres à tourmaline (mPasc3) et les quartzites à tourmaline (mPasc5), diffèrent de tous les autres par leur texture ophitique parfaitement conservée. Au microscope, leurs plagioclases (An > 40) forment des cristaux zonés hypidiomorphes à idiomorphes, partiellement granoblastiques. Une hornblende vert moyen à kaki clair (45 à 55 %), en cristaux hypidiomorphes, granoblastiques ou imbriqués, remplace le clinopyroxène mais souligne toujours la texture ophitique originale. De rares clinopyroxènes sont préservés dans certaines lames. Certains cristaux de hornblende présentent des macles polysynthétiques. La biotite (< 4 %) ainsi que l'apatite, le sphène et les minéraux opaques, en traces, sont les autres constituants des métagabbros ophitiques. Quelques cristaux d'allanite sont présents dans un échantillon.

À 2 km à l'ouest du niveau de métagabbro du lac Mazana (UTM *NAD83* : 529297E, 5211172N), des corps angulaires ou amiboïdes de métagabbro (photo page couverture; annexe 1, photo 1) ainsi que des fragments de quartzite à graphite et de paragneiss rubané, baignent dans une matrice de paragneiss à plagioclase (60 %), quartz (5 %), biotite (13 %), grenat (10 %), corindon (7 %), sillimanite (3 %), tourmaline jaune verdâtre (1 %) et graphite (1 %). En lame mince, la sillimanite est idiomorphe et interpénétrée de plagioclases zonés. Cette texture suggère la cristallisation de la sillimanite en équilibre avec un liquide quartzofeldspathique formé au contact des gabbro-norites. D'après l'ensemble de ces observations, les gabbro-norites pourraient s'être mis en place sous forme de coulée dans un sédiment encore meuble.

En lame mince, les métagabbro-norites contiennent surtout du plagioclase (50 %, An > 35), des pyroxènes (20 %) et de la hornblende brune (25 %). Tous ces minéraux ont une texture équante et granoblastique, mais certains pla-

gioclases par leur texture subautomorphe et leur grande dimension, représentent des restes de cristaux primaires.

### **Diorite (mPlac3)**

La plus grande partie de l'unité mPlac3 affleure dans la partie nord-ouest de la région. Elle est constituée de diorite gris moyen ou gris foncé, à hornblende et biotite, à texture granoblastique et à grain moyen. La majorité des diorites sont recoupées par quelques veines et quelques dykes de monzogranite et de pegmatite rose clair (mPbro ?), de 1 à 20 cm d'épaisseur. Cependant, la partie de l'unité qui se trouve près de la rivière du Lièvre est formée d'une alternance de diorite gris moyen à biotite et hornblende, et de tonalite gris clair à biotite, à grain fin ou moyen. Ces roches, qui alternent en lits de 1 à 5 cm d'épaisseur, constituent un ensemble qui rappelle l'unité mPlac4. Cependant, cet ensemble n'a pas été inclus dans cette unité par manque d'affleurements. Les autres niveaux qui appartiennent à l'unité mPlac3 forment trois bandes au sein de la grande masse de tonalite de l'unité mPlac5. Les diorites en constituent le faciès dominant mais elles sont tout de même interlitées avec des tonalites (< 25 %) en lits de 1 à 10 cm d'épaisseur.

### **Tonalite systématiquement interlitée avec des diorites (mPlac4)**

L'unité mPlac4 est caractérisée par des tonalites gris clair à grain fin, à biotite (5 à 10 %) et hornblende (< 5 %), et à texture granoblastique, systématiquement interlitées ou interdigitées avec des diorites à hornblende et biotite, gris moyen et à grain fin à moyen. L'épaisseur des lits varie de 2 mm à 40 cm. Environ 60 % de l'unité mPlac4 est constitué de cet ensemble, tonalite-diorite, tandis que 40 % est formé soit de tonalite soit de diorite. L'assemblage de tonalite interlitée avec les diorites est particulièrement bien représenté dans la partie la plus au sud de l'unité, près de la limite des paragneiss. Toutes les roches de l'unité mPlac4 sont recoupées par des amas ou des dykes de pegmatite rose (mPbro3) ou forment des enclaves dans ces pegmatites. Les tonalites et les diorites ne sont pas magnétiques. Dans la partie nord-est de l'unité, certaines tonalites renferment moins de 1 % d'épidote.

### **Tonalite (mPlac5)**

Les tonalites de l'unité mPlac5 sont généralement homogènes, leucocrates et à grain fin. Leur couleur est gris clair ou gris moyen clair et leur texture est granoblastique. Les tonalites renferment de la biotite (5 à 10 %), de la hornblende (< 5 %) et généralement des traces d'allanite et d'épidote. Elles sont rarement magnétiques. Environ 60 % des tonalites sont recoupées par 1 à 50 % (en moyenne 10 %) de veines de monzogranite (mPbro2) ou de dykes de

pegmatite (mPbro3). Dans le secteur du lac au Renard, dans un rayon d'environ 2 km, les tonalites sont à biotite ± hornblende ± magnétite. Elles diffèrent de celles qui composent la majorité de l'unité mPlac5 par leur couleur blanche et leur texture glomérporphyrique. Cependant, cette texture n'est vraiment bien conservée que sur un seul affleurement (UTM *NAD83* : 513361E, 5214162N). Ailleurs, on la devine malgré la déformation. Le même type de tonalite forme une grande masse dans la partie nord-est de la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; unité mPlac2b dans Nantel et Pintson, 2002). Au contact des paragneiss, certaines tonalites (mPlac5), qui occupent le centre de la région, développent un début de texture migmatitique avec la cristallisation de feldspaths blancs, subautomorphes et centimétriques, à distribution hétérogène.

### **Tonalite à rubans ou à interdigitations d'orthogneiss monzogranitique (mPlac6)**

Dans la partie est de la région, des tonalites de la Suite intrusive de Lacoste (mPlac5), à patine légèrement rosée, sont associées à moins de 50 % de rubans ou d'interdigitations d'orthogneiss monzogranitique rose (mPbet6), hololeucocrate, à biotite. Cet ensemble, tonalite-orthogneiss monzogranitique, forme l'unité mPlac6. La Suite intrusive de Lacoste de la région du lac Duplessis (31O/06, figure 1; Nantel *et al.*, 2003) renferme aussi des ensembles similaires.

Les rubans monzogranitiques font entre 1 et 10 cm d'épaisseur et localement, ils atteignent 60 cm. Ils alternent avec des niveaux centimétriques à métriques de tonalite. Certains rubans, parallèles aux niveaux de tonalite sur une certaine distance, bifurquent puis recoupent ces niveaux. D'autres, sont pincés ou forment des plis intrafoliaux. Le contact entre les monzogranites en rubans et les tonalites est franc ou marqué par un liséré d'amphibole et de biotite. Dans ce dernier cas, ces rubans correspondent sans doute à du mobilisat mais les rubans à contact franc pourraient correspondre à des injections. Quant aux interdigitations monzogranitiques, leur contact avec les tonalites est diffus et sur certains affleurements, il est si diffus que l'on peut confondre ces deux types de roches. Des dykes et des filons-couches de pegmatite et de granite à grain grossier (mPbet ?, mPbro ?) ont aussi été observés dans l'unité mPlac6. Le contact entre ces roches et les tonalites est franc.

En lame mince, les orthogneiss monzogranitiques sont constitués de quartz (30 à 55 %), de microcline (23 à 45 %), de plagioclase (14 à 37 %), de biotite (4 à 15 %), de muscovite (1 à 3 %) et de traces d'allanite, d'apatite, de zircon et de minéraux opaques. Le microcline renferme des *string perthites* confinés au centre des cristaux. Parmi ces cristaux, les plus grands d'entre eux renferment ou corrodent les plagioclases et les plus petits sont en voie de devenir granoblastiques. Les plagioclases sont xénomorphes à hypidiomorphes et à peine zonés. Ils se présentent localement

en amas de cristaux recristallisés. La biotite est brune ou verte et la muscovite est effilochée et accolée à la biotite.

### **Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc)**

La Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc) est surtout constituée de paragneiss à biotite et muscovite et de paragneiss à biotite et grenat, interlités ici et là avec des quartzites (mPasc10). Cet ensemble, non différencié, renferme aussi des bandes cartographiables, d'étendue variable, composées de marbre dolomitique (mPasc1), de marbre calcitique (mPasc2), de marbre calcitique à tourmaline (mPasc3), de quartzite (mPasc4), de quartzite à tourmaline (mPasc5), de roches calcosilicatées (mPasc6) ou de paragneiss alumineux à biotite, sillimanite ± fibrolite ± muscovite ± grenat (mPasc7, mPasc8 et mPasc9). Du graphite a été observé uniquement dans certains paragneiss de la partie est de la région (à l'est de la coordonnée UTM *NAD83* 528000E). Ailleurs, ce minéral a été signalé dans des marbres dolomitiques (mPasc1). Les paragneiss du secteur du lac D'Aillon et ceux situés au nord du lac Séré renferment généralement entre 5 et 15 % de mobilisats, alors que les paragneiss se trouvant à l'est de la coordonnée UTM *NAD83* 528000E ne sont pas migmatitiques. Les leucosomes sont toujours parallèles au rubanement. D'après les lames minces, les divers types de paragneiss, localisés dans le cœur du synforme dans le secteur du lac D'Aillon (synforme du lac D'Aillon), renferment presque tous des traces d'allanite.

#### **Marbre dolomitique (mPasc1)**

Le seul niveau épais de marbre dolomitique (mPasc1) de toute la région affleure dans le secteur du lac D'Aillon. Les marbres sont homogènes, d'un blanc éclatant et leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Ils contiennent des traces de graphite et, à quelques endroits, un peu de calcite. À travers tout le niveau, ils renferment des amas ou des lentilles centimétriques et décimétriques (1 à 30 %) de trémolite blanche en rosettes. Au sud du lac D'Aillon, les marbres dolomitiques sont aussi interlités avec quelques marbres calcitiques (< 10 %) à phlogopite, en bandes de 5 mm à 4 cm d'épaisseur.

#### **Marbre calcitique à diopside et phlogopite (mPasc2)**

Les marbres calcitiques (mPasc2) affleurent dans la partie centre sud de la région, sous forme de deux petits niveaux intercalés dans des paragneiss (mPasc10). À l'échelle de l'affleurement, ils peuvent être interlités avec des paragneiss à biotite ± grenat, des amphibolites à grenat, des roches calcosilicatées à diopside, des diopsidites et des quartzites. Tous ces faciès forment des bandes dont l'épaisseur varie entre 2 et 20 cm. Les marbres de l'unité mPasc2

sont à grain moyen et ils renferment généralement de la phlogopite et du diopside.

#### **Marbre calcitique à phlogopite, diopside et tourmaline (mPasc3)**

Un autre type de marbre calcitique (mPasc3) affleure dans la partie nord-est de la région. Ces marbres sont aussi constitués de phlogopite et de diopside mais ils diffèrent des marbres de l'unité mPasc2 par la présence de tourmaline (1 %), par leur largeur pluri-hectométrique et par leur association avec un niveau épais de quartzite à tourmaline. Les marbres de l'unité mPasc3 ont un grain moyen ou grossier et sont foliés.

#### **Quartzite (mPasc4)**

Les quartzites de l'unité mPasc4 affleurent surtout dans la partie sud-est et centre sud de la région. Ils se présentent en bandes relativement épaisses, c'est-à-dire de 1 à 4 m, et sont généralement interlités avec 5 à 50 % de paragneiss alumineux (mPasc6) et de paragneiss quartzofeldspathique à biotite ± grenat (mPasc10). Les quartzites, de couleur gris clair, sont à grain moyen et renferment généralement un peu de biotite et de feldspath, associés par endroits à du grenat.

#### **Quartzite à tourmaline (mPasc5)**

Les quartzites à tourmaline (mPasc5) affleurent dans la partie nord-est de la région et forment un niveau pluri-hectométrique. Ce niveau est caractérisé par sa grande épaisseur, comparativement aux quartzites de l'unité mPasc4, et par son association avec des marbres à tourmaline (mPasc3). Il comporte moins de 20 % de paragneiss rouille, en bandes de 6 cm à 2 m d'épaisseur et recoupés par des dykes ou des amas de pegmatite blanche (II Ga). Les quartzites sont gris clair, à grain moyen, et renferment un peu de muscovite, de biotite et de tourmaline (1 %). D'autres quartzites à tourmaline forment deux petits niveaux, l'un au nord et l'autre au sud du niveau épais.

