

# RG 2001-02

Géologie de la région de lac Melonèze, 22E/10

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

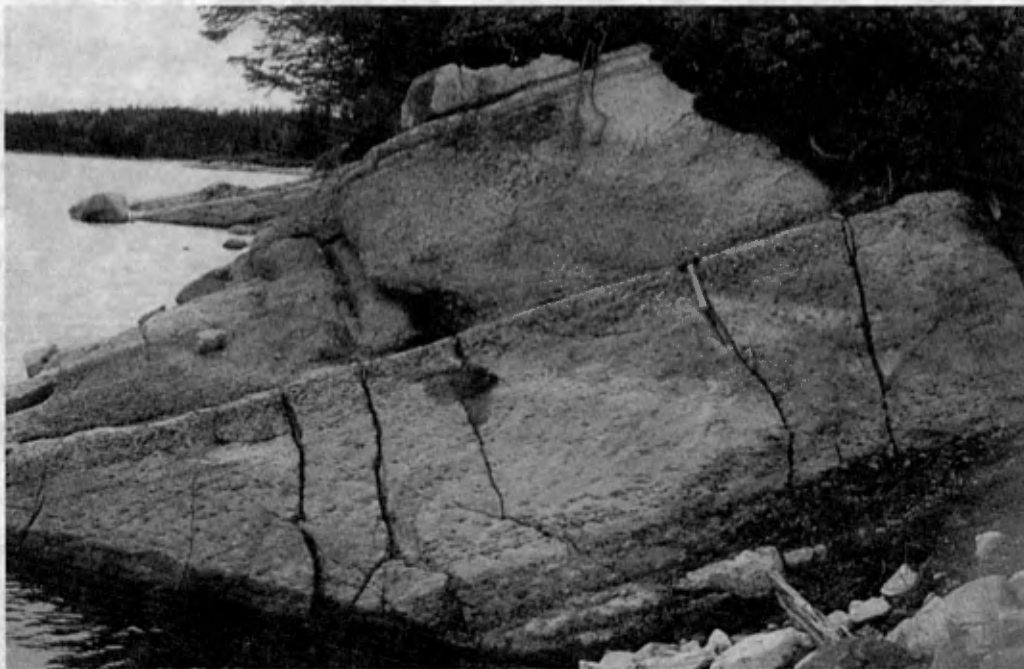
Québec 

# GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE LAC MÉLONÈZE (SNRC 22E/10)

Claude Hébert

**RG 2001-02**

Accompagne les cartes  
SI-22E10-C3G-01E



Litage primaire à faible pendage, dans des niveaux d'anorthosite et de leuconorite le long des berges du réservoir Pipmuacan.

# Géologie de la région de Lac Mélonèze (22E/10)

Claude Hébert

**RG 2001-02**

Accompagne la carte SI-22E10-C3G-01E

## RÉSUMÉ

Les roches dominantes de la région de Lac Mélonèze (22E/10) appartiennent à la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Il s'agit surtout d'anorthosite, de leuconorite, de norite, de gabbronorite, de gabbro à olivine et de troctolite. Les roches ultramafiques sont la pyroxénite, la péridotite et l'ilméninite. Un gneiss rubané, gris et blanc rosé, forme le socle de cette région et affleure dans le coin SE de celle-ci. Le Granite de la Carpe et le Granite de Simon sont les roches les plus jeunes. Lors de l'orogénie grenvillienne, plusieurs événements tectoniques ont affecté les roches de la région. Il y a d'abord eu un important épisode de chevauchement dont la direction de transport a été du SE vers le NW. Il fut suivi du développement d'un corridor de déformation orienté NE-SW dont le mouvement est dextre. Finalement, il y a eu formation de zones de cisaillement orientées NNE-SSW et dont le mouvement est en décrochement senestre. Plusieurs failles fragiles, très tardives et orientées NW-SE sont observées. Elles seraient probablement associées à la formation du Graben du Saguenay.

L'apatite est principalement associée aux niveaux de roches ultramafiques du faciès mPlsj2. La meilleure valeur de  $P_2O_5$  est de 16 % et plusieurs échantillons contiennent entre 3,5 et 4,5 % de  $P_2O_5$ . Des valeurs en  $TiO_2$  supérieures à 45 % ont été obtenues ainsi qu'une valeur de 1,49 % en  $Cr_2O_3$  et une teneur de 2800 ppm de V.

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**

**Direction**

Alain Simard

**Chef du service géologique de Québec**

Pierre Verpaelst

**Responsable des inventaires géologiques**

Robert Marquis

**Lecture critique**

Réal Daigneault (UQAC)

André Gobeil (MRN)

**Édition et mise en page**

Jean-Pierre Lalonde

**Dessin assisté par ordinateur**

Charlotte Grenier

Paul Brouillette

Nathalie Drolet

**Supervision technique**

André Beaulé

Document accepté pour publication le 01/01/29

---



---

**TABLE DES MATIÈRES**


---

INTRODUCTION .....	5
Objectif .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail .....	5
Travaux antérieurs .....	9
Remerciements .....	9
GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	9
STRATIGRAPHIE .....	9
Description des lithologies .....	10
Gneiss rubané (M1a[RU]) .....	10
Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean .....	10
Brèche intrusive (mPlsj7) .....	10
Gabbro de Steve (mPlsj6) .....	10
Gabbro à olivine et gabbro (mPlsj5) .....	10
Faciès non enrichis en apatite - Anorthosite et leuconorite .....	10
Faciès enrichis en apatite - Anorthosite et leuconorite .....	11
Faciès enrichis en apatite - Leuconorite, anorthosite, norite, troctolite, ultramafites (mPlsj2) .....	11
Gabbronorite, leuconorite (mPlsj1) .....	12
Granite de Simon .....	12
Tonalite à biotite (mPmon2) .....	13
Granite (mPmon1) .....	13
Granite de la Carpe (mPcar) .....	13
MÉTAMORPHISME .....	15
GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	16
Fabrique $S_0$ .....	16
Chevauchement .....	16
Corridor de déformation NE-SW .....	19
Failles NNE-SSW .....	19
Failles normales .....	20
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	20
CONCLUSION .....	21
RÉFÉRENCES .....	21
ANNEXE .....	23
ANNEXE .....	25



## INTRODUCTION

### Objectif

La cartographie géologique de la région du Lac Mélonèze (22E/10) (Figure 1) fait suite à la campagne de cartographie des feuillets Lac à Paul (22E/15) (Hébert et Beaumier, 2000a) et de la demie est du feuillet de Chute des Passes (22E/14) (Hébert et Beaumier, 2000b), réalisé en 1998 (Figure 2). Cette campagne fut entreprise suite à la découverte de différents indices minéralisés. Certains indices renferment ~ 20 % d'apatite tandis que d'autres sont enrichis en sulfures contenant des teneurs de 1,22 % de Ni, de 0,38 % de Cu et de 951 ppm de Co. Il y a aussi des indices renfermant 0,11 % de V et 2,15 % de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Au cours de la présente campagne, trois feuillets adjacents ont été en partie visités. Il s'agit de la demie est du

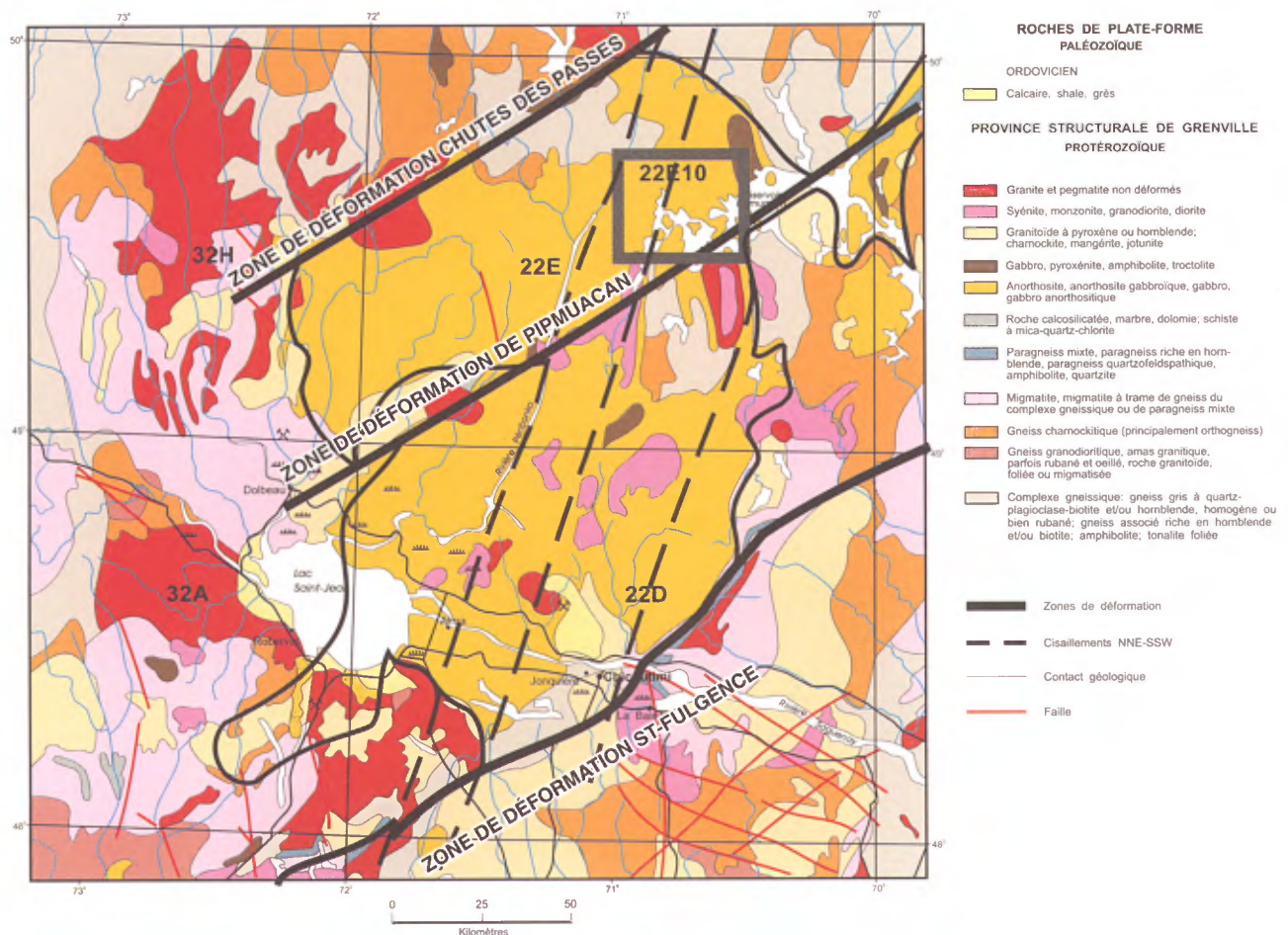
feuillet 22E/06 (Lac Lemoine), du coin SE du feuillet 22E/11 (Lac D'Ailleboust) et des marges W et N du feuillet 22E/07 (Lac Rouvray) (Hébert *et al.*, 1999 a, b, c) (Figure 2). Le feuillet du Lac Rouvray avait été cartographié en 1966-67 à l'échelle 1 : 63 360 par Kehlenbeck (1977).