#### **Roche calcosilicatée à diopside (mPasc6)**

La majorité des roches calcosilicatées de l'unité mPasc6 forment de petites lentilles au sein des paragneiss de l'unité mPasc10 et quelques-unes se retrouvent en enclaves dans les monzogranite (mPbro) qui forment le pluton de Lynx (figure 2). La moitié de ces lentilles sont minéralisées en cuivre et/ou en zinc. Celles-ci sont décrites en détail dans le chapitre « Géologique économique » et les autres, brièvement ci-dessous. Les roches calcosilicatées minéralisées sont rouille tandis que les autres sont vertes.

Parmi les lentilles non minéralisées, certaines sont localisées dans les secteurs des lacs Keepover et Séré. Elles



sont à diopside et, dans la plupart des cas, à grenat. Une autre lentille, constituée de diopside à trémolite et scapolite, est intercalée dans un marbre calcitique qui est lui-même localisé au contact du niveau de marbre dolomitique du lac D'Aillon (UTM *NAD83* : 509862E, 5211559N). À 900 m à l'est du lac D'Aillon (UTM *NAD83* : 510633E, 5207403N), une lentille de diopside rubanée à biotite et trémolite contient de la pyrite et de la pyrrhotite.

Les roches calcosilicatées en enclaves dans le pluton de Lynx sont surtout constituées de diopside avec, localement, un peu de calcite ou de trémolite. L'enclave le long de la bordure nord-ouest du pluton présente certaines similitudes avec les roches de l'indice Lachabel de la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Turcotte, 2002; Ortega, 2002). Cette enclave, dont les principaux constituants sont le diopside, la scapolite, l'épidote et le grenat, est décrite dans le chapitre « Géologie économique » étant donné le métallotecte qu'elle représente (voir la section sur les anomalies de sédiments de ruisseau).

Enfin, des roches calcosilicatées à diopside, avec des lentilles et des amas de calcite rose à grain grossier, composent un affleurement décimétrique situé à environ 3 km au nord-est du lac Riberys, dans la partie sud-ouest de la région (UTM *NAD83* : 513090E, 5207895N). Ces roches se trouvent à la limite du synforme du lac D'Aillon et de la grande masse de tonalite (mPlac5). Une autre roche à diopside et calcite rose, localisée à environ deux kilomètres au sud-ouest de l'affleurement décrit précédemment, fait partie de l'indice Lac Riberys et y forme une veine (voir chapitre « Géologie économique »). Dans la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Nantel et Pintson, 2002), des roches à diopside et calcite rose se trouvent toujours dans des failles tardives.

#### **Paragneiss à biotite et sillimanite (mPasc7)**

Les paragneiss à biotite et sillimanite ± muscovite ± grenat (< 15 %) de l'unité mPasc7 affleurent autant dans le secteur du lac D'Aillon que dans la partie centrale et la partie nord-est de la région. Les paragneiss du secteur du lac D'Aillon contiennent rarement du grenat, sont de couleur grise et forment en général la grande majorité des affleurements. Les paragneiss dans la partie centrale de la région renferment toujours du grenat, sont de couleur grise ou rouille et alternent, dans la moitié des cas, avec moins de 35 % de rubans de quartzite ou de paragneiss à biotite. Toutes ces roches se présentent généralement en lits de 2 à 40 cm d'épaisseur, mais certains peuvent atteindre 2 m. Dans la partie nord-est de la région, les paragneiss à biotite et sillimanite sont également de couleur grise ou rouille, alternent toujours avec des quartzites (25 %) et définissent des lits de 4 à 50 cm d'épaisseur. En lame mince, un paragneiss localisé au nord du lac Keepover montre de la muscovite orientée en travers de la foliation.

#### **Paragneiss à biotite, grenat, sillimanite ± muscovite (mPasc8)**

Les paragneiss de l'unité mPasc8 sont présents dans le secteur du lac D'Aillon ainsi que dans la partie sud-est et la partie nord-est de la région. Ils renferment de la biotite associée à des quantités relativement élevées de grenat (15 à 35 %) et de sillimanite (20 %). Le graphite est présent ici et là et la muscovite fait uniquement partie des paragneiss du secteur du lac D'Aillon. Des traces de rutile sont présentes dans la majorité des lames minces.

Dans le secteur du lac D'Aillon, les paragneiss riches en grenat constituent entre 30 et 98 % des affleurements. Ils sont caractérisés par une couleur rouille et forment des lits de 1 cm à 1 m d'épaisseur. Ces lits alternent généralement avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et grenat, en lits de 1 à 30 cm, ou rarement avec des quartzites à ± grenat ± muscovite dont l'épaisseur varie entre 1 cm et 1 m. Sur environ 30 % des affleurements, les paragneiss riches en grenat sont en contact avec des amas ou des dykes de granite et de pegmatite de couleur blanche (IIGa).

Les paragneiss riches en grenat de la partie sud-est et nord-est de la région peuvent aussi être de couleur rouille (annexe 1, photo 2) mais les grenats leur confèrent généralement une couleur rouge dominante. En plus, cette couleur rouge tranche fortement sur la couleur blanche des feldspaths. Les paragneiss riches en grenat sont rarement associés à d'autres types de paragneiss mais, en général, ils sont interlités avec des quartzites légèrement grenatifères. Les paragneiss et les quartzites ont des épaisseurs de 1 cm à 2 m et, sur la majorité des affleurements, ils sont en contact, avec des lits, des dykes ou des amas de pegmatite blanche ou de pegmatite blanche à taches rouille (IIGa), causées par la présence de pyrite.

#### **Paragneiss nodulaires (mPasc9)**

Les paragneiss nodulaires (*faserkiesel*; Losert, 1968) de la région du lac Pine (mPasc9), sont identiques à ceux de la région de L'Ascension (Hébert et Nantel, 1999), c'est-à-dire là où ils ont été décrits la première fois. Ils se présentent sous l'aspect de lits dont l'épaisseur varie généralement entre 4 et 10 cm, mais localement, elle atteint 3 m. La texture nodulaire est donnée par environ 20 % de nodules millimétriques et aplatis, constitués de muscovite, de muscovite-fibrolite ou de fibrolite ± quartz ± sillimanite (annexe 1, photo 3). D'après quelques affleurements, ces nodules pourraient représenter des zones de charnières épaissies de plis isoclinaux à flancs très étirés.

Les nodules baignent dans une matrice constituée de quartz, feldspath, biotite et sillimanite. Sur le quart des affleurements, la matrice contient aussi de la tourmaline et du grenat. La tourmaline est difficile à repérer dans les paragneiss, mais elle est facilement identifiable dans les

mobilisats qui représentent en moyenne 5 à 10 % de la roche. Les paragneiss nodulaires alternent en général avec un ou plusieurs types de roches, en lits de 2 mm à 4 cm d'épaisseur. On les observe notamment avec des paragneiss à biotite, des paragneiss quartzifères à biotite ± muscovite ± grenat ± tourmaline et des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et muscovite ± grenat ± tourmaline. Les paragneiss quartzofeldspathiques forment aussi quelques niveaux de 1 à 2 m d'épaisseur.

Dans un paragneiss nodulaire du secteur du lac D'Aillon, la muscovite et le quartz sont stables en présence de biotite, de feldspath potassique et d'un peu de sillimanite. Cet assemblage est en équilibre à des conditions variant de 3 à 6 Kbar et de 635 à 725°C (Spear *et al.*, 1999), soit au-dessous du point invariant muscovite-quartz-sillimanite-feldspath potassique-liquide-H<sub>2</sub>O. Dans un autre paragneiss du même secteur, la muscovite forme des symplectites avec le quartz lesquelles sont produites à partir du feldspath potassique et de la sillimanite en présence d'un liquide (± vapeur). Dans ce cas, l'assemblage rétrograde muscovite-quartz a dû cristalliser au-dessus du point invariant.

#### **Paragneiss à biotite et muscovite et paragneiss à biotite et grenat (mPasc10)**

Les paragneiss de l'unité mPasc10 affleurent à travers toute la région, mais leur composition diffère légèrement d'un secteur à l'autre. Dans le secteur du lac D'Aillon, les roches dominantes sont des paragneiss gris moyen clair à biotite et muscovite ainsi que des paragneiss quartzifères gris clair à biotite et muscovite (annexe 1, photo 4). Ces roches sont souvent rubanées et elles alternent, par endroits, avec des quartzites à biotite et muscovite ± tourmaline (annexe 1, photo 5) et des paragneiss à biotite, muscovite et sillimanite ± tourmaline. De rares paragneiss à biotite ± grenat font partie de cet ensemble de roches rubanées et souvent migmatitiques. Les divers paragneiss ainsi que les quartzites forment en général des bandes de 1 à 30 cm d'épaisseur, mais ils peuvent atteindre 1 m et plus rarement 3 m. Les mobilisats (5 à 15 %) se présentent souvent en lentilles discontinues, parallèles au rubanement, et renferment généralement de la tourmaline et de la muscovite. Le grenat, dans les rares paragneiss à grenat, ont une distribution variable.

Dans le centre de la région, c'est-à-dire dans les environs du lac Keepover et du lac Séré, ainsi que dans la partie sud-est et nord-est de la région, 70 % des affleurements sont principalement constitués de paragneiss à biotite et grenat et 30 % de quartzite ou de paragneiss à biotite ± muscovite. Certains paragneiss à biotite de la partie est de la région sont caractérisés par la présence de graphite. La moitié des paragneiss de la partie centrale de la région est associée à des granites et à des pegmatites roses en dykes ou en amas (mPbro) tandis que la moitié des paragneiss de

la partie sud-est et nord-est de la région est en contact avec des amas de pegmatite ou de granite hololeucocrate, de couleur blanche avec ou sans taches rouille (I1Ga).

#### **Suite intrusive de Béthune (mPbet)**

Les roches de la Suite intrusive de Béthune (mPbet) sont habituellement des orthogneiss monzogranitiques roses à biotite et à texture granoblastique (Nantel, 2003) avec une signature géochimique typique (figures 5d et 5d', ce rapport). Celles de la région du lac Pine (mPbet5) présentent aussi cette signature, mais leur couleur et leur texture sont en général différentes. En effet, elles sont gris clair ou gris rose et lorsqu'elles sont gris clair, il est difficile de les distinguer des tonalites (mPlac6). Elles sont en majorité localisées en bordure de la grande masse de tonalite (mPlac5) au contact des paragneiss de l'unité mPasc10. Près de ce contact, elles développent une texture mylonitique et ailleurs, elles ont une texture granoblastique ou, dans un cas, une texture ignée avec des plagioclases prismatiques.

#### **Suite AMCG de Morin (mPmor)**

Le coin sud-est du feuillet 31O/02 est occupé par la terminaison d'une grande intrusion (mPmor2) cartographiée en 1999 dans la région du lac de la Maison de Pierre (31J/15, figure 1; Nantel et Pintson, 2001). La limite a été tracée à partir d'une carte aéromagnétique fautive d'affleurements. Ailleurs, l'intrusion est constituée de mangérite quartzifère verte ainsi que de granodiorite et de monzonite quartzifère gris-rose ou rouge brunâtre, à texture porphyroïde ou ocellée. Ces roches ont été attribuées à la Suite AMCG de Morin (Emslie et Hunt, 1990; Nantel et Pintson, 2001).

#### **Monzogranite de Brockaby (mPbro)**

Certains monzogranites de type Brockaby sont homogènes et hololeucocrates, avec une granulométrie fine à moyenne (mPbro2) ou pegmatitique (mPbro3), et d'autres renferment des lits de sillimanite et/ou de fibrolite (mPbro1). Les premiers (mPbro2) représentent des diatexites et les seconds (mPbro1), des métatexites. Les roches de l'unité mPbro2 et mPbro3 forment le pluton de Lynx, localisé dans la partie ouest de la région (figure 2).

#### **Monzogranite avec lits riches en sillimanite (mPbro1)**

Le plus grand niveau de l'unité mPbro1 souligne un pli dans le centre de la région. Ce niveau est surtout constitué de monzogranite ou de granite à feldspath alcalin, à biotite, hololeucocrate, non magnétique et à patine rose clair. Ces roches comprennent de 5 à 30 % de lits de 1 mm à 4 cm d'épaisseur, composés surtout de sillimanite et de musco-

vite  $\pm$  fibrolite. Ces minéraux sont associés à du quartz, à du microcline et parfois à un peu de grenat (< 5 %). Les lits sont par endroits plus concentrés et sont régulièrement espacés de 2 à 3 cm. Parmi les roches de l'unité mPbro1, l'une d'elles est atypique avec sa forte proportion de quartz (72 %) et de muscovite (17 %). La muscovite y est disséminée et associée à du microcline (7 %), de la biotite (3 %) et de la sillimanite (1 %).

L'autre niveau est constitué d'une alternance de monzogranite à patine blanche, en lits de 3 cm d'épaisseur, et de roches riches en sillimanite, en lits de 1 à 2 mm d'épaisseur. Le monzogranite renferme environ 1 % de grenat et 1 % de fibrolite.

### Monzogranite à biotite (mPbro2)

Les monzogranites hololeucocrates à biotite (< 10 %) de l'unité mPbro2 forment 70 % du pluton de Lynx. Ils sont roses, massifs et à grain fin ou moyen, avec des passages à grain grossier. De rares monzogranites contiennent de la magnétite finement disséminée et quelques-uns présentent une légère foliation sans orientation systématique. Environ 45 % des monzogranites sont intimement entremêlés avec des pegmatites de l'unité mPbro3 ou simplement en contact avec des amas de pegmatite, alors que 35 % de ces monzogranites sont recoupés par des dykes de 10 à 40 cm d'épaisseur, formés de pegmatite rose granitique (mPbro3) avec ou sans magnétite. Quelques dykes de pegmatite sont eux-mêmes recoupés par des veines de quartz. Les monzogranites renferment des enclaves de roches calcosilicatées (mPasc6) et des enclaves de diorite et de métagabbro de la Suite intrusive de Lacoste (mPlac2, mPlac3). Les contacts entre les monzogranites et les enclaves mafiques sont généralement francs mais certains sont diffus, irréguliers et marqués par la transformation de la hornblende en biotite.

En lame mince, on observe de la muscovite (< 2 %) qui remplace le plagioclase ainsi que des traces d'allanite. Le microcline et le plagioclase sont prismatiques ou granoblastiques. Le microcline est un peu perthitique et le plagioclase développe une frange d'albite en continuité optique au contact du microcline. Cette albite peut même être très légèrement maclée.

### Pegmatite (mPbro3)

Les pegmatites granitiques de l'unité mPbro3 forment 30 % du pluton de Lynx ainsi que plusieurs dykes ou amas localisés surtout à quelques centaines de mètres à 3 km autour de ce pluton. Les pegmatites du pluton lui-même renferment généralement moins de 1 % de magnétite distribuée uniformément ou concentrée localement. Elles contiennent quelques enclaves de roches calcosilicatées (mPasc6), de paragneiss (mPasc10) et de roches de la Suite intrusive de Lacoste (mPlac2, mPlac3). Elles ne sont pas déformées sauf au contact d'une enclave de tonalite, où le

quartz est étiré. À un endroit, une pegmatite est contenue sous forme d'enclave angulaire, décimétrique, dans du monzogranite (mPbro2). Autour du pluton, les dykes et les amas de pegmatite contiennent de la magnétite. Ces dykes ont généralement une épaisseur de 10 cm à 2 m. Leurs feldspaths atteignent jusqu'à 30 cm de longueur.

## STRUCTURE

D'après les rares figures d'interférence observées à l'échelle de l'affleurement, les roches de la région du lac Pine auraient subi jusqu'à trois phases de plissement ( $P_1$ ,  $P_2$  et  $P_3$ ; figure 3). Sans préjuger de la présence de déformation antérieure,  $P_1$  représente la première phase identifiable dans la séquence de plissement et la première phase à affecter une anisotropie préexistante. La phase  $P_1$ , représentée en général par des plis isoclinaux décimétriques à trace axiale ESE-WNW à SE-NW, affecte les roches des suites mPlac et mPasc. La phase  $P_2$  correspond à des plis ouverts à serrés à traces de crêtes et de fosses NNE-SSW. Ces derniers ont été observés dans les orthogneiss de la Suite intrusive de Béthune (mPbet) et les roches plus anciennes (mPasc et mPlac). Enfin, la phase  $P_3$  est représentée par des plis généralement ouverts ou ondulants, à traces de crêtes et de fosses orientées SE-NW. Ces plis affectent tous les types de roches. En plus des plis, des indicateurs cinématiques et quelques évidences de déformation cassante ont aussi été observés dans la région.

Le levé cartographique a permis de tracer trois synformes sur la base desquels nous avons subdivisé la région en trois domaines structuraux (domaines I, II et III; figure 3). Les mesures planaires représentées sur les projections stéréographiques (figure 3) correspondent à la foliation et à la gneissosité.

### Plissement

#### Domaine 1

À l'échelle de la carte, la première phase de plissement ( $P_1$ ) est représentée par le pli à trace axiale E-W (non tracée) qui affecte les roches calcosilicatées (mPasc6) dans le coin sud-ouest de la région tandis que de la seconde ( $P_2$ ), est soulignée par les niveaux de marbre dolomitique (mPasc1) et de paragneiss nodulaire (mPasc9). Ces niveaux définissent le synforme que nous avons nommé « synforme du lac D'Aillon ». À l'échelle de l'affleurement, les plis  $P_2$  déforment, à de nombreux endroits, les divers paragneiss (annexe 1, photo 4) ainsi que leurs mobilisats. Les axes de plis  $P_2$  sont souvent parallèles aux linéations minérales marquées par la sillimanite. Sur les projections stéréographiques (figure 3), les pôles des éléments planaires sont distribués sur une ceinture compatible avec un pli déversé vers le

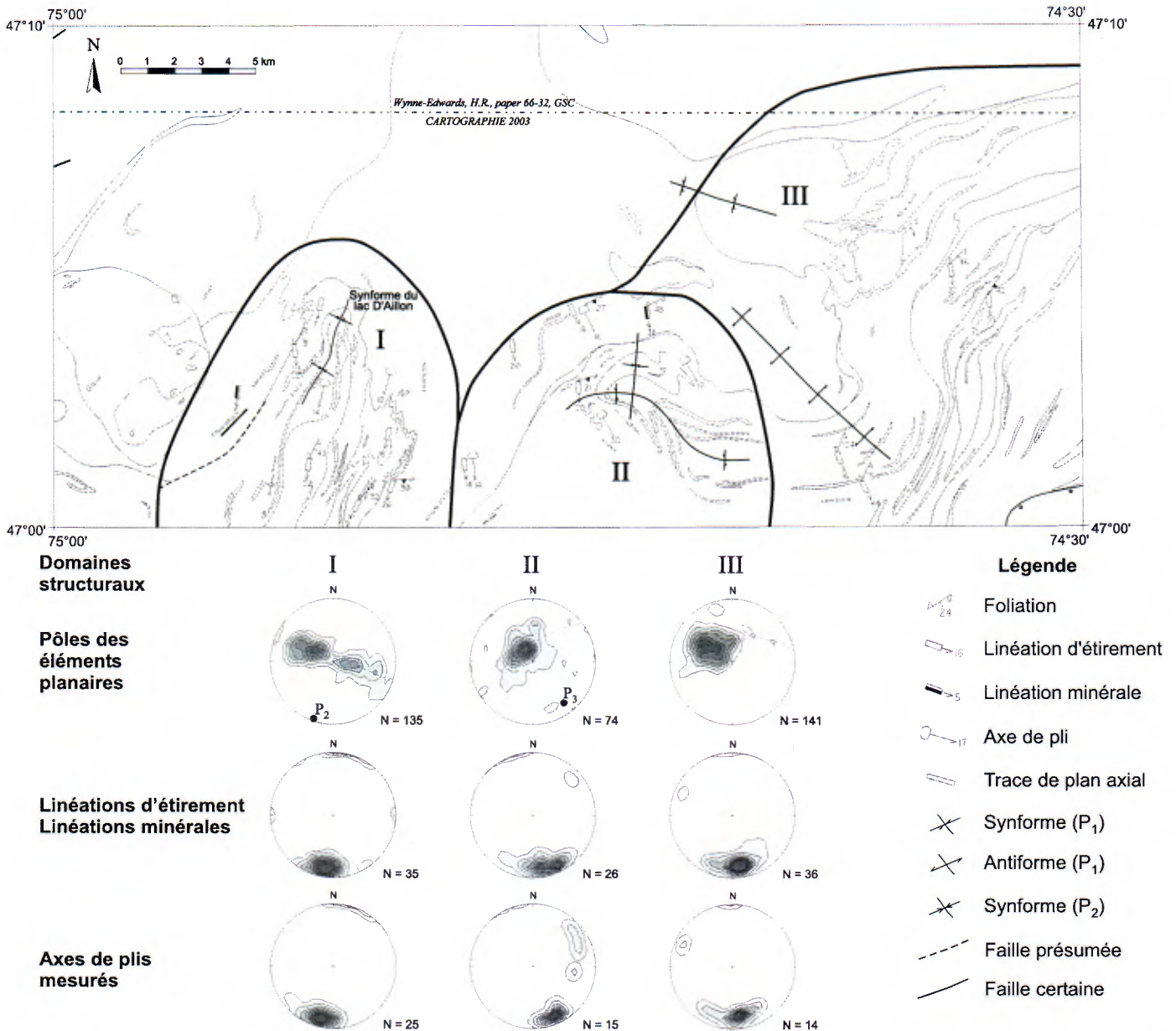


FIGURE 3 - Limite des domaines structuraux (I, II, III) et projections stéréographiques équiales, sur l'hémisphère inférieur, des mesures planaires (foliations et gneissosités) et linéaires de la région du lac Pine ( $n$  = nombre de données). Contours suivant la méthode statistique gaussienne avec  $K = 100$  de Robin et Jowett (1986).

NW. Le pôle de cette ceinture ( $199/14^\circ$ ) correspond au maximum des linéations d'étirement et des linéations minérales ( $189/15^\circ$ ) et au maximum des axes de plis ( $195/15^\circ$ ).

### Domaine II

Des plis ouverts à trace de crête NW-SE ont été observés dans le domaine II. Par endroits, la sillimanite détermine la linéation minérale et est parallèle à des axes de plis NNW-SSE. Sur les projections stéréographiques (figure 3), les éléments planaires représentent des plis ouverts et par le

fait même, le synforme cartographié dans le domaine II. Ce synforme est attribué à la phase  $P_1$  étant donné le replissement de sa trace de fosse suivant un synforme  $P_2$ , à trace de fosse N-S, compatible avec le synforme  $P_2$  du domaine I.

Les linéations minérales et les linéations d'étirement ( $168/17^\circ$ ) reflètent une déformation régionale plus intense que celle représentée par les éléments planaires. En fait, ces linéations traduisent l'importante déformation qui a donné lieu aux plis  $P_2$ , particulièrement bien représentés dans la région immédiatement au sud, à savoir dans la

partie nord du feuillet 31J/15 (figure 1; Nantel et Pintson, 2001; domaine IV). Par le fait même, les axes de plis mesurés sur le terrain (157/17°; figure 3) appartiendraient aussi à la phase de plissement P<sub>2</sub>.

### Domaine III

Dans des paragneiss du domaine III (mPasc5; UTM NAD83 : 531586E, 5208396N), nous avons observé une figure d'interférence qui montre des plis P<sub>2</sub> affectés par des plis ouverts P<sub>3</sub> à trace de crête et de fosse NW-SE. D'autre part, il semble que les plis P<sub>2</sub> affectent aussi les pegmatites et les granites blancs (II Ga). À l'échelle de la carte, des plis P<sub>1</sub> à traces de crêtes et de fosses ESE-WNW à SE-NW affectent des tonalites (mPlac5). Sur les projections stéréographiques (figure 3), les éléments planaires du domaine III représentent le flanc d'un grand synforme P<sub>2</sub> dont la trace de fosse serait située dans la région immédiatement à l'est (feuillet 31O/01). Le pôle de la ceinture définie par ces éléments (169/28°) a une orientation parallèle à celle des linéations d'étirement et des linéations minérales (174/21°) ainsi qu'à celle des axes de plis (174/20°).

### Cisaillement et déformation cassante

À l'échelle de l'affleurement, le long du flanc ouest du synforme du lac D'Aillon (UTM NAD83 : 508176E, 5207486N), un déplacement senestre est indiqué par des plis, des *shear bands*, des feldspaths de type delta et du tuilage de cristaux de feldspaths dans des paragneiss et leurs mobilisats. Ces indicateurs cinématiques ont été observés dans divers paragneiss et leurs mobilisats. Un déplacement senestre a aussi été noté dans quelques petites zones de cisaillement qui déforment les tonalites en périphérie du synforme.