### Localisation et accès

La région du Lac Mélonèze se situe à près de 120 km au nord de la ville de Chicoutimi. (Figure 1). On y accède via le village de Saint-David de Falardeau en empruntant une route gravellée qui longe l'extrémité ouest du feuillet 22E/10. Le nord et l'ouest de la région sont accessibles en utilisant de nombreux chemins forestiers. Tandis que la rivière Manouane donne accès au coin NW, le Réservoir Pimpuacan couvre le SE du feuillet (Figure 1).

### Méthode de travail

La majorité des cheminements furent effectués en longeant les chemins forestiers et leurs embranchements, ainsi



**FIGURE 1** - Géologie régionale simplifiée et localisation du feuillet Lac Mélonèze (22E/10) par rapport aux roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean et aux principales zones de cisaillement. (Modifié de Avramtchev, 1993)





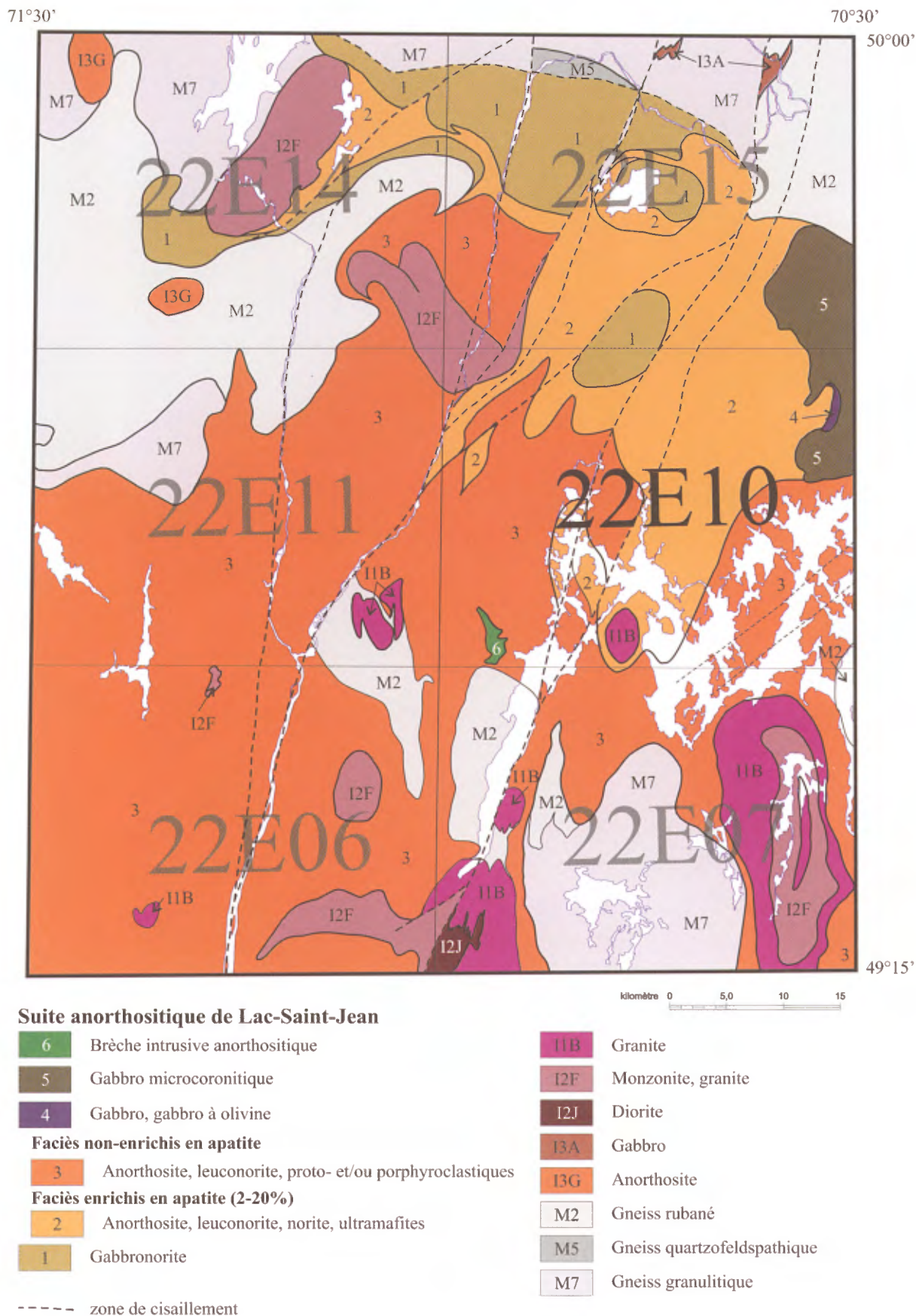


FIGURE 2 - Géologie du feuillet Lac Mélonze (22E/10).



que le long des berges de la partie NW du réservoir Pimpuacan. La partie NE de la région, difficilement accessible, nécessite l'utilisation de l'hélicoptère pour effectuer une série de traverses.

Toutes les informations géoscientifiques de ce projet sont contenues dans une base numérisée qui est disponible dans le système d'information à références spatiales (système SIGÉOM) du ministère des Ressources naturelles.

### Travaux antérieurs

La région a été cartographiée antérieurement dans le cadre d'un vaste projet de cartographie géologique appelé « Projet Grenville ». Ce projet d'envergure a été réalisé durant les années 1960 et le début des années 1970 (Laurin et Sharma, 1975).

### Remerciements

Nos remerciements vont d'abord aux géologues du projet soient : Madame Michèle Roberge et Messieurs Marc Beaumier, Gabriel Machado, Bernard-Olivier Martel et Bronislaw Popiela. Notre gratitude s'adresse aussi à Madame Johanne Pouliot, étudiante, à Messieurs Michel Tremblay et Christian Martel, étudiants, et à Monsieur Jonathan Brassard stagiaire en technique des ressources minérales. MM. Edgar St-Onge, ouvrier, et Daniel Thibault, cuisinier, sont les autres membres de l'équipe que nous tenons à remercier.

## GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Lac Mélonèze (22E/10) se situe dans la Province géologique de Grenville et d'après les subdivisions suggérées par Rivers *et al.* (1989), elle fait partie de la *Ceinture allochtone polycyclique*. Le feuillet 22E/10 se situe dans la partie nord de l'immense masse intrusive que constituent les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean qui forme une suite de type AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite).

Le substratum de la région est représenté par un gneiss rubané gris et blanc rosé qui affleure uniquement au coin SE de la région.

Les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean reposent sur les gneiss et couvrent la majeure partie de la région (Figure 2). Ce sont des roches mafiques et ultramafiques dont l'anorthosite, la leuconorite, la norite, le gabbro-norite, le gabbro à olivine, le gabbro, la pyroxénite, la péridote et l'ilménite.

Cette suite anorthositique est le résultat d'injections multiples de magma qui ont formé des lobes qui se sont agglomérés et couvrent aujourd'hui une superficie de plus de 20 000 km<sup>2</sup> (Hébert, 1999).

Sur le plan structural, le processus de mise en place des roches de la suite anorthositique a été favorisé par la présence de deux importants systèmes de failles qui ont rejoués au moment de l'orogénie grenvillienne (Hébert 1991, 1999 ; Hébert *et al.*, 1998; Hébert et Lacoste, 1998a, b, c, d; Hébert et Beaumier, 2000b et Daigneault *et al.*, 1999). Il s'agit d'abord des zones de cisaillement NE-SW représentées par trois principaux corridors de déformation. Les deux premiers corridors sont : la Zone de déformation de Saint-Fulgence qui est située au contact SE entre la masse anorthositique et ses encaissants et, la Zone de déformation de Chute des Passes qui se trouve au contact NW entre la même masse et ses encaissants. Le type de déplacement observé le long de ces deux structures, est un chevauchement vers le NW. Le troisième corridor de déformation est la Zone de déformation de Pimpuacan qui coupe les roches de la suite anorthositique à peu près au centre de la masse intrusive. Les linéations qui y ont été observées sont soit horizontales, soit verticales, selon l'endroit où l'on se trouve le long de cette structure qui s'étire sur plus de 150 km à l'intérieur de la région du feuillet 22E (Réservoir Pimpuacan). Le second système de failles est formé par une série de failles en décrochement, orientées NNE-SSW qui affectent les grandes zones de cisaillement NE-SW (Figure 1). D'ailleurs, la région de Lac Mélonèze est aussi traversée, dans sa partie centrale, par une de ces zones de cisaillement (NNE-SSW) dont le mouvement est en décrochement senestre.