Au nord-est du lac Dantin, une faille tardive, d'environ 1 km de longueur et orientée NE-SW, recoupe des monzogranites mylonitiques (mPbro1). Cette faille a entraîné l'hématitisation de ces monzogranites ainsi que la formation de veinules anastomosées de quartz blanc, à grain très fin, et la formation de fissures ouvertes, orientées à 240°. Comme toutes les failles de la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Nantel et Pintson, 2002), la faille près du lac Dantin a sans doute emprunté une ancienne zone de cisaillement ductile comme le suggère les phénomènes de déformation cassante observés dans les monzogranites mylonitiques. À 800 m à l'est de cette même faille, se trouve un lac très allongé qui suit probablement le tracé d'une autre faille.

De petites zones de mylonite déforment certaines tonalites qui soulignent le pli atténué (visible à l'échelle de la carte) localisé à environ 800 m à l'est du lac Riberys. Le long du flanc est de ce pli, d'autres évidences de déformation cassante ont été relevées, notamment des fissures remplies d'épidote, de l'hématitisation, des veinules de quartz et des veines remplies de diopside, de scapolite et de calcite rose à grain grossier.

## LITHOGÉOCHIMIE

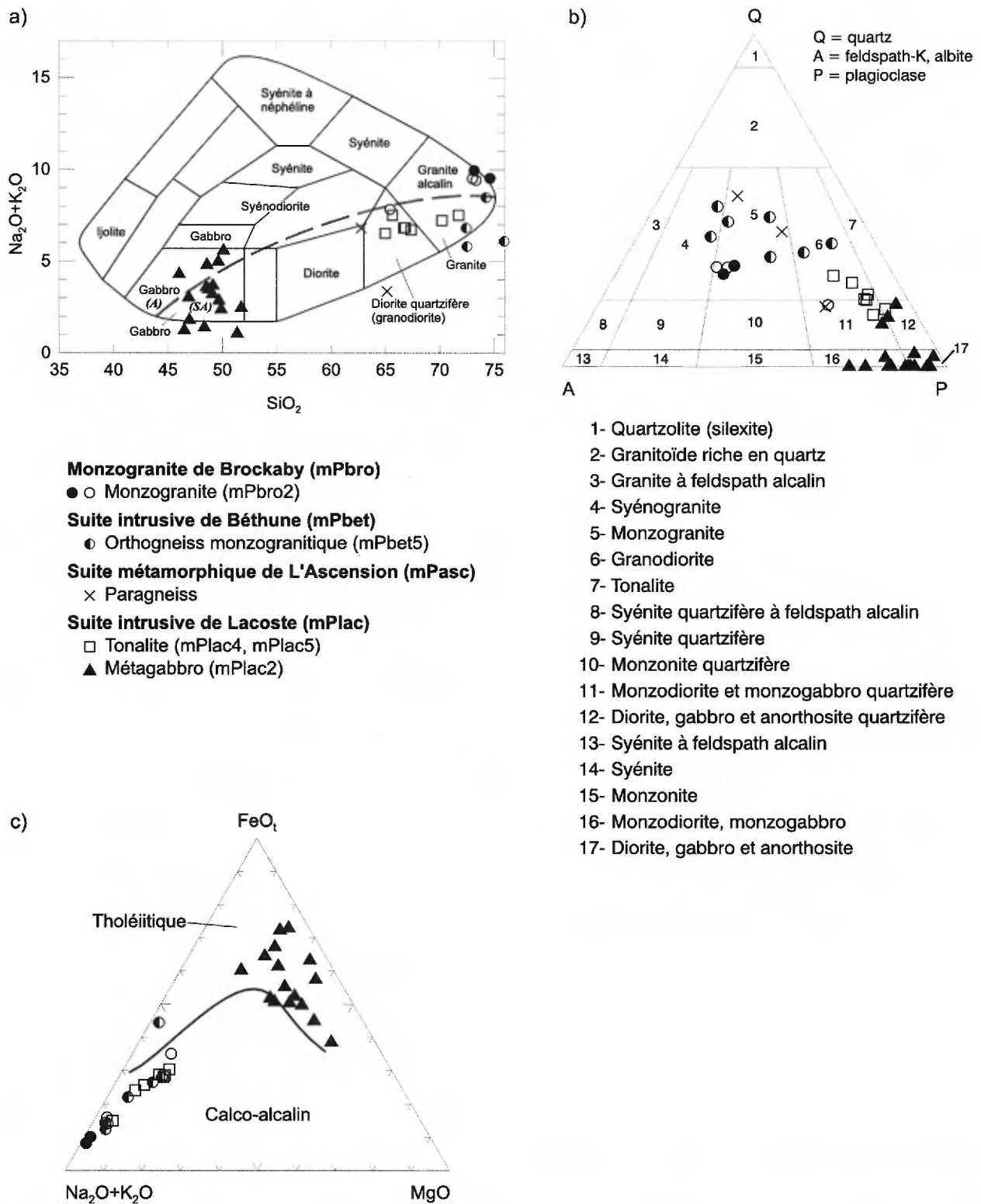
Trois paragneiss à feldspath et biotite et 34 roches ignées ont été analysés. Les éléments majeurs, le carbone et le soufre ont été analysés avec un spectromètre d'émission atomique au plasma (ICP-ES), alors que les éléments mineurs (Ba, Nb, Rb, Sr, Y et Zr), les éléments en traces et les éléments de terres rares (ETR), avec un spectromètre de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS). Les analyses ont été effectuées chez *Acme Analytical Laboratories* à Vancouver. Les résultats d'analyses et la localisation des échantillons sont consignés dans la banque SIGEOM tandis que les numéros des échantillons qui ont servi à produire les figures 4, 5 et 6 (NUMÉRO ÉCHANTILLON UNIQUE dans la base de donnée du SIGEOM) apparaissent à la figure 5.

Les analyses ont servi à classer les roches au moyen de divers diagrammes de composition (figure 4) et à caractériser les diverses suites intrusives au moyen des diagrammes des ETR normalisés par rapport aux chondrites (Nakamura, 1974) et au moyen des diagrammes multi-éléments (figure 5) normalisés par rapport aux MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*; Pearce, 1983) pour les roches mafiques et par rapport aux ORG (*Ocean Ridge Granites*; Pearce *et al.*, 1984) pour les roches felsiques. Les analyses ont aussi permis d'envisager le type d'environnement paléotectonique, qui prévalait lors de la mise en place de ces suites, à partir des diagrammes de discrimination paléotectonique (figure 6). Comme ces derniers sont conçus pour les roches volcaniques, l'interprétation est donnée sous toute réserve.

### Suite intrusive de Lacoste

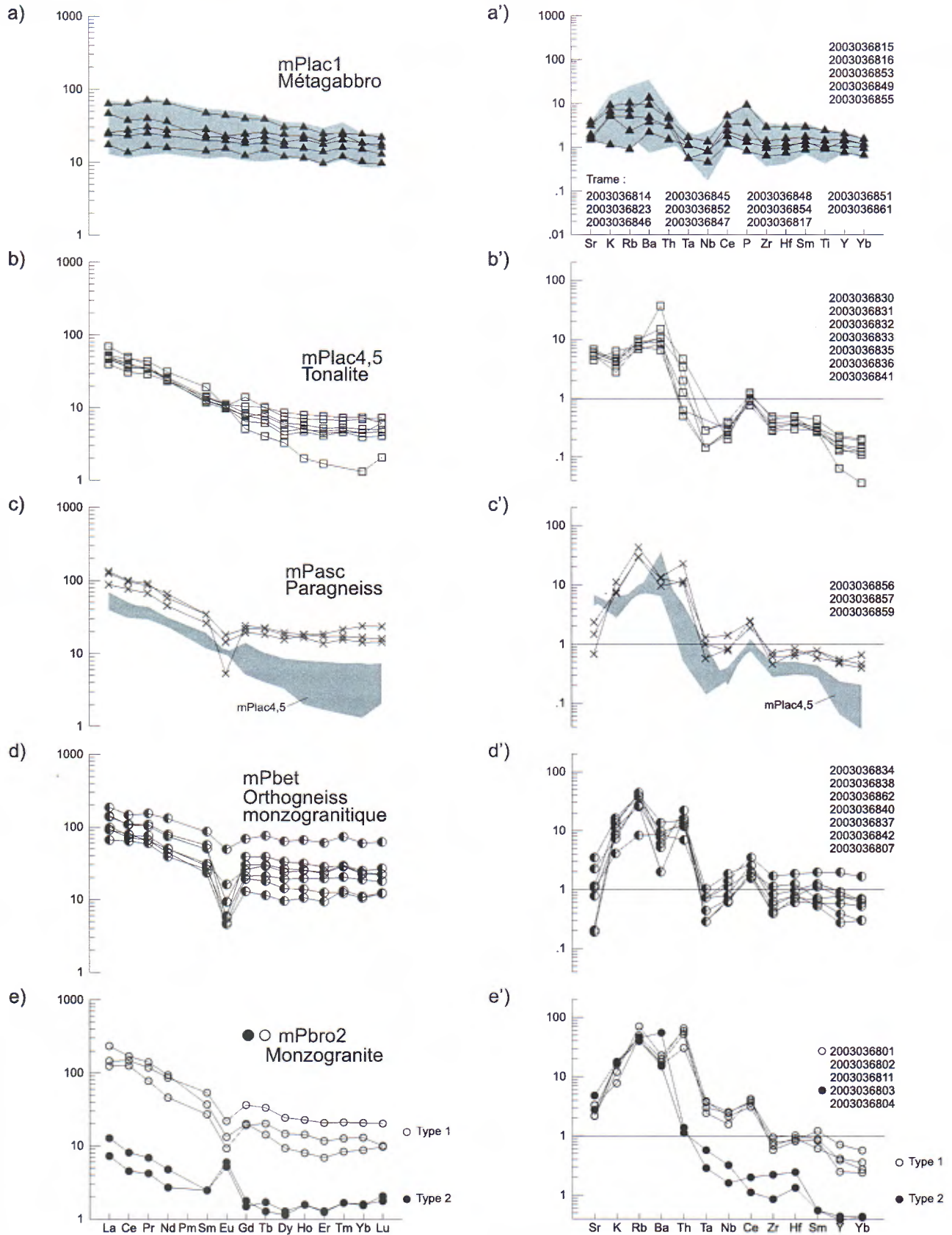
Dans la région du lac Pine, la Suite intrusive de Lacoste (mPlac) est constituée d'un peu de roches mafiques (SiO<sub>2</sub> = 46,03 à 51,74 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 1,05 à 5,56 %, MgO = 3,64 à 10,31 %) et surtout de roches felsiques (SiO<sub>2</sub> = 64,00 à 71,73 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 6,52 à 7,51 %).

Les roches mafiques proviennent des unités mPlac1 et mPlac2. Elles sont sub-alcalines (figure 4a) et tholéiitiques (figure 4c). Leurs compositions normatives en font surtout des gabbros et des monzogabbros (figure 4b). Les roches mafiques présentent toutes un spectre des ETR plat (figure 5a) ou à légère pente négative [(La/Yb)<sub>N</sub> = 1,1 à 4,4]. Les roches mafiques de la région du lac Pine ont été attribuées à la Suite intrusive de Lacoste parce que leurs spectres des ETR (figure 5a) et leurs spectres multiéléments (figure 5a') sont comparables à ceux des régions du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Nantel et Pintson, 2002) et du lac Duplessis (31O/06, figure 1; Nantel *et al.*, 2003). Cependant, l'appartenance à cette suite demande à être confirmée par des datations. Les roches mafiques de la région du lac Pine, comme celles des régions du lac Dieppe et du lac



**FIGURE 4** - Classification des roches analysées de la région du lac Pine (31O/02). (a) Diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Cox *et al.*, 1979). La ligne tiretée sépare le champ des roches alcalines (A) des roches subalcalines (SA), d'après Miyashiro (1978). (b) Compositions normatives reportées dans le diagramme QAP (Strecheisen, 1976). (c) Diagramme de discrimination magmatique AFM (Irvine et Baragar, 1971).





**FIGURE 5 - (a à e)** Diagramme d'éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Nakamura, 1974). **(a')** Diagrammes multiéléments normalisés par rapport aux MORB (Pearce, 1983). **(b' à e')** Diagrammes multiéléments normalisés par rapport aux ORG (Pearce *et al.*, 1984). Les trames des diagrammes 5a et 5a' représentent d'autres échantillons de métagabbro. Les trames dans 5c et 5c', superposées aux symboles des paragneiss, représentent les tonalites des figures 5b et 5b'.