Une série de failles normales tardives associées à la formation du Graben du Saguenay traversent aussi la région et elles ont une orientation NW-SE.

Les granites de la Carpe et de Simon affleurent respectivement au NW et au centre sud de la région (Figure 2).

## STRATIGRAPHIE

Selon la chronologie des événements, le gneiss rubané, gris et blanc rosé, est antérieur aux roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean. Les âges U-Pb obtenus sur des échantillons provenant de la partie sud de la masse intrusive, que constitue cette suite anorthositique, permettent de situer sa mise en place entre 1160 et 1140 Ma (Hervet, 1994; Higgins et van Breemen, 1992, 1996). Le Granite de la Carpe et le Granite de Simon sont pour leur part des intrusions felsiques tardives.

Il est à noter que le chiffre qui suit le code lithodémique (ex : mPlj2, etc..) n'a pas de signification chronologique.

## Description des lithologies

### Gneiss rubané (M1a[RU])

À l'extrémité SE de la région (Figure 2), on observe quelques affleurements de gneiss rubané (Annexe; Photo 1). Ce rubanement est tectonique et il est caractérisé par l'alternance de gneiss de composition granodioritique à tonalitique de couleur grise et de niveaux de gneiss granitique qui sont soit pegmatitiques, soit à grains fins et de couleur blanc rosé. Il y a aussi des niveaux d'amphibolite noire.

Le même type de gneiss rubané affleure dans la partie NE du feuillet Lac-à-Paul (22E/15), adjacent au nord, et au SE de celui de Chute-des-Passes (22E/14), situé au NW (Hébert et Beaumier, 2000a, b).

### Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean

#### *Brèche intrusive (mPlsj7)*

Cette brèche est située sur la carte près du coin SW. Comme il n'y a que quelques affleurements de cette lithologie, nous signalons sa présence, mais nous avons peu de données qui permettraient d'élaborer sur son origine.

Visuellement, il s'agit d'une brèche intrusive à matrice leuconoritique renfermant des fragments anguleux d'anorthosite, de norite et de gabbro qui possèdent parfois un litage primaire (Annexe; Photo5). Les roches mafiques renferment aussi des cristaux de plagioclase fortement poéclitiques. À l'exception d'un affleurement de cette brèche située sur une petite île de la Baie Pamoucachiou, dans le feuillet adjacent au sud (Hébert *et al.*, 1999c), nous n'en n'avons pas vu ailleurs dans la présente région, ni même dans les secteurs visités appartenant aux feuillets adjacents (Hébert et Beaumier, 2000a,b; Hébert *et al.*, 1999 a, b). Finalement, un dyke de microgabbro gris, à grain fin, coupe la brèche. Ce dyke renferme aussi des fragments anguleux de la brèche qu'il coupe (Annexe; Photo 5). Ce type de dyke, plutôt sporadique, a déjà été observé dans la partie NE de la présente région ainsi que dans la région du Lac à Paul, adjacente au nord (Hébert et Beaumier, 2000a).

#### *Gabbro de Steve (mPlsj6)*

Le Gabbro de Steve se situe dans le coin NE (Figure 2) de la région. Ce gabbro est microcoronitique où l'orthopyroxène est entouré de hornblende et de biotite. Cependant, le clinopyroxène de type augite à ferro-augite, domine l'orthopyroxène, qui est de type hypersthène à ferro-hypersthène. Cette roche est de couleur poivre et sel, tant en surface altérée qu'en surface fraîche. Elle est aussi très massive et renferme par endroits de nombreuses enclaves d'anorthosite, de leuconorite, de norite, de gabbro à grain grossier, de

pyroxénite et de roches enrichies en ilménite-magnétite. Ce faciès est tardif par rapport aux autres roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean qui ont été décrites précédemment.

#### *Gabbro à olivine et gabbro (mPlsj5)*

Le gabbro à olivine affleure dans la partie NE de la région (Figure 2). Il se trouve au contact entre les norites, les leuconorites et les anorthosites enrichies en apatite (mPlsj2) et le gabbro de Steve (mPlsj8). Ce gabbro à olivine, de couleur gris foncé en surface altérée et noire en surface fraîche, possède jusqu'à 35 % d'olivine dont la composition normative est de type forstérite (Fo<sub>70</sub>). Le plagioclase est une labradorite et il constitue près de 50 % de la roche totale. Le gabbro à olivine contient de 15 à 20 % de minéraux ferromagnésiens dont l'ortho- et le clinopyroxène qui sont le plus souvent entourés d'amphibole. Ces amphiboles ont des compositions très variables. En plus de la hornblende verte, on note dans certains cas la présence d'amphibole ferromagnésienne telle que la cummingtonite de type grunérite ou encore d'amphibole sodique ferrique comme la kato-phorite.

#### *Faciès non enrichis en apatite - Anorthosite et leuconorite*

##### *a) Anorthosite et leuconorite porphyroclastiques (mPlsj4a)*

Ce faciès occupe une grande partie du secteur W de la région (Figure 2). On y trouve presque essentiellement de l'anorthosite et de la leuconorite, à plagioclase gris ou bleu et rarement mauve. De très minces et très rares niveaux de gabbro et de pyroxénite ont été observés. Ces roches sont moyennement à fortement recristallisées et la taille des cristaux de plagioclase varie de grenue, à grossière, à mégacristique. Le litage primaire est parfois présent. Là où la roche est moyennement recristallisée, la surface d'altération est gris clair et la surface fraîche permet d'observer des porphyroclastes de plagioclase dont la couleur est grise ou bleue. Lorsque l'anorthosite est fortement recristallisée, la texture porphyroclastique est plus prononcée et la roche est blanche autant en surface altérée qu'en surface fraîche. Les plus gros cristaux de plagioclase baignent dans une matrice de plagioclase à texture granoblastique. Les minéraux ferromagnésiens ont une texture coronitique où l'amphibole entoure le pyroxène lorsqu'il est encore présent, tandis que la biotite entoure la magnétite. L'apatite est accessoire et sa distribution est inégale.

En lames minces, la roche possède différentes textures telles que : porphyroclastique, granoblastique interlobée, polygonale ou encore, gneissique. La composition normative du plagioclase varie de la labradorite à l'anorthite. Il est souvent séricitisé et parfois partiellement ou entièrement remplacé par la scapolite. L'ortho- et le

clinopyroxène sont presque toujours ouralitisés en amphibole verte qui les entoure ou les remplace entièrement. La biotite n'est pas toujours présente et elle est affectée par un début de chloritisation. Certaines lames minces permettent d'observer du quartz qui entoure le plagioclase en un très mince liséré. Ce quartz qui peut former jusqu'à 2 % de la roche, provient d'une réaction entre les pyroxènes et le plagioclase en présence d'eau. Les produits de cette réaction sont la hornblende verte et le quartz.

*b) Anorthosite et leuconorite proto- à porphyroclastiques (mPlsj4b)*

Ce faciès affleure dans la partie SE de la région (Figure 2). Il est similaire au faciès précédent (mPlsj4a), à l'exception du fait qu'ici, le litage primaire, qui est particulièrement bien préservé (Annexe; Photo4), est observé sur tous les affleurements sans exception. Les lits individuels ont une épaisseur qui varie de quelques dizaines de centimètres à un maximum de 1 à 2 mètres. Le litage est plus facile à voir dans la leuconorite puisque les minéraux ferromagnésiens en soulignent l'attitude. Dans l'anorthosite, c'est la variation dans la granulométrie des plagioclases qui définit les différents niveaux. En effet, on observe des lits composés seulement de mégacristaux de plagioclase pouvant atteindre 10 à 15 cm de longueur, tandis que d'autres lits peuvent être composés en entier de cristaux équigranulaires de plagioclase dont la longueur ne dépasse pas 1 cm. D'autres niveaux ont la particularité de renfermer des blocs d'anorthosite baignant dans une matrice leuconoritique ou anorthositique à granulométrie moyenne et homogène.

Le plagioclase est essentiellement gris et peut, par endroits, avoir une légère teinte mauve. Sa composition normative varie de la labradorite à l'anorthite. Ce faciès se caractérise aussi par un très faible contenu en apatite.

L'unité renferme des niveaux ou dykes décimétriques de clino- et d'ortho-pyroxénite à granulométrie très grossière. L'abondance de l'ilménite, comme de la magnétite, est plutôt faible si on la compare avec celle des pyroxénites du faciès mPlsj2.

***Faciès enrichis en apatite - Anorthosite et leuconorite***

*a) Anorthosite et leuconorite à plagioclase mauve (mPlsj3a)*

Ce faciès affleure dans la partie NW de la région (Figure 2) et il est caractérisé par de l'anorthosite et de la leuconorite à plagioclase mauve. En surface altérée, la roche est gris blanchâtre à gris foncé et en surface fraîche le plagioclase est mauve foncé. Ces roches sont le plus souvent protoclastiques où le plagioclase atteint les 20 cm de longueur et le pyroxène varie de 5 à 10 cm. Le pyroxène est coronitique, c'est-à-dire qu'il est entouré d'amphibole verte et parfois

d'un peu de biotite. La biotite est aussi en couronne autour de la magnétite et de l'ilménite. Ce faciès renferme de 1 à 15 % d'apatite.