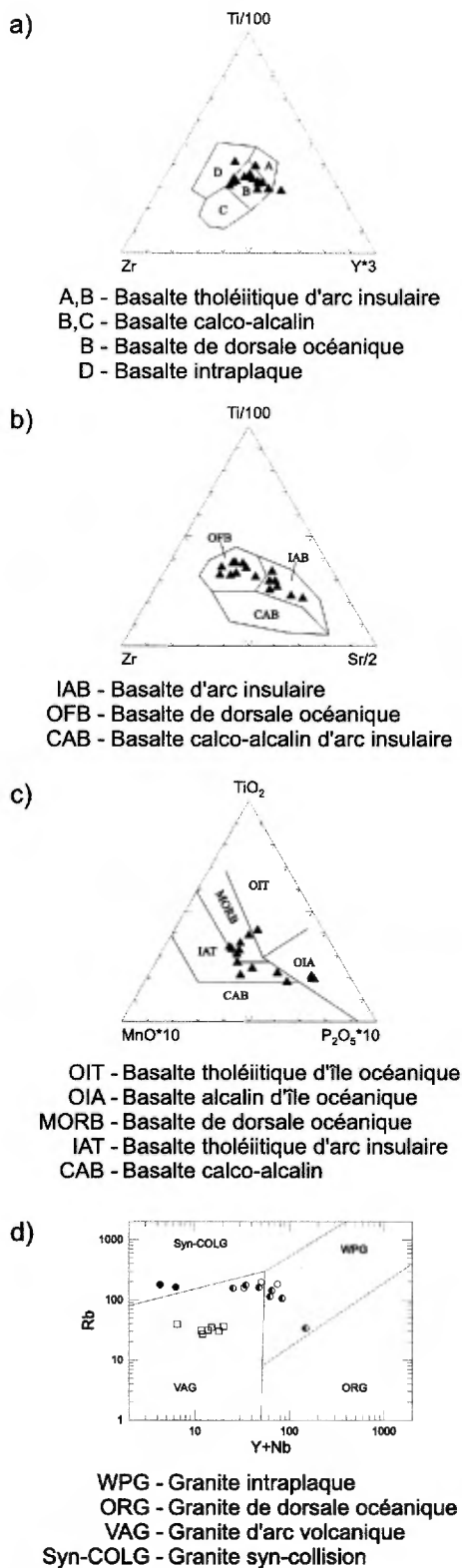


FIGURE 6 - Diagrammes de discrimination paléotectonique des roches mafiques d'après : (a) le diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Y\*3 (Pearce et Cann, 1973); (b) le diagramme Ti/100 - Zr - Sr/2 (Pearce et Cann, 1973); (c) le diagramme TiO<sub>2</sub> - MnO\*10 - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Mullen, 1983). (d) Environnement tectonique des roches felsiques d'après le diagramme Rb - Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). Symboles identifiés à la figure 4.

Duplessis, ont une signature à la fois de basalte de dorsale océanique et d'arc insulaire (figures 6a, 6b et 6c). Cette double signature pourrait correspondre à celle d'un milieu d'arrière-arc (Nantel *et al.*, 2003).

Les roches felsiques analysées proviennent des unités mPlac4 et mPlac5. Leurs compositions normatives en font surtout des granodiorites (figure 4b). Leurs spectres des ETR [figure 5b; (La/Yb)<sub>N</sub> = 7,1 à 11,8, à l'exception de l'échantillon à spectre concave] et leurs spectres multi-éléments (figure 5b') sont semblables à ceux des roches felsiques de la Suite intrusive de Lacoste d'autres régions (Nantel, 2001; Nantel et Pintson, 2001; Nantel et Pintson, 2002; Nantel *et al.*, 2003).

### Paragneiss

Deux échantillons de paragneiss à quartz (28 à 60 %), plagioclase (14 à 40 %), biotite (15 à 20 %), épidote (2 à 4 %) et allanite (en traces) ainsi qu'un échantillon de paragneiss à quartz (40 %), microcline (15 %), plagioclase (30 %), biotite (8 %) et muscovite (7 %) ont été analysés (SiO<sub>2</sub> = 62,78 à 77,96 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 3,36 à 6,81 %). Leurs spectres des ETR [figure 5c; (La/Yb)<sub>N</sub> = 3,7 à 8,8] sont parallèles à ceux des roches felsiques (figure 5b) mais ils s'en distinguent par leurs pics négatifs en Eu. D'autre part, les spectres multiéléments des paragneiss (figure 5c') et des tonalites (figure 5b') sont presque parallèles. Ce qui distingue le plus les paragneiss des tonalites est leurs teneurs plus élevées en Rb = 117 à 172 ppm, en Zn = 48 à 184 ppm, en Th = 8,5 à 18,2 ppm et en Nd = 28 à 42 ppm, comparativement à Rb = 27 à 40 ppm, Zn = 23 à 41 ppm, Th = 0,4 à 3,7 ppm et Nd = 15 à 20 ppm pour les tonalites.

### Suite intrusive de Béthune

Les orthogneiss monzogranitiques analysés proviennent de l'unité mPbet5 et des rubans parallèles aux niveaux de tonalite de l'unité mPlac6. Leurs compositions normatives correspondent surtout à des monzogranites mais aussi à des syénogranites et à des granodiorites (figure 4b). Ces granitoïdes ont des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 72,46 à 79,04 % et en Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O de 5,80 à 8,55 % (figure 4a); ils sont de nature hyperalcaline ou hyperalumineuse. Leurs spectres des ETR (figure 5d) sont caractérisés par des pentes faibles ou moyennes [(La/Yb)<sub>N</sub> = 3,1 à 9,7] et par un fort pic négatif en Eu, à l'exception d'un échantillon (mPbet5; UTM NAD83 : 536496E, 5208955N). Les spectres des ETR ainsi que les spectres multiéléments (figure 5d') sont typiques des orthogneiss monzogranitiques de la Suite intrusive de Béthune (Nantel et Pintson, 2002; Nantel *et al.*, 2003). Dans le diagramme Rb par rapport à Y+Nb (figure 6d), plus de la moitié des échantillons tombent dans le champ des granites intraplaques (WPG).

## Monzogranite de Brockaby

Les monzogranites analysés (mPbro2) proviennent du pluton de Lynx et d'un amas localisé à sa périphérie. Tous sont hyperalcalins ou hyperalumineux, avec des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 65,4 à 74,62 % et en Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O de 7,83 à 9,53 % (figure 4a). Il existe deux types de monzogranite comme dans la région du lac Duplessis (31O/06, figure 1; Nantel *et al.*, 2003). Le type 1 est caractérisé par des spectres des ETR (figure 5e) enrichis par rapport aux chondrites [(La/Yb)<sub>N</sub> = 7,1 à 26,8] et par des spectres multiéléments (figure 5e') à pics négatifs en Ta, Nb et Zr, et à pics positifs en Ce et en Th. Le type 1 est représentatif de la grande majorité des monzogranites de la région du lac Pine. Toutefois, les spectres de ETR du type 1 se démarquent un peu de ceux des autres régions par leurs pics négatifs bien marqués en Eu (Nantel et Pintson, 2002; Nantel *et al.*, 2003). Par rapport au type 1, le type 2 est moins enrichi en ETR légères et lourdes (figure 5e; (La/Yb)<sub>N</sub> = 4,6 à 8,2) et moins enrichis en HFSE (figure 5e'). Il regroupe des monzogranites atypiques. Sur le terrain, ces derniers ne peuvent être différenciés des monzogranites représentatifs de l'unité mPbro2. Dans le diagramme Rb par rapport à Y+Nb (figure 6d), les monzogranites atypiques tombent dans le champ des granites syn-collision (syn-COLG) tandis que les monzogranites représentatifs se trouvent près de la limite qui sépare les domaines VAG et WPG.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le potentiel minéral de la moitié sud du feuillet du lac Pine, où aucune substance minérale n'a été rapportée avant nos travaux, a été évalué dans le cadre d'un objectif plus global soit celui de l'évaluation du potentiel minéral de toute la partie nord de la Ceinture centrale des méta-sédiments. Cependant, des compagnies à la recherche d'uranium y ont effectué des levés radiométriques et spectrométriques à la fin des années 1960 et au début des années 1970 et, d'après nos observations sur le terrain, d'autres compagnies, à la recherche vraisemblablement de métaux de base, y ont pratiqué quelques tranchées. Pour sa part, Choinière (1992) a signalé des anomalies de sédiments de ruisseau notamment en W, Mo et Sb.

Nos travaux de cartographie dans la région du lac Pine ont mené à la découverte d'un indice de Cu ± Ag ± Au et de 13 sites à teneurs anormales en ± Cu ± Zn ± Ag ± Au. Tous sont localisés sur la figure 2 et sont sommairement décrits au tableau 1. Nos travaux nous ont aussi permis de définir une cible d'exploration pour des minéralisations en Cu ± Ag ± W ± Mo. Enfin, nous avons identifié des paragneiss à graphite, des roches riches en sillimanite ou en muscovite ainsi que des marbres dolomitiques qui

peuvent représenter des sources de minéraux industriels ou de pierre architecturale.

Les métaux de base ont été analysés par ICP-ES et l'or par ICP-MS. Les limites de détection des principaux métaux analysés sont : Cu=10 ppm, Zn=100 ppm, Ag=0,3 ppm et Au=1 ppb.

### Cu ± Ag ± Au dans une roche chloritisée et une roche calcosilicatée à diopside

Les seules minéralisations en Cu ± Ag ± Au de la région ont été découvertes à l'indice du **Lac Riberys** (figure 2; tableau 1). Les roches porteuses sont aussi bien une roche chloritisée riche en pyrite qu'une roche calcosilicatée à diopside et à sulfures disséminés. Toutes font partie d'un ensemble rubané de quartzite, de paragneiss à grenat, sillimanite et biotite, et de paragneiss quartzofeldspathique à biotite ± grenat de la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). Les paragneiss sont recoupés par des dykes de pegmatite rose (mPbro) de 20 à 40 cm d'épaisseur. Sur une partie de l'affleurement, à une dizaine de mètres des roches minéralisées, affleure une amphibolite à grenat et pyrrhotite (4 %) de la Suite intrusive de Lacoste (mPlac1).

La roche chloritisée riche en pyrite est en grande partie recouverte par du mort-terrain. Elle forme un amas visible sur moins d'un m<sup>2</sup> et se trouve au contact avec la roche calcosilicatée à sulfures disséminés ainsi que dans le prolongement d'un placage de diopside et de calcite rose à grain grossier. Ce placage représente une veine tardive du même type que celles observées dans la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Nantel et Pintson, 2002) et du lac Duplessis (31O/06, figure 1; Nantel *et al.*, 2003). La roche chloritisée renferme du plagioclase, de la chlorite, de l'amphibole, du quartz, des sulfures, de la goëthite et moins de 5 % de scapolite, de biotite, d'épidote, de sphène, d'apatite et de zircon. La goëthite remplace les sulfures tandis que la chlorite (10 %), en très petits cristaux, parsème les plagioclases ou se développe autour des sulfures et de la goëthite. La minéralisation est de type semi-massif avec ses 28 % de pyrite idiomorphe en grandes plages et de pyrite en mince couronne autour des silicates. Les grandes plages de pyrite renferment 1 % de pyrrhotite et sont parfois en contact avec de la chalcopyrite (< 1 %). Un échantillon choisi a donné 0,57 % Cu, 4,3 g/t Ag et 42 ppb Au.

La roche calcosilicatée à diopside et à sulfures disséminés forme une bande de 20 cm d'épaisseur, au contact avec un paragneiss à biotite. Elle représente probablement le protolite de la roche chloritisée avec laquelle elle est aussi en contact. La roche calcosilicatée est surtout constituée de diopside, de quartz et de sulfures avec un peu de scapolite (2 %), d'épidote (4 %), de sphène (1 %) et d'apatite (en traces). L'épidote se trouve dans le quartz, en cristaux de tailles diverses, ou dans le diopside, en petits cristaux isolés ou en agrégats. La scapolite est en plages interlobées

TABLEAU 1 - Indice et sites minéralisés de la région du lac Pine, partie sud.