En lame mince, l'anorthosite mauve renferme du pyroxène faiblement ouralitisé. Les porphyroclastes de plagioclase ne sont pas communs ni la texture granoblastique. La leuconorite a un contenu en minéraux ferromagnésiens qui se situe entre 10 et 20 % de la roche totale.

*b) Anorthosite et leuconorite à plagioclase gris ou bleu (mPlsj3b)*

En contact avec le faciès précédent (Figure 2), ces roches ont par endroits une texture protoclastique, mais la texture porphyroclastique domine. Cette dernière est héritée de la déformation de ces roches lors d'un épisode majeur de déformation en régime chevauchant. Là où la déformation est faible, le litage primaire est bien préservé. Tout comme les roches du faciès précédent, ces roches sont enrichies en apatite (1 à 15 %).

***Faciès enrichis en apatite - Leuconorite, anorthosite, norite, troctolite, ultramafites (mPlsj2)***

Cet assemblage affleure principalement au NE et au centre de la région (Figure 2). La leuconorite et l'anorthosite dominent ce faciès car elle en constituent plus de 75 %. La leuconorite, l'anorthosite et la troctolite ont une altération de surface qui est blanchâtre et le litage primaire est visible sur plus de la moitié des affleurements. Dans la leuconorite, le litage est marqué par l'alternance de niveaux leucocrates composés presque exclusivement de plagioclase et de niveaux mélanocrates marqués par une abondance de minéraux mafiques. Dans l'anorthosite, c'est l'alternance de niveaux dont la granulométrie est différente qui font apparaître le litage.

La troctolite renferme jusqu'à 50 % d'olivine qui montre souvent une texture kélyphitique. Cette texture est constituée d'olivine entourée de pyroxène sous forme d'une mince couronne et ce dernier est lui-même entouré d'amphibole verte. Le spinelle est parfois présent.

Il est à noter qu'à l'est de la grande zone de cisaillement orientée NNE-SSW qui traverse la région du nord au sud, à peu près au centre de celle-ci, le plagioclase est majoritairement de l'andésine tandis que du côté ouest c'est principalement de la labradorite.

La composition normative de l'olivine est variable selon les assemblages. Par exemple, dans les secteurs où la troctolite est principalement associée à la leuconorite et à l'anorthosite, l'olivine de type forstérite domine avec un maximum de Fo<sub>70</sub>-Fa<sub>30</sub>. Lorsque les roches de composition noritique sont accompagnées de niveaux de roches mafiques et ultramafiques, la composition de l'olivine oscille à la limite entre la forstérite et la fayalite (Fo<sub>60</sub>-Fa<sub>40</sub> à Fo<sub>30</sub>-Fa<sub>70</sub>).

La norite est grisâtre en surface altérée et le plagioclase est mauve en surface fraîche. La roche a conservé partiellement une texture subophique. Les minéraux ferromagnésiens ont une texture coronitique bien développée (Annexe; Photo 2) et le plagioclase est faiblement recristallisé.

L'ortho- et le clinopyroxène primaires sont relativement bien préservés et forment environ 20 % de la roche tandis que la hornblende verte en constitue près de 25 %. L'orthopyroxène domine le clinopyroxène. L'orthopyroxène est de type hypersthène et le clinopyroxène est de type augite.

L'apatite est présente sur tous les affleurements de norite, de leuconorite, de troctolite et d'anorthosite. Des quantités de 5 à 9 % d'apatite sont fréquentes tandis que le minimum est de 2 % et des maximums s'échelonnent entre 15 et 20 %.

Les roches ultramafiques qui font partie de cet assemblage sont la pyroxénite, la péridotite et l'ilméninite. Ces roches ultramafites se présentent autant sous la forme de niveaux concordants que celle de dykes dont l'épaisseur varie de décimétrique à pluri-décamétrique.

La clinopyroxénite est une roche de couleur vert sombre tandis que l'orthopyroxénite est noire (Annexe; Photo3). En surface fraîche toutes ces roches sont noires. Le grain est grossier à mégacrastique (5 à 10 cm) et rarement grenu. Les cristaux de pyroxène sont souvent parfaitement hexagonaux et parfois anguleux. C'est une roche massive qui renferme toujours de l'ilménite et de la magnétite qui sont intergranulaires. En lames minces, la texture de type cumulus est dominante. On trouve autant de clinopyroxénite (augite) que d'orthopyroxénite (hypersthène). Le plagioclase, en très faible quantité, est intercumulus par rapport aux pyroxènes. Entre les pyroxènes, on observe fréquemment un peu de biotite et de la cummingtonite de type grunérite.

La péridotite est une roche gris foncé à noire verdâtre en surface fraîche et gris sombre, plus ou moins verdâtre, en surface altérée. La granulométrie varie de moyenne à fine et la roche renferme toujours des oxydes (15-20 %) de titane et de fer. La péridotite renferme rarement du pyroxène. En lames minces, cette roche est formée d'un cumulat de cristaux d'olivine (55-60 %) qui sont parfois faiblement serpentinisés et qui baigne dans une matrice d'ilménite et de magnétite avec du spinelle vert. L'olivine normative est nettement de type fayalite avec un rapport  $Fa_{80-90}-Fo_{10-20}$ . L'apatite (5 à 20 %) est partout présente dans la roche et le diamètre des cristaux peut atteindre 2 à 3 mm. Le pyroxène, plutôt rare est généralement de l'hypersthène dans laquelle on observe de nombreuses textures de Schieler où la magnétite et l'ilménite se concentrent le long des plans de clivage du minéral. Il s'agit de la lithologie qui offre le meilleur potentiel pour l'apatite.

Les roches à oxyde de titane (ilméninite) dominent celles à oxyde de fer (magnétite). Le contenu en ilménite peut atteindre 30 à 85 % de la roche tandis que le contenu en magnétite varie de 3 à 14 %. Des résultats d'analyses ont donné jusqu'à 45 % de  $TiO_2$ . Ces roches renferment aussi du vanadium dont les meilleures teneurs se situent autour

de 2500 à 2800 ppm de V, ce qui signifie environ 0,5 % de  $V_2O_5$ . Des teneurs intéressantes en chrome ont aussi été décelées. La meilleure teneur est de 11000 ppm de Cr, ce qui représente environ 1,49 % de  $Cr_2O_3$ . L'ilméninite à magnétite possède une granulométrie fine à grossière et, tout comme dans la région de Lac à Paul qui est adjacente au nord (Hébert et Beaumier, 2000a, Cimon et Hébert, 1998), elle renferme du spinelle alumineux dont certains cristaux peuvent atteindre 0,5 cm de diamètre.

La carte aéromagnétique de la région (Figure 3) permet de différencier les zones où les roches ultramafiques sont les plus abondantes dans le contexte norite-leuconorite-anorthosite-troctolite.

### ***Gabbronorite, leuconorite (mPlsj1)***

Ce faciès est la continuité vers le sud d'une masse de gabbronorite déjà identifiée dans la région du feuillet Lac-à-Paul qui est adjacente au nord (Hébert et Beaumier, 2000a)(Figure 2).

Le gabbronorite est le plus souvent de couleur brunâtre à noir verdâtre en surface altérée, mais il possède aussi des niveaux qui sont poivre et sel. En surface fraîche, la roche est noire à gris moyen selon le contenu en minéraux ferromagnésiens. La leuconorite est d'un brun plus clair en surface altérée et grise à mauve pâle en surface fraîche.

La granulométrie du gabbronorite et de la leuconorite varie de moyenne à fine et, lorsqu'ils sont peu déformés, leur textures ophitiques à subophitiques d'origine sont bien préservées. Le plagioclase, de type labradorite, est porphyroclastique, mais il devient granoblastique à texture polygonale dans les zones de déformation qui limitent les côtés est et ouest des gabbronorites et leuconorites. Les pyroxènes (ortho- et clino-) sont coronitiques et toujours entourés de hornblende et parfois de biotite. Dans les roches déformées, les pyroxènes disparaissent complètement au profit de la hornblende verte qui est parfois accompagnée de cummingtonite et de biotite.

Ces roches sont dotées d'un faible magnétisme par rapport à celles qui composent le faciès de norite-leuconorite-anorthosite (mPlsj2) qui l'entoure.

### **Granite de Simon**

Cette petite masse intrusive affleure au centre sud de la région (Figure 2). Tout comme le Granite de la Carpe, ce lithodème est bi-modal et comprend une phase felsique et une autre de composition intermédiaire. Des affleurements de brèche intrusive ont été observés en bordure et à l'intérieur de ce granite. Des enclaves anguleuses d'anorthosite, baignant dans une matrice granitique, indiquent la nature post-anorthositique de la mise en place de ce pluton. D'ailleurs de nombreux dykes de granite coupent les roches de la suite anorthositique et ce jusqu'à plusieurs kilomètres de la masse granitique principale.



### Tonalite à biotite (mPmon2)

Ce faciès de composition intermédiaire est comagmatique au granite et au monzogranite. Il se présente sous forme de lentilles allongées parallèlement à la foliation qui est orientée à peu près N-S. Il s'agit principalement de tonalite à biotite de couleur grise très pâle à blanchâtre et, lorsque la teneur en biotite augmente (jusqu'à 20 %), la roche devient plutôt grise.

### Granite (mPmon1)

Le granite mPmon1, qui correspond à la phase felsique, comprend du granite, du monzogranite et quelques affleurements de composition granodioritique. La roche a une teinte blanc rosé; elle est massive à foliée et la granulométrie est moyenne à grossière, parfois porphyrique. Sur le plan minéralogique, le microcline est le feldspath principal. Le plagioclase est de type oligoclase dont la calcicité mesurée va de An<sub>20</sub> à An<sub>35</sub>. Les minéraux ferromagnésiens (5 à 15 %)

sont d'abord la biotite, et en second lieu, la hornblende. L'apatite, le zircon, le sphène de type leucoxène et l'allanite sont partout présents. La magnétite compte pour 1 à 3 % de la roche totale.