SITES ÉCH.	UTM NAD 83	ROCHE PORTEUSE (sans les minéraux accessoires)	SULFURES, OXYDES ET TENEURS
<b>Roche chloritisée, roche calcosilicatée et skarn</b>			
Indice Lac Riberys 03-1088D	510596E 5205409N	<b>Un amas de roche à plagioclase (40 %), chlorite (10 %), amphibole (7 %) et quartz</b> dans le prolongement d'une veine à diopside, scapolite et calcite rose, et au contact d'une roche calcosilicatée à diopside.	PY 28 %, CP-PO <2 % 0,57 % Cu, 4,3 g/t Ag, 42 ppb Au
Indice Lac Riberys 03-1088F	510596E 5205409N	<b>Roche calcosilicatée à diopside (54 %), scapolite (2 %), épidote (4%) et quartz</b> interlitée avec un paragneiss quartzofeldspathique à biotite.	PO 13 %, CP-PY <2 % 0,17 % Cu, 1 g/t Ag, 10 ppb Au
Site 1 03-1168G	521806E 5209114N	<b>Roche calcosilicatée, rubanée, à diopside (27 %), scapolite (32%), plagioclase et quartz.</b>	PO 4 %, CP <1 % 230 ppm Cu, 300 ppm Zn, 2,7 g/t Ag
Site 2 03-2179D	523073E 5207471N	<b>Roche calcosilicatée à diopside (25 %), scapolite (17 %), plagioclase et quartz</b> interlitée avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et graphite, et des quartzites.	PO 2 % 200 ppm Zn
Site 3 03-2242A	534247E 5212894N	<b>Roche calcosilicatée à diopside (24 %), scapolite (18 %), amphibole (11 %), plagioclase et quartz</b> interlitée avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et graphite; le tout est recoupé par des pegmatites blanches à taches rouille.	PO 5 %, CP-PY < 2 % 180 ppm Cu, 200 ppm Zn
Site 4 03-2238H	532315E 5216170N	<b>Roche calcosilicatée à diopside (60 %), calcite (15 %), scapolite (2 %), amphibole verte (4 %) et quartz</b> interlitée avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite +/- sillimanite et des quartzites. L'ensemble est recoupé par des pegmatites blanches à taches rouille.	PO 5 %, CP < 1 % 250 ppm Cu
Site 5 03-1260C	534033E 5211819N	<b>Amas de roche calcosilicatée à diopside (62 %), hornblende (15 %) et quartz</b> dans des paragneiss à biotite, grenat et sillimanite interlités avec des quartzites.	PO 3 %, CP < 1 % 250 ppm Cu, 200 ppm Zn
Site 6 03-2060A3	510344E 5209609N	<b>Roche calcosilicatée à diopside (30 %), amphibole blanche (15 %), phlogopite (15 %), calcite (2 %), scapolite (2 %) et plagioclase.</b>	PO 12 %, PY 3 %, CP < 1 % 200 ppm Zn
Site 7 03-1004A	501315E 5206640N	<b>Amas de roche calcosilicatée à diopside (40 %), quartz (55 %) et amphibole (3 %)</b> dans une roche métasomatique blanche à quartz, feldspath et molybdénite (traces).	CP < 1 %, HM < 1 % 360 ppm Cu
Site 8 03-1045B	505923E 5208607N	<b>Skarn à épidote (53 %), quartz (30 %), diopside (4 %), scapolite (4 %) et amphibole (2 %)</b> au contact d'une pegmatite blanche.	PO-CP < 1 %, MG < 1 % 260 ppm Cu
<b>Paragneiss, amphibolite et gneiss à biotite</b>			
Site 9 03-1231I	509447E 5206438N	<b>Paragneiss à plagioclase (45 %), quartz (35 %) et biotite (13 %)</b> au contact d'un marbre dolomitique et recoupé par des dykes de granite hololeucocrate rouille.	PY 3 % 150 ppm Cu, 200 ppm Zn
Site 10 03-1219A1	531964E 5215415N	<b>Paragneiss à plagioclase (56 %), quartz (23 %), biotite (10 %) et grenat (10 %)</b> interlité avec des paragneiss alumineux. L'ensemble est recoupé par des pegmatites blanches à taches rouille.	PO < 1 % 580 ppm Cu
Site 11 03-2212A	528798E 5214069N	<b>Paragneiss à plagioclase (60 %), quartz (30 %), biotite (6 %) et graphite (2 %)</b> interlité avec des paragneiss à grenat, sillimanite, biotite et muscovite. L'ensemble est recoupé par des pegmatites blanches à taches rouille.	PY-CP < 2 % 220 ppm Cu
Site 12 03-1190H1	512987E 5207884N	<b>Amphibolite à grenat (15 %), scapolite (5 %), plagioclase, quartz, sphène et apatite</b> interlitée avec des paragneiss à biotite, muscovite et grenat et des quartzites.	PO-CP-PY < 2 % 680 ppm Cu
Site 13 03-1038A1	506057E 5214773N	<b>Gneiss à biotite (15 %)</b> de composition granodioritique (blocs erratiques).	PO 2 %, CP-PY < 1 %, MG 1 % 0,11 % Cu, 200 ppm Zn

Py=pyrite; CP=chalcopyrite; PO=pyrrhotite; HM=hématite; MG=magnétite

presque poeciloblastiques. La majorité des sulfures est constituée de pyrrhotite (13 %) xénomorphe, altérée en goethite et distribuée en filets autour des silicates. Les autres sulfures sont la pyrite (1 %), idiomorphe et disséminée, et la chalcopyrite (< 1 %), xénomorphe, disséminée ou en inclusions dans la pyrrhotite. Un échantillon choisi a donné 0,17 % Cu, 1 g/t Ag et 10 ppb Au.

### ± Cu ± Zn ± Ag dans des roches calcosilicatées à diopside

Des roches calcosilicatées à diopside (mPasc6) renferment des teneurs anormales en cuivre ou en zinc et plus rarement en argent (sites 1 à 7, figure 2; tableau 1). Elles peuvent être classées en quatre types, à savoir : les roches calcosilicatées à diopside-scapolite (**sites 1, 2 et 3**), à diopside-calcite (**site 4**), à diopside-amphibole (**sites 5 et 6**) et à diopside-quartz (**site 7**). Le pourcentage de diopside varie entre 24 et 62 %. Les roches calcosilicatées sont riches en Ca (9,90 et 16,21 %) et pauvres en alcalis (Na = 0,10 à 1,38 %; K = 0,08 à 0,94 %). Les teneurs en alumine, fixées par la quantité de plagioclase et d'amphibole, varient entre 1,21 et 8,84 %. Les teneurs anormales en cuivre dans les diverses roches calcosilicatées varient entre 180 et 360 ppm et celles en zinc, entre 200 et 300 ppm. Un seul échantillon renferme un peu d'argent (**site 1**, 2,7 g/t Ag).

### Roches associées

La grande majorité des roches calcosilicatées, sauf celles du site 5, font partie de l'unité mPasc6 et forment des lits de 3 à 50 cm d'épaisseur au sein de l'unité mPasc10 de la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). À quelques mètres des roches calcosilicatées du **site 1**, affleurent des paragneiss rouille à biotite et des paragneiss à biotite, sillimanite et grenat. Les roches calcosilicatées des sites 2 et 3 sont interlitées avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite et graphite tandis que celles des sites 4 et 5 sont interlitées avec des paragneiss alumineux et des quartzites. Toutes les roches des sites 3 et 4 sont recoupées par des pegmatites blanches pyriteuses, caractérisées par des taches rouille éparses de 1 à 10 cm de diamètre.

Les roches minéralisées du **site 6** sont flanquées, à l'est, par les marbres dolomitiques (mPasc1) du lac D'Aillon et, à l'ouest, par les paragneiss de l'unité mPasc10. Le niveau dont elles font partie (mPasc6) renferme d'autres sulfures (pyrite et pyrrhotite) contenus dans une roche calcosilicatée à calcite et diopside, localisée à environ 2 km au nord du site 6.

Les roches calcosilicatées du **site 7** sont recoupées par des veines de quartz de 1 à 10 cm d'épaisseur (annexe 1, photo 6) et, comme les roches des sites 3 et 4, par des pegmatites blanches (II Ga) dépourvues de pyrite. Les pegmatites blanches forment la plus grande partie du

niveau auquel appartient le site 7. Elles sont probablement associées aux pegmatites blanches de la région de Sainte-Anne-du-Lac dont l'âge moyen est de 1150 Ma (méthode U-Th-Pb sur uraninite analysée à la microsonde; Tremblay, 1974). Il serait cependant souhaitable de dater les pegmatites blanches de la région du lac Pine par la méthode U-Pb, ce qui permettrait d'obtenir l'âge des minéralisations dans les roches calcosilicatées auxquelles les pegmatites semblent associées.

### Minéralogie

Les principaux constituants des roches des **sites 1, 2 et 3** sont le diopside (24 à 27 %), la scapolite (17 à 32 %), le plagioclase (10 à 35 %) et le quartz (10 à 25 %). Les minéraux accessoires sont le sphène (< 1 à 4 %) et l'apatite (en traces). Les roches du site 3 renferment, en plus, 11 % d'amphibole et celles du site 2, moins de 1 % de graphite. Au site 1, le diopside est en grands cristaux idiomorphes, localement recuits et polygonisés. Au site 2, il est saccharoïde ou polygonal et au site 3, il est xénomorphe ou hypidiomorphe et se présente par endroits en inclusions dans l'amphibole. Au site 1, la scapolite remplace le plagioclase, au site 2, elle est saccharoïde et au site 3, elle se développe en cristaux isolés dans le plagioclase ou, avec une forme amiboïde, elle englobe le diopside et l'amphibole. Les roches calcosilicatées du site 1 sont un peu plus minéralisées que celles des sites 2 et 3 avec leurs teneurs anormales en cuivre (230 ppm), en zinc (300 ppm) et en argent (2,7 g/t Ag). Elles renferment de la pyrrhotite interstitielle, allongée et parallèle au diopside et au plagioclase, ou de la pyrrhotite en petits cristaux xénomorphes. La chalcopyrite est en bordure des amas de pyrrhotite.

Les principaux constituants des roches minéralisées du **site 4** sont le diopside (60 %) et la calcite (15 %), et les autres, le quartz (12 %), la scapolite (2 %), l'amphibole verte (4 %), le sphène (1 %), la pyrrhotite (5 %) et la chalcopyrite (< 1 %). Le diopside est hypidiomorphe, plus ou moins interlobé et corrodé par le quartz. L'amphibole est xénomorphe et cristallise entre les cristaux de diopside. La pyrrhotite est xénomorphe et interstitielle. La chalcopyrite est xénomorphe et se trouve en bordure ou en inclusions dans la pyrrhotite.

Les roches calcosilicatées à diopside-amphibole du **site 5**, qui font partie d'une lentille de paragneiss (mPasc7) localisée au milieu d'un niveau de métagabbro (mPlac2), renferment 62 % de grands cristaux de diopside idiomorphes à hypidiomorphes, 15 % de hornblende en inclusions dans le diopside ou en périphérie de celui-ci, 16 % de quartz, 3 % de plagioclase, 3 % de pyrrhotite interlobée entre le diopside et moins de 1 % de chalcopyrite en inclusions dans la pyrrhotite. Certains cristaux de diopside forment eux-mêmes des inclusions en continuité optique dans la hornblende. Le diopside et la hornblende sont peu ou pas recristallisés.

Les roches calcosilicatées du **site 6** sont aussi à diopside et amphibole, mais leur minéralogie diffère de celle du site 5 par leur amphibole blanche et par la présence de mica blanc (15 %, probablement de la phlogopite), de calcite (2 %) et de scapolite (2 %). Une partie de la pyrrhotite et du diopside constitue des inclusions dans le plagioclase et dans les micas blancs non orientés. La pyrrhotite forme aussi de petits cristaux trapus interstitiels.

Les roches calcosilicatées du **site 7** (360 ppm Cu) sont simplement constituées de diopside trapu (40 %) et interlobé entre le quartz (55 %). Ces minéraux coexistent avec un peu d'amphibole (3 %) et des traces d'épidote, de sphène, d'apatite, de zircon et de chalcopryrite. Des traces de molybdénite ont aussi été observées dans une zone décimétrique.

### Cu dans un skarn à épidote

Des roches constituées surtout d'épidote (53 %) et de quartz (30 %) renferment des teneurs anormales en cuivre (260 ppm; **site 8**). Elles font partie d'un niveau de roches calcosilicatées (mPasc6) encaissé dans des tonalites et des diorites (mPlac4). Leurs constituants mineurs sont le diopside (4 %), la scapolite (4 %), l'amphibole vert bouteille (2 %), le plagioclase (3 %), le sphène (2 %), l'allanite (< 1 %) et la pyrrhotite (< 1 %) associée à des traces de chalcopryrite et de magnétite. Ces roches riches en épidote représentent des skarns formés au contact d'une pegmatite blanche, laquelle est aussi en contact avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite interlités avec d'autres roches à épidote (40 %). Ces dernières renferment du diopside (30 %), de la scapolite (20 %), du quartz (10 %) et de l'allanite (en traces). Dans les deux types de roches à épidote, la scapolite remplace le plagioclase tandis que l'allanite est entourée par une couronne d'épidote.