### Granite de la Carpe (mPcar)

Il y a peu d'affleurements du Granite de la Carpe dans notre région. Il affleure principalement dans la région correspondant au feuillet de Chute des Passes (22E/14, Hébert et Beaumier 2000b) située au NW (Figure 2). Cette masse intrusive de composition bi-modale comprend une phase felsique (mPcar1) et une phase de composition intermédiaire (mPcar2). Des roches de cette composition intermédiaire n'ont été observées que sur deux affleurements. Près de la limite SE de cette masse granitique, on observe une brèche intrusive renfermant des enclaves d'anorthosite et de norite. Ce fait est un indice que la mise en place de ce pluton est un événement post-anorthositique. Cependant, il y a aussi des lambeaux de roches anorthositiques dont les dimensions

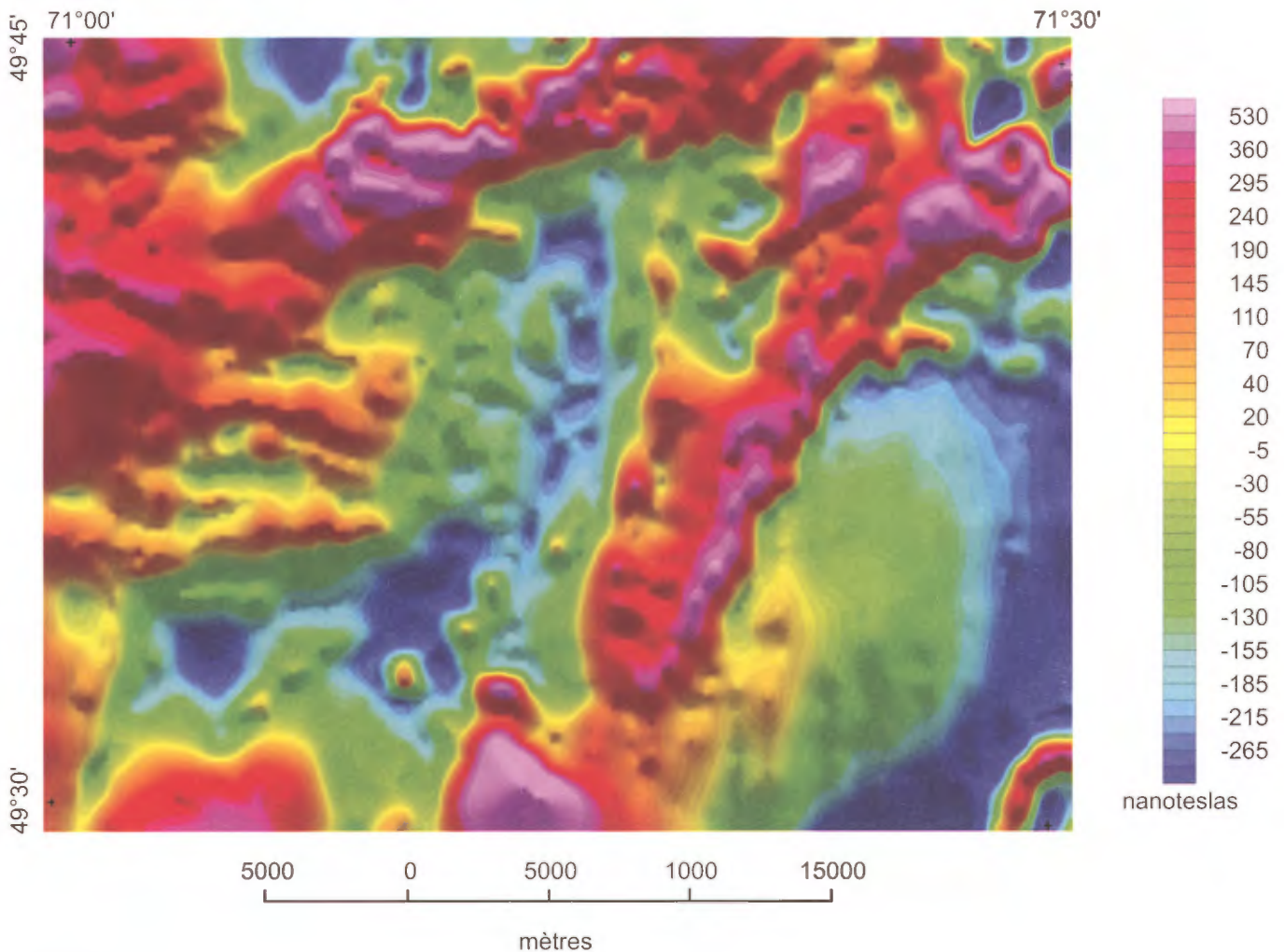


FIGURE 3 - Champ magnétique total résiduel de la région de Lac Mélonèze (Dion et Lefèbre, 2000).





sont décamétriques. Ces lambeaux ont toutefois été incorporés dans le granite au cours d'un épisode de chevauchement car cette portion du Granite de la Carpe est coupée par une importante zone de déformation dont l'orientation est NE-SW (cf : section sur la géologie structurale).

La phase felsique est composée de granite et de monzonite plus ou moins quartzique, avec ou sans hypersthène. Ce sont des roches de la suite charnockitique où le granite (charnockite) est de couleur beige rosé en surface altérée et rose à brun-beige en surface fraîche, tandis que la monzonite (mangérite) est plutôt brun chamois en surface altérée et beige brunâtre en surface fraîche. Par contre, certains échantillons sont de teinte verdâtre. Les roches de cette phase sont à grain moyen à fin, mais de rares phénocristaux de feldspath peuvent être observés. Les minéraux mafiques sont surtout la hornblende et la biotite avec, par endroits, l'orthopyroxène (hypersthène).

Les affleurements de roches de composition intermédiaire sont composés de diorite gabbroïque de couleur gris foncé à noire. Leur granulométrie est généralement fine.

## MÉTAMORPHISME

Les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean couvrent la quasi-totalité de la région de Lac Mélonèze à l'exception de quelques affleurements de gneiss rubané localisés dans le coin SE. Nous n'avons donc pas, dans cette région, de roches qui renferment une paragenèse minérale typique d'un faciès métamorphique régional. De plus, même si les roches de la suite anorthositique renferment de l'orthopyroxène, ce minéral ne peut servir comme indicateur d'un métamorphisme régional au faciès des granulites puisque ce minéral est primaire.

La texture coronitique de ces roches ne peut pas servir de critère pour établir le faciès métamorphique car ces textures se sont formées au moment du refroidissement du magma; il s'agit donc d'une texture primaire. La composition de ces couronnes nous donne cependant une information très utile sur les conditions de température et de pression existantes au moment du refroidissement de ce magma.

Green et Ringwood (1967) ont proposé un diagramme dans lequel ils ont établi des champs de stabilité de différentes lherzolites selon qu'elles sont à plagioclase, à spinelle ou à grenat. En résumé, la minéralogie des couronnes est indicatrice des conditions de température et de pression prévalant au moment du refroidissement du magma. Pour une température donnée, on obtient différents assemblages selon le niveau de pression atteint. Ce niveau de pression correspond à la profondeur à laquelle le magma se trouve au moment de la cristallisation. Par exemple, à une température

moyenne de 1000°C, ces auteurs proposent les assemblages suivants, selon le niveau de pression :

(OV-OX-CX-PG)\* à P = 5 Kbar

(OV-OX-CX-SL)\* à P = 15 Kbar

(OV-OX-CX-GR)\* à P = 25 Kbar

\* : Les codes de ces minéraux suivent la légende de Sharma (1996).

Yardley (1989) suggère que les conditions de formation de ces couronnes, à l'intérieur de grandes masses de magma mafique, obéissent à des conditions de refroidissement que l'on rencontre près de la surface de la croûte, mais ces masses ne doivent être exposées à aucun épisode de métamorphisme. Elles doivent aussi survivre à un enfouissement et à un réchauffement régional, encore là, sans aucun métamorphisme, et ce même si des températures très élevées sont atteintes. Ces conditions pourraient correspondre à celles de la mise en place d'intrusions mafiques dans des roches plutôt sèches telles que des gneiss felsiques. Il faut aussi que l'enfouissement de ces masses puisse se faire sans qu'il y ait de déformation ayant permis l'introduction de fluide qui aurait engendré la formation de minéraux hydratés caractéristiques d'un faciès métamorphique de bas grade.

Dans les troctolites de la région de Lac Mélonèze, la réaction entre l'olivine et le plagioclase produit des couronnes dans lesquelles la séquence des minéraux, en allant du centre vers l'extérieur, est la suivante: OV-OX-CX-SL.

Cette séquence minérale, dans les couronnes observées, correspondrait à une profondeur de cristallisation d'environ 45 km (1 Kb = 3 km ; Winkler, 1974) pour les roches de la suite anorthositique de la région de Lac Mélonèze.

Toutefois, à la minéralogie des couronnes, il faut tenir compte de la formation de minéraux de deuxième génération, c'est-à-dire d'origine métamorphique. C'est le cas de l'orthopyroxène et du spinelle de deuxième génération observés en lame mince ainsi que de la hornblende verte, de l'amphibole blanche et de la biotite. Cette dernière paragenèse procède, selon nous, d'un rétro-métamorphisme causé par un apport d'eau au moment de l'épisode de chevauchement. Cet épisode est associée à l'orogénie grenvillienne laquelle est post mise en place des roches de la suite anorthositique.