### Cu ± Zn dans des paragneiss

Des teneurs anormales en cuivre (150 à 580 ppm) ou en zinc (200 ppm) ont été obtenues dans des paragneiss constitués principalement de plagioclase, de quartz et de biotite (**sites 9, 10 et 11**). Les paragneiss du **site 9** renferment en plus du sphène (3 %), de l'apatite (1 %), de la scapolite (en traces), de la tourmaline (en traces) et de la pyrite hypidiomorphe (3 %) à xénomorphe, à distribution homogène. Ils forment un banc rouille, d'environ une dizaine de mètres d'épaisseur, localisé dans un nez de pli. Ils se trouvent au contact des marbres dolomitiques du lac D'Aillon (mPlac1) et sont recoupés par des dykes de granite hololeucocrate rouille (IIGa). Le site 9 est traversé par des tranchées qui ont été vraisemblablement creusées dans le but d'en évaluer le potentiel minéral.

Les paragneiss minéralisés des **sites 10 et 11** proviennent du secteur du lac Bélisle. Ils sont associés à des paragneiss alumineux, non minéralisés, à biotite, grenat et sillimanite ± muscovite (mPasc8). Des pegmatites blanches à taches rouille (IIGa) recoupent toutes ces roches.

Les paragneiss à teneurs anormales du site 10 renferment 10 % de grenat, des traces de graphite et d'allanite, et moins de 1 % de pyrrhotite. Ceux du site 11 contiennent 2 % de graphite et moins de 1 % de chalcopryrite en cristaux isolés ou en inclusions dans de la pyrrhotite (< 1 %). Ces sulfures sont disséminés ou concentrés dans des veines millimétriques.

### Cu dans une amphibolite

Une amphibolite à grenat (mPlac1), formant une petite lentille intercalée dans des paragneiss (mPasc10), est la seule roche mafique minéralisée en cuivre de toute la région (680 ppm Cu; **site 12**). À 200 m à l'est de cette lentille, d'autres amphibolites à grenat du même type (mPlac1) forment un long niveau et renferment moins de 2 % de sulfures. L'amphibolite du site 12 est constituée de hornblende (40 %), de grenat (15 %), de plagioclase (18 %), de quartz (12 %), de scapolite (5 %), de sphène (5 %) et d'apatite (3 %). Elle contient aussi de la pyrite (en traces), de la pyrrhotite (1 %), libre ou enserrée par une couronne de sphène, et de la chalcopryrite (< 1 %), disséminée et distribuée en bordure ou en inclusions dans la pyrrhotite.

### Cu dans un gneiss à biotite

Deux blocs erratiques angulaires de gneiss à biotite rouille à grain fin, de près de 0,5 m<sup>3</sup> chacun, renferment 0,11 % Cu et 200 ppm Zn (**site 13**). Ils sont constitués de plagioclase (45 %), de microcline (17 %), de quartz (16 %), de biotite (15 %), d'allanite (1 %), de sphène (2 %) et de chlorite (en traces), d'apatite (en traces) et de moins de 3 % sulfures. Ces derniers s'avèrent être de la pyrrhotite disséminée (2 %), associée avec moins de 1 % de chalcopryrite et de pyrite idiomorphe et avec 1 % de magnétite.

### Anomalies en W, Mo, Sb ± Cu dans des sédiments de ruisseau

Dans la partie sud-ouest de la région, des anomalies en tungstène, en molybdène, en antimoine et, dans de moindres proportions, en cuivre, ont été détectées dans des sédiments de ruisseau (Choinière, 1992). Dans ce secteur, plus précisément à 500 m à l'est de la rivière du Lièvre, affluent des roches calcosilicatées (mPasc6) en enclaves dans la partie nord-ouest du pluton de Lynx (figure 2). Ces roches, riches en diopside et en scapolite, sont associées à des roches à diopside (30 %), épidote (25 %), grenat (20 %), plagioclase (10 %), quartz (8 %) et sphène (7 %). Le grenat renferme des inclusions de diopside, le sphène forme des cristaux libres ou des inclusions dans des cristaux subpolygonaux d'épidote, laquelle cristallise entre les cristaux de diopside. Les roches calcosilicatées sont recoupées par de nombreux dykes de monzogranite et de pegmatite et sont en contact avec des métagabbros à traces de sulfures (mPlac2). Les monzogranites sont eux-mêmes recoupés



par des fissures remplies d'épidote et d'hématite comme celles associées aux failles cassantes de la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Nantel et Pintson, 2002). D'après une analyse chimique, ces monzogranites correspondent au type 2 des monzogranites de Brockaby (figures 5e, 5e'), c'est-à-dire à la variété atypique.

Plusieurs de ces observations rappellent le contexte de l'**indice Lachabel** de la région du lac Dieppe (31O/03, figure 1; Turcotte, 2002; Ortega, 2002). Cet indice, localisé à environ 16 km à l'ouest des enclaves décrites ci-dessus, renferme jusqu'à 12 % Cu, 9,6 % W, 16 g/t Ag et 0,04 % Bi dans des roches calcosilicatées d'origine métasomatique. Ces roches contiennent parfois de la scheelite et de la molybdénite. Elles sont recoupées par des monzogranites du type Brockaby (mPbro) et se trouvent à proximité de la faille de Cranberry, une faille cassante à épidote et hématite (Nantel et Pintson, 2002). Devant la similitude des contextes, les enclaves de roches calcosilicatées en bordure du pluton de Lynx et leurs secteurs environnants, particulièrement là où des anomalies de sédiments de ruisseau ont été détectées, représentent une intéressante cible d'exploration pour les minéralisations en tungstène, en molybdène et en cuivre.

### Sillimanite et muscovite

Dans la région du lac Pine, des paragneiss de l'unité mPasc8 et mPasc10, des paragneiss nodulaires de l'unité mPasc9 et des monzogranites de l'unité mPbro1 renferment jusqu'à 28 % de silicates d'alumine et jusqu'à 17 % de muscovite. Les silicates d'alumine, dans le sens commercial du terme, consistent en sillimanite et/ou fibrolite. La muscovite se présente soit en cristaux bien développés avec ou sans inclusions, soit en cristaux plus fins. Seule la sillimanite et seuls les grands cristaux de muscovite dénués d'inclusion peuvent être utilisés comme minéral industriel.

Dans le secteur D'Aillon, un paragneiss nodulaire (mPasc9), observé en lame-mince, renferme 28 % de sillimanite sous forme de prismes larges de 0,02 à 0,2 mm et longs de 0,3 à 1,5 mm (UTM *NAD83* : 511109E, 5211966N). Il contient aussi 10 % de muscovite de 0,5 à 3 mm de dimension, généralement sans inclusion ou avec quelques inclusions de quartz, de sillimanite, de biotite et de minéraux opaques.

Une roche formant un affleurement au sein de l'unité mPbro1 (UTM *NAD83* : 522672E, 5210734N) est constituée, de quartz (73 %), de muscovite (17 %), de microcline (7 %) et de biotite (3 %). La muscovite forme de grands cristaux (1 à 3 mm sur 0,5 à 2 mm) ou des cristaux plus petits et allongés (0,5 à 1 mm sur 0,5 à 0,2 mm). Ces deux types de cristaux sont uniformément distribués et ne renferment aucune inclusion. À environ 800 m de la roche décrite précédemment, affleurent des monzogranites avec des lits millimétriques à centimétriques de sillimanite ± muscovite, une roche typique de l'unité mPbro1 (UTM *NAD83* : 522052E, 5210973N). Ces monzogranites, comme

ceux de la région de Maison de Pierre (Nantel et Pintson, 2001; Nantel et Jacob, 2000), pourraient représenter une source de sillimanite.

### Marbre dolomitique

Le niveau épais de marbre dolomitique du lac D'Aillon (mPasc1), large de 0,1 à 2 km, représente une source potentielle de matière de charge ou de pierre architecturale. Il s'étend sur environ dix kilomètres de longueur et se poursuit dans la région du Lac de la Maison de Pierre, sur encore 6 km (31J/15, figure 1; Nantel et Pintson, 2001). Dans la partie sud du niveau affleurant dans la région du lac Pine, le marbre dolomitique est intercalé avec moins de 10 % de marbre calcitique à phlogopite à grain fin, en petits lits de 0,5 à 4 cm d'épaisseur. À travers tout le niveau, il est d'une grande blancheur, son grain est moyen ou grossier et, à plusieurs endroits, il n'est formé que de dolomite. Il peut aussi contenir un peu de calcite et de la trémolite, un minéral indésirable du point de vue de l'industrie des matières de charge et de la pierre architecturale. La trémolite est à grain très grossier, forme des rosettes blanches et est concentrée dans des amas et des lentilles centimétriques à décimétriques, lesquels constituent généralement entre 1 et 30 % des affleurements. L'analyse chimique d'un échantillon choisi de marbre a donné :

$\text{SiO}_2 = 2,98 \%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,11 \%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,08 \%$ ,  
 $\text{CaO} = 31,85 \%$ ,  $\text{MgO} = 21,12 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0,04 \%$ ,  
 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = < 0,001 \%$

Des teneurs inférieures à 1 %  $\text{SiO}_2$  sont exigées par l'industrie des matières de charge, mais les quantités de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  rencontrent les critères de qualité.

Les affleurements de marbre dolomitique sont généralement plats mais en bordure du chemin principal, au sud du lac D'Aillon, un affleurement forme une petite dénivellation qui pourrait faciliter l'extraction de blocs de pierre architecturale (UTM *NAD83* : 508595E, 5205936N). Le marbre y est blanc comme ailleurs et alterne avec 10 % de marbre calcitique en lits de 1 cm d'épaisseur.

### Graphite dans des paragneiss

Le graphite est un minéral commun dans les paragneiss de la partie est et surtout nord-est de la région. Des teneurs de 0,46 à 2,49 % Cg (carbone graphitique) ont été obtenues dans des paragneiss rouille à quartz, feldspath et biotite ± muscovite. Un des paragneiss à graphite (0,67 % Cg) forme des lits de 10 à 50 cm d'épaisseur (UTM *NAD83* : 525788E, 5208449N) qui alternent avec des bandes de quartzite, épaisses de 4 m, et de paragneiss alumineux, typiques de l'unité mPasc7 et épaisses de 5 cm. Un deuxième paragneiss à graphite (1,81 % Cg) forme un seul banc d'environ 1 m d'épaisseur (UTM *NAD83* : 530351E, 5208135N). Il contient de la pyrrhotite et se trouve au contact d'un métagabbro (mPlac2). Le paragneiss le plus riche en graphite (2,49 % Cg) se présente en lits de

50 cm à 2 m d'épaisseur (UTM NAD83 : 531477E, 5216975N). Il alterne avec des lits de 10 à 50 cm de quartzite et de paragneiss à biotite, sillimanite et sulfure. Le paragneiss le moins riche en graphite (0,46 % Cg) est rouille, rubané et représente 95 % d'un affleurement qui a été dynamité et excavé (UTM NAD83 : 530258E, 5212370N).

### Uranium dans des pegmatites blanches

Aucun indice d'uranium n'a été rapporté dans la région du lac Pine. Cependant, dans la partie sud-ouest de cette région, nous avons observé un affleurement (UTM NAD83 : 503494E, 5205886N) qui a été décapé dans le but d'en évaluer, vraisemblablement, le contenu en uranium. Nous y avons mesuré jusqu'à 700 cps au scintillomètre. L'affleurement est formé de pegmatite blanche ou rouille, hétérogène, à quartz, feldspath, biotite et minéraux radioactifs (11Ga). La pegmatite est en contact avec 5 % de roches calcosilicatées à diopside interlitées avec 1 % de marbre calcitique. Ces observations sont compatibles avec les nombreux indices d'uranium découverts dans des pegmatites blanches de la partie nord-est de la région de Sainte-Anne-du-Lac (31J/14, figure 1; Kish, 1975 et 1977 ; Nantel, 2001).

## CONCLUSIONS

Les tonalites et les diorites de la Suite intrusive de Lacoste forment une immense masse au nord de la limite de la Ceinture centrale des métasédiments. Les tonalites se présentent aussi en filons-couches, dans les paragneiss de la Suite métamorphique de L'Ascension. Au contact des paragneiss localisés le long du flanc est du synforme du lac D'Aillon, des tonalites sont interlitées avec ceux-ci en de très minces feuilletés tectoniques. Dans la partie est de la région, des métagabbros forment également des filons-couches dans les paragneiss. Ils ont été attribués à la Suite intrusive de Lacoste, mais des déterminations d'âge sont nécessaires pour le confirmer. Des métagabbrobronorites, de même signature chimique et affleurant sous forme angulaire et amiboïde dans une matrice de paragneiss, sont considérés quant à eux comme syn-sédimentaire.

Comme dans les autres régions de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, la majorité des minéralisations en cuivre et/ou en zinc sont logées dans des roches calcosilicatées à diopside et sont de type skarn. La partie ouest de la région, hôte de skarns à diopside, scapolite et grenat et parsemée d'anomalies en W, Mo, Sb ± Cu dans des sédiments de ruisseau, constitue une bonne cible d'exploration pour d'autres gîtes de Cu-W-Mo de type skarn. Des sites de marbre dolomitique et des roches relativement riches en sillimanite et/ou muscovite mériteraient

des travaux plus détaillés pour en évaluer le potentiel en tant que source de pierre architecturale ou de minéraux industriels.

## RÉFÉRENCES

- CHOINIÈRE, J., 1992 – Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau, région de Mauricie-Portneuf. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-18, 90 pages.
- COX, K. G. – BELL, J. D. – PANKHURST, R. J., 1979 – The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London; 450 pages.
- DAVIS, W. D., 2004 – Ages magmatiques et métamorphiques des roches grenvilliennes au Québec. Département de géologie, Université de Toronto ; rapport Nantel, 7 pages (rapport non publié déposé au Ministère des Ressources naturelles, Québec).
- DEPAOLO, D. J., 1981 – Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*; volume 291, pages 193-196.
- DIGIM, 1989 – Interprétation structurale à partir d'images satellite : Grenville de la région Gatineau-Mauricie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-27, 2 cartes.
- 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.
- HANMER, S. – CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – NADEAU, L., 2000 – SW Grenville Province, Canada: the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*; volume 319, pages 33-51.
- HARRIS, J. – GRAHAM, D. – NEWTON, A. R. – YATABE, S. – MIREE, H., 1987 – Regional structural reconnaissance of the Southwestern Grenville Province using remotely sensed imagery. *In: 7<sup>th</sup> International conference on basement tectonics* (Mason, R., editor). Queen's University, Kingston, Ontario; paper 45, pages 441-463.
- HÉBERT, C. – NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de l'Ascension (SNRC 31J/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 31 pages.
- IRVINE, T. N. – BARAGAR, W. R. A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, 523-548.
- KISH, L., 1975 – Radioactive occurrences in the Grenville of Québec, Mont-Laurier – Cabonga district. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-310, 30 pages.
- KISH, L., 1977 – Patibre (axe) lake area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-487, 17 pages.
- LACOSTE, P., 2001 – Géologie de la région de Ferme-Neuve (SNRC 31J/11). Ministère des Ressources Naturelles, Québec; RG 2000-01, 33 pages.

- LOSERT, J., 1968 – On the genesis of nodular sillimanite rocks. *In: Geology of Precambrian* (Hejtman, B., editor). 23rd International Geological Congress, Prague; proceedings, section 4, pages 109-122.
- MARTIGNOLE, J. – CALVERT, A. J., 1996 – Crustal scale shortening and extension across the Grenville Province of western Québec. *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; étude 91-1C, pages 77-87.
- MARTIGNOLE, J. FRIEDMAN, R., 1998 – Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. *Precambrian Research*; volume 92, pages 145-164.
- MARTIGNOLE, J. – SCHRIJVER, K., 1970 – Tectonic setting and evolution of the Morin anorthosite, Grenville province, Québec. *Bulletin de la Société géologique de Finlande*; volume 42, pages 165-209.
- MIYASHIRO, A., 1978 – Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 66, pages 91-104.
- MULLEN, E. D., 1983 – MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 62, pages 53-62.
- NAKAMURA, N., 1974 – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 38, pages 757-775.
- NANTEL, S., 1994 – Les tourmalinites et les roches riches en tourmaline dans la partie sud de la province de Grenville : importance de ce métallotecte pour l'exploration de gîtes de type exhalatif. Ministère de Ressources naturelles, Québec; MB 94-15, 16 pages.
- NANTEL, S., 2001 – Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-06, 43 pages.
- NANTEL, S., 2002 – Partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville. *Dans: Cartes préliminaires en couleurs des travaux de cartographie et des études 2002-2003*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-11, 1 carte à l'échelle 1:100 000.
- NANTEL, S., 2003 – Carte de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, et lexique des unités lithodémiques. *Dans: Recherches en cours*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-12, pages 15-25.
- NANTEL, S. – GIGUÈRE, E. – CLARK, T., 2003 – Géologie de la région du lac Duplessis (31O/03). Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-01, 51 pages.
- NANTEL, S. – JACOB, H. L., 2000 – Ressources potentielles en granite architectural et en minéraux industriels dans les régions de Sainte-Anne-du-Lac et de L'Ascension (31J). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; PRO 2000-01, 6 pages.
- NANTEL, S. – PINTSON, H., 2001 – Géologie de la région du lac de la Maison de Pierre (31J/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-12, 34 pages.
- NANTEL, S. – PINTSON, H., 2002 – Géologie de la région du lac Dieppe (31O/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-16, 36 pages.
- ORTEGA, J., 2002 – Rapport sur les travaux d'exploration 2002, projet Gatineau JV (1510). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs ; GM 59949, 379 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.
- PEARCE, J. A., 1983 – Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Continental basalts and mantle xenoliths* (Hawkesworth C. J. and Norry M. J., editors). Shiva, Nantwich; pages 230-249.
- PEARCE, J. A. – CANN, J. R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDLE, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- 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.
- ROBIN, P.-Y. F. – JOWETT, E. C., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*; volume 121, pages 207-223.
- SHARMA, K. N. M. – SINGROY, V. H. – LÉVESQUE, J. – HÉBERT, C. – HINSE, M., 1999 – Use of radar images in the identification of major regional structures in the Grenville Province, Western Quebec. *Journal canadien de télédétection*; volume 25, numéro 3, pages 278-290.
- SPEAR, F. S. – KOHN, M. J. – CHENEY, J. T., 1999 – P-T paths from anatexitic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 134, pages 17-32.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- TREMBLAY, P., 1974 – Mineralogy and geochemistry of the radioactive pegmatites of the Mont-Laurier area, Québec. M.Sc. thesis, Queen's University, Ontario; 133 pages.
- TURCOTTE, B., 2002 – Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 2001, projet Lachabel 1510. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 59686, 258 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972 – The Grenville Province. *In: Variations in tectonic styles in Canada* (Price, R. A. and Douglas, R. J. W., editors). Geological Association of Canada ; special paper 11, pages 263-334.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. – GREGORY, A. F. – HAY, P. W. – GIOVANELLA, C. A. – REINHARDT, E. W., 1966 – Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec (31J and 31O). Geological Survey of Canada; paper 66-32, 32 pages.

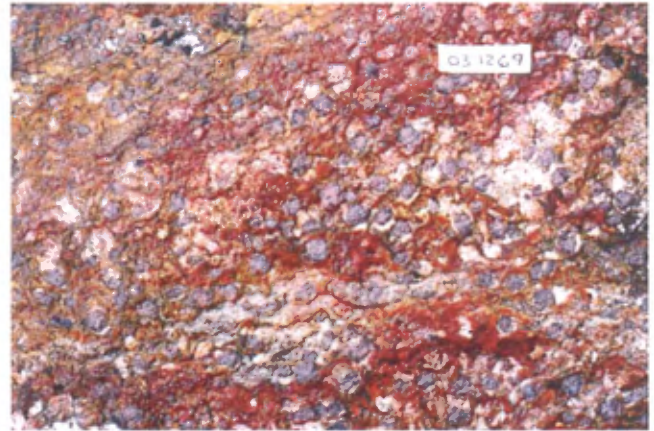




## ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES



**PHOTO 1** - Corps amiboïdes de métagabbronite baignant dans une matrice constituée de paragneiss à biotite, grenat, corindon, sillimanite, tourmaline et graphite (UTM : 529297E, 5211172N).



**PHOTO 2** - Paragneiss riche en grenat, typique de l'unité mPasc8 (photo prise au sud de la région du lac Pine près de la limite sud de cette région; UTM : 531315E, 5205166N).



**PHOTO 3** - Paragneiss à nodules de muscovite et fibrolite, typique de l'unité mPasc9 (UTM : 509400E, 5210549N).



**PHOTO 4** - Plis  $P_2$  dans l'unité mPasc10 composée de paragneiss gris moyen à biotite et muscovite, interlités avec des paragneiss quartzifères gris clair (UTM : 508353E, 5208021N).



**PHOTO 5** - Paragneiss à biotite et muscovite (1) au contact d'un quartzite (2) et d'un mobilisat (3). Le paragneiss et le quartzite font partie de l'unité mPasc10 (UTM : 509720E, 5210743N).



**PHOTO 6** - Roche calcosilicatée à diopside (mPasc6), chalcopyrite (traces) et molybdénite (traces) recoupée par des veines de quartz (UTM : 501315E, 5206640N).



# Résumé

Au cours de l'été 2003, la partie sud de la région du lac Pine (SNRC 310/02), située à une centaine de kilomètres au nord-est de Mont-Laurier, a été cartographiée à l'échelle de 1:50 000. Cette cartographie s'inscrit dans le cadre de l'évaluation du potentiel minéral de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville.

La région cartographiée comprend la Suite intrusive de Lacoste (1,45-1,38 Ga) constituée de tonalites, de diorites, de métagabbros et d'amphibolites. Les tonalites forment une grande masse homogène au nord de la Ceinture tandis que les métagabbros et les amphibolites constituent des filons-couches dans les métasédiments. Dans la partie est de la région, les tonalites sont associées à des rubans ou à des interdigitations d'orthoigneiss monzogranitiques. Ces orthoigneiss sont attribués à la Suite intrusive de Béthune (1,28 Ga). Les métasédiments appartiennent à la Suite métamorphique de L'Ascension (mPasc). Ils comprennent surtout des paragneiss à biotite et muscovite et des paragneiss à biotite et grenat  $\pm$  graphite, finement interlités ici et là avec des quartzites. Les paragneiss sont intercalés de marbre dolomitique, de marbre calcitique, de quartzite, de roches calcosilicatées et de paragneiss alumineux à biotite, sillimanite  $\pm$  fibrolite  $\pm$  muscovite  $\pm$  grenat. Certains niveaux de marbre calcitique et de quartzite contiennent de la tourmaline. Les paragneiss à nodules de muscovite ou de fibrolite  $\pm$  quartz  $\pm$  sillimanite sont un des types de paragneiss alumineux observés dans la région. Certains paragneiss renferment entre 5 et 15 % de mobilisats  $\pm$  tourmaline.

La région comprend en plus une partie d'une grande intrusion de granitoïdes, à texture porphyroïde ou oeilée, attribuée à la Suite AMCG de Morin (1,16-1,13 Ga). Les roches les plus jeunes sont représentées par le Monzogranite de Brockaby, une roche rose, hololeucocrate à biotite qui forme le pluton de Lynx ainsi que de nombreux dykes.

Dans la région cartographiée, les roches ont atteint le faciès supérieur des amphibolites et ont été affectées par au moins une phase de plissement parmi les trois qui y ont été identifiées.

Des compagnies d'exploration ont recherché de l'uranium dans des pegmatites blanches de la région du lac Pine. Cependant, la majorité des minéralisations que nous avons reconnues sont de type skarn et sont surtout logées dans des roches calcosilicatées à diopside  $\pm$  scapolite. Ces roches renferment entre 180 ppm et 0,57 % Cu et entre 100 et 300 ppm Zn. Des roches calcosilicatées, localisées à la fois au contact des monzogranites de type Brockaby et dans un secteur où les sédiments de ruisseau sont anomaux en W, Mo, Sb  $\pm$  Cu, constituent une bonne cible d'exploration pour d'autres gîtes de type skarn. Des teneurs anormales en Cu ou en Zn ont aussi été relevées dans des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite, dans une amphibolite et dans des gneiss à biotite. La teneur en graphite des paragneiss varie de 0,46 à 2,49 % Cg. Des sites de marbre dolomitique et de roches relativement riches en sillimanite et/ou muscovite mériteraient des travaux plus détaillés pour en évaluer le potentiel en pierre architecturale ou en minéraux industriels.