D'autres assemblages sont associés à des phénomènes tectoniques locaux tels que les zones de cisaillement, ou encore des faciès de métamorphisme de contact autour des masses intrusives tardives. Par exemple, le grenat n'a pas de distribution régionale, ce qui est caractéristique de roches qui n'ont pas atteint un niveau de pression suffisamment élevé. Il est restreint soit aux zones de cisaillement où il est poecilitique et syn-cinématique, soit aux bordures de masses intrusives tardives où il est poecilitique et automorphe.

La présence de scapolite dans l'anorthosite est aussi le résultat d'un phénomène métamorphique local. Ce minéral remplace, en partie ou en tout, le plagioclase le long des grandes zones de déformation.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

La structure primaire la mieux préservée est le litage magmatique dans les roches anorthositiques. Il est visible sur presque tous les affleurements. Par la suite, divers événements tectoniques ont généré dans la roche des fabriques qui les caractérisent. Les principaux événements sont : un chevauchement vers le NW ( $D_1$ ) qui affecte l'ensemble des roches de la région, la création d'un corridor de déformation ductile orienté NE-SW ( $D_2$ ), la surimposition de failles ductiles-fragiles orientées NNE-SSW ( $D_3$ ) et enfin des déformations cassantes, représentées par des failles normales ( $D_4$ ), constituent l'événement structural le plus tardif.

Quatre secteurs ou domaines structuraux (Figures 4 et 5) ont été définis. Le premier, le secteur SE, permet d'étudier l'attitude du litage primaire. Les trois autres sont associés à divers événements tectoniques tels que le chevauchement dans le secteur NW, le cisaillement NE-SW dans le coin SE, et le cisaillement NNE-SSW dans le secteur central.

Les failles de chevauchement ( $D_1$ ) affectent l'ensemble des roches de la région ; elles sont presque sub-horizontales dans la partie SE de la région tandis qu'elles deviennent un peu plus abruptes à mesure que l'on se déplace vers le NW. Dans cette dernière partie de la région, on observe une importante zone de décollement qui est orientée NE-SW. Le corridor de déformation NE-SW ( $D_2$ ) est situé dans la partie SE du feuillet. Il prend la forme d'une zone de cisaillement majeure dont la largeur est kilométrique. Les failles ductiles-fragiles ( $D_3$ ) orientées NNE-SSW forment une structure de quelques kilomètres de largeur. Celle-ci traverse le centre de la région. La fabrique associée à cette structure est peu pénétrative en dehors du corridor de déformation proprement dit. Finalement, plusieurs failles normales ( $D_4$ ) sont observées le long des rivages du Réservoir Pipmuacan. Ces dernières sont caractérisées par un cortège de minéraux d'altération métamorphique tels que l'épidotisation et l'hématitisation.

### Fabrique $S_0$

Tous les faciès de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean possèdent un litage primaire ( $S_0$ ), mais c'est dans le faciès anorthosite-leuconorite de l'unité mPlsj4b, situé dans le secteur SE de la région, qu'il est le mieux préservé (Photo 4; Figure 2). Ce litage se perçoit dans l'alternance de roches anorthositiques ou leuconoritiques. Il est aussi accentué par des changements dans la granulométrie qui varie de moyenne à mégacristique ou encore dans la texture qui peut

être coronitique, amiboïde ou cumulus. L'épaisseur des lits individuels peut atteindre 2 mètres.

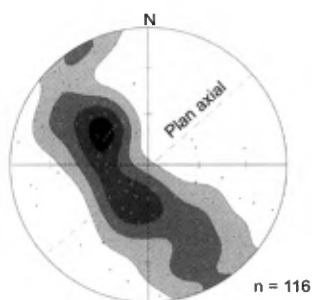
La figure 4 regroupe ces projections stéréographiques dont celle de l'attitude du litage primaire et des linéations mesurées dans le "secteur SE" du feuillet Lac Mélonèze (Figure 5). Ces projections stéréographiques permettent de déduire que les roches y sont régionalement presque horizontales, mais faiblement plissées, et que le plan axial de cette structure possède une orientation NE-SW. Les linéations ont une faible plongée vers le NE ou le SW avec une dominante vers le NE. La polarité est, en général, normale ou vers le SE; dans certains cas, elle est inversée.

### Chevauchement

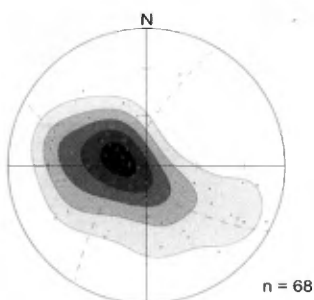
Toujours dans le secteur SE de la région (Figure 5), une foliation parfois mylonitique est observée. Le plan de celle-ci apparaît comme étant parallèle au litage primaire, mais le cas où il est légèrement discordant est aussi observé. La projection stéréographique des pôles de ces foliations (Figure 4) confirme d'ailleurs cette légère discordance. De plus, on constate que cette foliation est légèrement plissée, tout comme le litage primaire, et que le pendage y est faible ou modéré. La linéation, qui est très marquée (Annexe; Photo 6), est à peu près orthogonale au plan de foliation (Figure 4) et elle possède une faible plongée soit vers le NE soit vers le SW, mais l'orientation vers le NE est toutefois dominante. En longeant les rives du réservoir, il est possible de visualiser que ces plans de foliation sont affectés par de grandes ondulations de longueur d'onde kilométrique qui ont l'allure d'une structure en dôme et bassin.

Dans le secteur NW de la région (Figure 5), une foliation nettement plus mylonitique se transforme en zones de cisaillement parallèles et très rapprochées dont l'orientation est NE-SW. La figure 4 permet d'observer que le pôle de ces plans est de direction WNW tandis que l'orientation du plan moyen est entre NE-SW et NNE-SSW. Le pendage est modéré à fort et la linéation est orthogonale au plan de foliation ou de cisaillement, soit vers le SE. Une partie du Granite de la Carpe est coincée entre ces zones de cisaillement parallèles. Les indicateurs cinématiques, tels que les porphyroblastes de type delta (dextre) et sigma (senestre) suggèrent un mouvement inverse vers le NW le long de ces cisaillements.

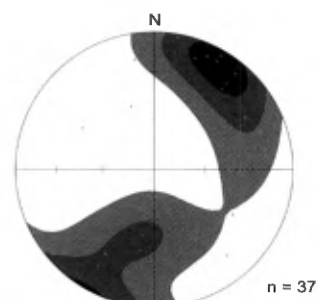
Les plans de foliation, plus ou moins mylonitiques, et les zones de cisaillement appartiennent, selon nous, au même événement structural. Dans le secteur SE, l'attitude des plans de foliation et les fortes linéations qui leur sont associées ne peuvent être que le résultat d'un épisode de chevauchement. Cependant, les ondulations de ces plans de foliation et des linéations résulteraient probablement d'un événement qui est synchrones au chevauchement, c'est-à-dire qu'elles seraient causées par de la présence d'un obstacle sur le front de chevauchement. Par contre, si elles sont postérieures au chevauchement, elles pourraient résulter d'un réajustement des différentes écaillés après l'épisode

**Secteur SE**

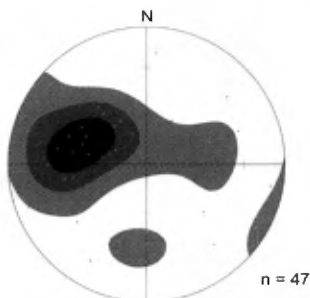
Litage primaire



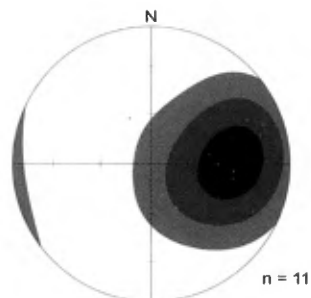
Foliation



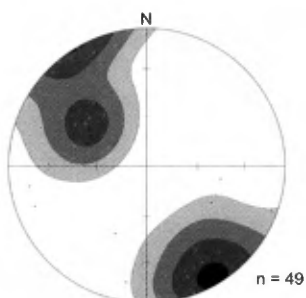
Pôle des linéations des plans du litage primaire et de la foliation

**Secteur NW**

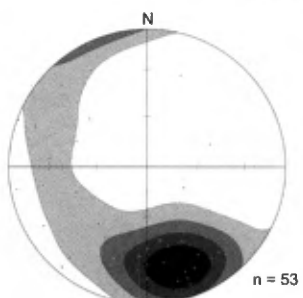
Foliations le long de la structure de chevauchement du secteur NW



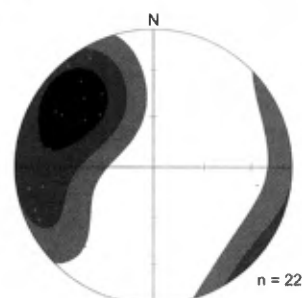
Pôle des linéations de la structure de chevauchement

**Coin SE**

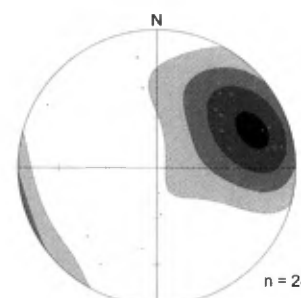
Litage primaire



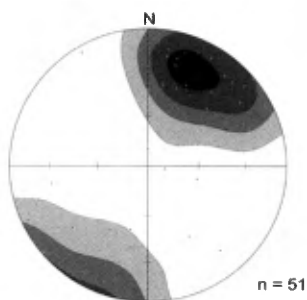
Foliation, surface S, gneissosité



Cisaillement, mylonite, gneiss droits



Pôles des linéations de la structure NE-SW

**Secteur centre**

Pôle des linéations de la structure NNE-SSW

**FIGURE 4 -** Projection stéréographique sur canevas de Schmidt des structures planaires et linéaires provenant des divers secteurs structuraux qui ont été définis dans la région de Mélonèze.



d'intensité maximale de chevauchement. Au NW, le chevauchement a évolué vers la formation d'une série de zones de cisaillement très rapprochées qui, ensembles, forment une zone de décollement d'vergure régionale. L'extension vers le NE de cette zone de décollement a d'ailleurs été observée antérieurement et ce sur une distance de plus de 30 kilomètres (Hébert et Beaumier, 2000a, Figure 2). Cette structure serait la semelle d'une grande nappe de charriage qui permet le chevauchement vers le NW d'un immense bloc de roches. Ce bloc est constitué de plusieurs unités géologiques et/ou lithodémiques dont les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean et le Granite de la Carpe.

Ainsi, on observe dans cette région, un important raccourcissement crustal exprimé par un épisode de chevauchement ( $D_1$ ) dont la direction du transport a été du SE vers le NW. Des réajustements tectoniques ont pu engendrer la formation de grandes ondulations dans les roches anorthositiques du SE.

### Corridor de déformation NE-SW

Dans le coin SE de la région (Figure 5), on observe une série de zones de cisaillement, mylonite ou gneiss droits à peu près parallèles dont l'orientation est NE-SW avec une tendance vers le NNE-SSW (Figure 4). Leur pendage est orienté surtout vers le NW, mais aussi vers le SE. La plongée des linéations varie de faible à modérée vers l'ENE. Nous avons ajouté la projection des plans du litage primaire, de la foliation et de la gneissosité (Figure 4). Celles-ci possèdent une orientation moyenne vers le NE-SW avec un pendage modéré à fort qui oscille entre le NW et le SE. En comparaison avec le secteur SE adjacent, on constate que le litage primaire a un pendage plus abrupt, que la foliation est réorientée plus vers l'est et que la linéation est aussi près de l'horizontale, mais que son orientation dominante est nettement plus vers l'est, c'est-à-dire vers l'ENE.

Le mouvement observé le long de ces zones de cisaillement serait généralement en décrochement dextre avec une légère composante inverse. L'ensemble de ces zones forme un important corridor de déformation ( $D_2$ ) d'une largeur de 2 à 3 km (Figure 2).

La création de ce corridor de déformation s'inscrit dans la poursuite du processus de raccourcissement due au chevauchement ( $D_1$ ). Hébert et Lacoste (1998a) et Daigneault *et al.*, (1999) ont observé ce genre de déformation ailleurs dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean et sur la Côte-Nord. Il s'agit selon eux, de zones de déformation où on observe autant du décrochement que de raccourcissement. D'ailleurs, là où le mouvement est en décrochement, les linéations sont subhorizontales avec un mouvement dextre, tandis que là où il y a un raccourcissement, les linéations sont plutôt abruptes. Il s'agirait donc d'un événement de transpression dextre où le plissement, relié au raccourcissement, passe progressivement vers un coulissage dextre.

Les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean couvrent une superficie qui dépasse largement celle de la région de Lac Mélonéze (Figure 1). On les trouve, en effet, dans une région représentée par plus de vingt (20) feuillets SNRC à l'échelle 1 : 50 000. Cette masse intrusive est traversée en son centre par un important corridor de déformation dont l'orientation est NE-SW. Il s'agit de la Zone de déformation de Pimpuacan (Hébert, 1999) antérieurement désignée sous le nom de Zone de déformation de Lac-Saint-Jean-Pimpuacan (Hébert, 1991). Cette zone de déformation appartient à un système de corridors de déformation auquel appartiennent la Zone de déformation de St-Fulgence (Hébert et Lacoste, 1998a, b, c, d; Hébert *et al.*, 1998; Hébert 1999; Daigneault *et al.*, 1999) qui se trouve au contact SE entre les roches anorthositiques et les roches encaissantes ainsi que la Zone de déformation de Chute des Passes (Hébert et Beaumier, 2000b) qui se trouve au contact NW entre la suite anorthositique et ses encaissants. Ces importantes zones de déformation auraient joué un rôle substantiel lors de la mise en place des roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean selon Hébert (1999). Le corridor de déformation NE-SW, observé dans le coin SE de la région de Lac Mélonéze, serait un segment de la Zone de déformation de Pimpuacan (Figure 1).

### Failles NNE-SSW

Dans le secteur centre de la région (Figure 5), une série de failles ductiles-fragiles ( $D_3$ ), très rapprochées et parallèles orientées NNE-SSW (Figure 2), traversent complètement la région en formant un corridor de déformation de 3 à 5 km de largeur. Ces failles ont un pendage de 60° à 80° principalement vers l'est. Les linéations qu'elles portent sont subhorizontales ou à faible plongée vers le NNE ou le SSW (Figure 4) et le mouvement observé correspond à un décrochement senestre (Annexe; Photo 7). Ces failles coupent les écailles formées lors du chevauchement  $D_1$ . Elles sont donc post-épisode de chevauchement  $D_1$ .

Des brèches tectoniques sont aussi observées à l'intérieur du corridor de déformation formé par les failles ductiles-fragiles. L'une d'entre elles, qui est située du côté est du corridor de déformation et à proximité du Granite de Simon, montre un fragment d'anorthosite qui renferme un dyke granitique (Annexe; Photo 8). Ce dyke granitique provient sans aucun doute du Granite de Simon. Il faut alors considérer que ces failles NNE-SSW sont postérieures à la mise en place du Granite de Simon. Ce granite ne montre aucune évidence de chevauchement. Il serait alors plus jeune que le Granite de la Carpe, lequel est pré- à syn- épisodes de chevauchement  $D_1$ .

Les failles de l'épisode  $D_3$  s'inscrivent dans la phase finale du processus de chevauchement. Elles sont le résultat du réajustement des différentes déformations qui ont prévalu lors du processus de chevauchement.

## Failles normales

Des failles normales (D<sub>4</sub>) ont été observées le long du rivage de la partie NW du réservoir Pipmuacan et sur les nombreuses îles. Ces failles ont une orientation NW-SE et leur pendage, plutôt abrupt, est tantôt vers le nord et tantôt vers le sud. Il est toutefois impossible de suivre l'extension de ces cassures sur de grandes distances puisque l'eau du réservoir couvre une très grande superficie. C'est d'ailleurs pour cette raison que nous n'avons pas tracé de failles normales sur la carte. Les stries de glissement sont bien marquées et sont indicatrices d'un affaissement des lithologies qui est, selon le pendage, du côté nord ou du côté sud. Une étude détaillée démontrerait probablement que plusieurs grandes baies du réservoir Pipmuacan, orientées NW-SE, ont un allongement qui est parallèle à l'orientation de ces failles. Celles-ci ont une faible épaisseur (< 1cm) et une nature fragile. Des minéraux de bas grade métamorphique tels que l'épidote et la chlorite y sont présents. On note aussi une altération en hématite qui confère une coloration rougeâtre à la roche. Cette coloration est restreinte à une distance de quelques centimètres de part et d'autre des plans de failles. Ces failles sont probablement associées à la formation du Graben du Saguenay.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les roches constituant de la suite anorthositique font partie d'une séquence différenciée (Cimon et Hébert, 1998). L'assemblage lithologique mPlsj2 apparaît comme la cible de choix en ce qui concerne les minéralisations en apatite. Ce minéral est particulièrement abondant dans la partie nord de la région et dans le sud de la région du Lac à Paul (22E/15) adjacente au nord (Hébert, 1998). C'est d'ailleurs dans ce secteur que les roches ultramafiques sont plus abondantes et ce sont les roches les plus enrichies en apatite. Elles

forment cependant des niveaux plutôt mince et ne peuvent être mises en carte à l'échelle 1 : 50000. La figure 5 contient la localisation et le numéro des affleurements (échantillons) où une quantité de plus de 2% d'apatite a été identifiée visuellement. Tous les échantillons provenant de ces affleurements n'ont toutefois pas été analysés systématiquement. Le tableau 1 contient les numéros des affleurements où les échantillons analysés renfermaient des valeurs supérieures à 3 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, soit plus de 7 % d'apatite dans la roche. Au bas du tableau, il y a la liste des échantillons analysés renfermant une valeur en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> inférieure à 3%. Ainsi, les numéros d'affleurements qui apparaissent sur la carte, mais qui ne sont pas dans le tableau 1 n'ont pas nécessairement été échantillonnés pour diverses raisons et, s'ils ont été échantillonnés, les échantillons n'ont pu être envoyés à l'analyse.

Toujours dans les roches du faciès mPlsj2, en particulier celles qui affleurent le long des berges de la partie NW du réservoir Pipmuacan, on observe plusieurs zones de pyroxénite et quelques péridotites enrichies en oxydes de titane et de fer. Un des niveaux de péridotite contient 16 % en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Les valeurs en oxyde de titane décelées dans les roches de ce secteur sont aussi très intéressantes. Par exemple, des valeurs en TiO<sub>2</sub> supérieures à 45 % ont été obtenues. Des valeurs de 1,49 % en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et de 2800 ppm de V accompagnent aussi le titane et le fer. Ce faciès possède une signature géophysique qui le caractérise (Figure 3).

Au NE de la région, le faciès mPlsj5 (Figure 2) possède un potentiel prometteur pour la recherche des sulfures de nickel et de cuivre. Nous n'avons pas trouvé de sulfures dans les quelques affleurements visités, mais la présence de gabbro à olivine, de troctolite et de niveaux enrichis en titane et en magnétite, présente des similitudes avec l'indice Nourricier qui a été découvert par la compagnie Mines d'Or Virginia près de la limite sud du feuillet adjacent au nord. Les meilleurs résultats d'analyses obtenus lors de la première campagne de forage en 1997 sur cet indice, sont pour le Ni (944 - 11855 ppm), le Cu (736 - 48000 ppm), le Pd (9 - 135 ppb) et le Pt (5 - 707 ppb) (Labarre, 1998; Huss *et al.*, 1999).

TABLEAU 1 - Contenu en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de divers échantillons et le numéro d'affleurement qui réfère à la Figure 5.

Numéro de l'affleurement (échantillon)	%P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1007	3,95 %
2014	4,25
2021	4,11
2232	6,65
3028	3,08
3029	3,26
3111	16,2
74, 141, 1014, 1050, 1177, 2044, 3036, 3103, 3109, 4002, 4004, 4025, 4035, 4036, 4037, 4042, 4206, 421/6, 8004, 8005, 8002	> 3 % P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>

## CONCLUSION

Le socle de la région de Lac Mélonèze est formé d'un gneiss rubané, gris et blanc rosé, qui affleure uniquement dans le coin SE de celle-ci. Les roches de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean occupent presque toute la superficie de la région. Les anorthosites, leuconorites, norites, gabbro-norites, gabbros à olivine, troctolites de même que les roches ultramafiques telles que la pyroxénite, la périclote et l'ilménite forment des assemblages qui permettent de reconnaître 7 faciès distincts dont 4 sous-faciès. Certains de ces assemblages ont la particularité d'être enrichis en apatite. C'est le cas du faciès mPlsj2, et des sous-faciès mPlsj3a et mPlsj3b. Finalement, il y a les intrusions tardives telles que le Granite de la Carpe et le Granite de Simon qui affleurent respectivement au NW et au centre sud de la région.

Sur le plan structural, le processus de mise en place des roches de la suite anorthositique a été favorisé par la présence de deux importants systèmes de failles. Il s'agit de la Zone de déformation de Pipmuacan d'orientation NE-SW et les failles NNE-SSW. Ces zones de déformation ont joué tout au long de l'orogénie grenvillienne qui a débuté par un important mouvement de chevauchement du SE vers le NW et qui a affecté toutes les roches de la région à l'exception de celles du Granite de Simon. Une série de failles fragiles, orientées NW-SE et associées à la formation du Graben du Saguenay, constituent l'événement tectonique le plus tardif de la région.

Sur le plan économique, l'apatite offre le meilleur potentiel de développement pour l'industrie minière dans la région de Lac Mélonèze.

## RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L., 1993 - Carte minérale de la région du Saguenay - Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-07. 1 carte.
- CIMON, J. - HÉBERT, C., 1998 - Séquences différenciées associées au massif anorthositique de Lac-Saint-Jean : origine, mise en place et implication économique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-09.
- DAIGNEAULT, R. - GOBEIL, A. - HÉBERT, C., 1999 - Chevauchements et décrochements grenvilliens : comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicouagan et Chicoutimi. Programme et résumés, 1999. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 99-03, page 28.
- GREEN, D.H. - RINGWOOD, A.E., 1967 - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 31, pages 767-833.
- HÉBERT, C., 1991 - Linéament Lac-Saint-Jean - Pipmuacan. Dans : Rapport d'activité 91, Direction de la recherche géologique, Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 91-24.
- HÉBERT, C., 1998 - Guide d'exploration pour l'apatite, le nickel et le cuivre dans la région de Lac à Paul (Saguenay - Lac-Saint-Jean). Ministère des Ressources Naturelles, Québec; PRO 98-05.
- HÉBERT, C., 1999 - Emplacement of the Lac-St-Jean Anorthositic Suite, Grenville Province, Canada. European Union of Geoscience, Strasbourg, 1999; Abstracts in the Journal of Conference; Volume 4, number 1, page 687.
- HÉBERT, C. - BEAUMIER, M., 2000a - Géologie de la région de Lac à Paul (22E/15). Ministère des Ressources Naturelles, Québec; RG-99-05.
- HÉBERT, C. - BEAUMIER, M., 2000b - Géologie de la région de Chute-des-Passes. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; Carte annotée : SI-22E14-C3G-00K.
- HÉBERT, C. - BEAUMIER, M. - MACHADO, G. - POPIELA, B. - MARTEL, B.O. - ROBERGE, M., 1999a - Géologie et révision géologique de la région du lac Rouvray (22E07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-22E07-C3G-99K.
- HÉBERT, C. - BEAUMIER, M. - MACHADO, G. - POPIELA, B. - MARTEL, B.O. - ROBERGE, M., 1999b - Géologie de la région du lac D'Ailleboust (22E11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-22E11-C3G-99K.
- HÉBERT, C. - BEAUMIER, M. - MACHADO, G. - POPIELA, B. - MARTEL, B.O. - ROBERGE, M., 1999c - Géologie de la région du lac Lemoine (22E06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-22E06-C3G-99K.
- HÉBERT, C. - CHOWN, E. H. - DAIGNEAULT, R., 1998 - Histoire tectono-magmatique de la région du Saguenay (Province de Grenville)/Tectono-magmatic history of the Saguenay Region (Grenville Province). GAC-MAC1998-Québec; Guide d'excursion A6, 68 pages.
- HÉBERT, C., - LACOSTE, P., 1998a - Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-08, 31 pages.
- HÉBERT, C., - LACOSTE, P., 1998b - Géologie de région de Bagotville (22D/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-06, 21 pages.
- HÉBERT, C., - LACOSTE, P., 1998c - Géologie de la région de Lac Jalobert (22D/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-05, 15 pages.
- HÉBERT, C., - LACOSTE, P., 1998d - Géologie de la région du lac Poulin-de-Courval (22D16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG-97-03, 13 pages.
- HÉBERT, C., - LACOSTE, P., 1998e - Géologie de la région de lac des Savanes (22D/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-22D09-C3G-98G.
- HERVET, M.D. - VAN BREEMEN, O. - HIGGINS, M., 1994 - U-Pb igneous crystallisation age of intrusive rocks near the southeastern margin of the Lac-St-Jean anorthositic Complex, Grenville Province, Québec. In : Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8, Geological Survey of Canada.

- HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1992 - The age of the Lac-St-Jean anorthositic suite intrusion and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 1412-1423.
- HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1996 - Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay - Lac-St-Jean region, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 79, pages 327-346.
- HUSS, L. - FREDETTE, J. - BARNES, S. J. - HÉBERT, C., 1999 - Ni-Cu occurrences of the northern part of the Lac-Saint-Jean anorthosite massif, Grenville Province. Poster abstract; GAC-MAC, Sudbury, 1999.
- KEHLENBECK, M. M., 1977 - Région du lac Rouvray. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 183, 108 pages.
- LABARRE, F., 1998 - Étude pétrographique et géochimique d'une minéralisation de Ni-Cu-EGP, projet Chute-des-Passes, Saguenay-Lac-Saint-Jean. Projet de fin d'étude, UQAC, 129 pages.
- LAURIN, A. F. - SHARMA, K. N. M., 1975 - Région des rivières Mistassini, Péribonka et Saguenay (Grenville 1965-67). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-161, 89 pages.
- 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.
- SHARMA, K.N. M., 1996 - Légende générale de la carte géologique; Édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- WINKLER, H.G.F., 1974 - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 3rd Edition, Springer and Verlag, New-York; page 5.
- YARDLEY, B.W.D., 1989 - An introduction to metamorphic petrology. *In* : Earth science series, Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New-York; 248 pages.



## ANNEXE



**PHOTO 1** - Gneiss rubané. La partie grise est de composition granodioritique et la partie blanche est formée de matériel pegmatitique. L'ensemble est fortement déformé (transposé et boudiné).



**PHOTO 2** - Texture coronitique dans une norite du faciès mPlsj2.



**PHOTO 3** - Niveau de pyroxénite dans les roches du faciès mPlsj2. Notez l'effet de la déformation sur l'orientation des cristaux de pyroxène.



**PHOTO 4** - Litage primaire très bien préservé dans les anorthosites et leuconorites du faciès mPlsj4b.





## ANNEXE



PHOTO 5 - Brèche du faciès mPlsj7.



PHOTO 6 - Zone de cisaillement générée lors de l'épisode de chevauchement qui a affecté l'ensemble des roches anorthositiques. Elle a été observée sur un affleurement d'anorthosite et de leuconorite du faciès mPlsj4b. Notez la forte linéation.

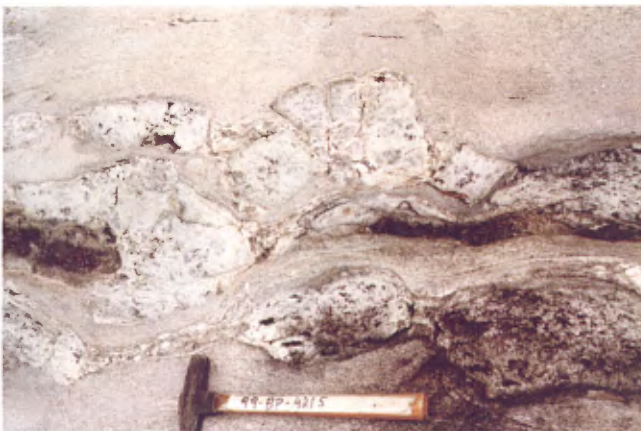


PHOTO 7 - Début de la formation d'une structure de « *back rotated boudin* » qui indique un mouvement senestre. Les enclaves d'anorthosite sont en rotation dans une matrice de composition granitique. (Photo prise du côté est de la zone de cisaillement NNE-SSW située au centre de la région). La linéation plonge à 45° vers le nord dans la direction du bout du marteau.



PHOTO 8 - Brèche tectonique située dans la zone de déformation NNE-SSW, près du Granite de Simon : (1) bloc d'anorthosite, (2) bloc de leuconorite, (3) matrice composée de plagioclase et de biotite, (4) bloc d'anorthosite traversé par un dyke felsique provenant du Granite de Simon. La formation de la brèche a donc suivi la mise en place du granite.

