

MB 94-39

Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge, SNRC 31F

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.

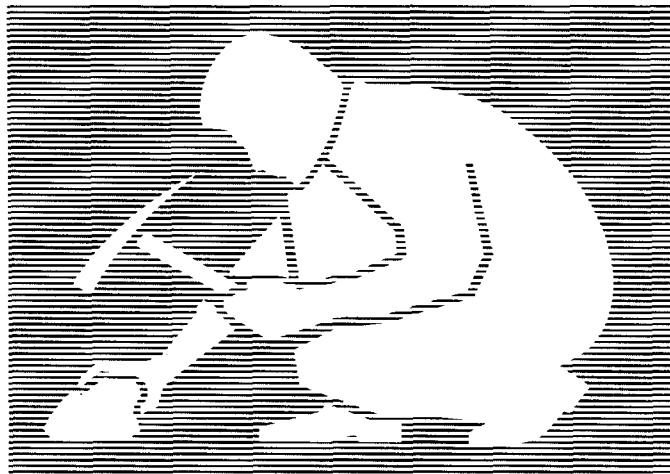
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge (SNRC 31F)

Louis Madore
Kamal N.M. Sharma

Yvon Globensky
Emmanuelle Giguère



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur avant la remise de la version finale au ministère.

MB 94-39

1994





TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION	1
1.1 Objet du travail	1
1.2 Localisation et accès	1
1.3 Méthode de travail	1
1.4 Travaux antérieurs	1
2. GÉOLOGIE RÉGIONALE	1
3. GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE FORT-COULONGE	3
3.1 Tectono-stratigraphie	3
3.2 Description des lithologies	3
3.2.1 Gneiss tonalitique, dioritique et granodioritique	3
3.2.1.1 Gneiss tonalitique [M1 (I1D)]	3
3.2.1.2 Gneiss dioritique [M1 (I2J)]	5
3.2.1.3 Gneiss granodioritique [M1 (I1C)]	5
3.2.2 Gneiss tonalitique migmatisé [M1 (I1D) M22]	5
3.2.3 Gneiss granitique [M6]	5
3.2.4 Gneiss charnockitique [M7]	6
3.2.5 Métasédiments	6
3.2.5.1 Paragneiss [M4]	6
3.2.5.2 Quartzite [M12]	6
3.2.5.3 Marbre calcitique [M13, CC] et dolomitique [M13, DM]	6
3.2.5.4 Roches calco-silicatées [M14]	7
3.2.6 Amphibolite [M16]	7
3.2.7 Granite et pegmatite rubanés [I1B/I1G]	7
3.2.8 Métaanorthosite [I3G (ME)], métaanorthosite gabbroïque [I3H (ME)] et métagabbro anorthositique [I3I (ME)]	7
3.2.9 Métagabbro [I3A (ME)]	9
3.2.10 Granite [I1B] et granite charnockitique [I1B, OX]	9
3.2.11 Syénite [I2D] et syénite quartzifère [I2C]	9
3.2.12 Pegmatite [I1G]	9
3.2.13 Diabase [I3B]	9
3.2.14 Roches sédimentaires paléozoïques [S]	10
4. MÉTAMORPHISME	11
5. GÉOLOGIE STRUCTURALE	11
5.1 Généralités	11
5.2 Tectonites	11
5.3 Zone de cisaillement de Cayamant (ZCC)	12
5.4 Structures à l'est de la ZCC	12
5.5 Structures à l'ouest de la ZCC	14
6. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	14
6.1 Généralités	14
6.2 Potentiel métallifère	14
6.3 Description des indices métallifères	17
6.4 Minéraux industriels et pierre dimensionnelle	17
7. CONCLUSION	21
8. RÉFÉRENCES	21

LISTE DES FIGURES

Figure 1	: Localisation des travaux antérieurs	2
Figure 2	: Subdivisions tectoniques dans le Grenville de l'Outaouais et de la Gatineau. Tiré de Sharma <i>et al.</i> (1993).	4
Figure 3	: (A) Litage magmatique dans une partie non déformée de la métaanorthosite. L'échelle est donnée par le marteau de géologue situé à droite de la photographie. (B) Texture subophitique dans une partie non déformée de la métaanorthosite gabbroïque.	8
Figure 4	: (A) Gneiss droit du secteur de Waltham-Station. L'échelle est donnée par le marteau de géologue situé au centre de la photographie. (B) Gneiss porphyroclastique de la Zone de cisaillement de Cayamant (secteur de Vinton). L'échelle mesure 50 mm.	13
Figure 5	: Carte schématique des structures majeures dans la région de Fort-Coulonge.	15
Figure 6	: Indicateurs cinématiques montrant le chevauchement vers le nord-ouest : (A) boudin asymétrique, (B) «foliation fish», (C) forme sigmoïde des nez de plis en S dans un dyke d'amphibolite.	16
Figure 7	: Projections stéréographiques équiangles. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986); N = nombre de données. (A) Pôles des plans de foliation à l'est de la ZCC. (B) Linéations minérales et d'étirement à l'est de la ZCC. (C) Pôles des plans de foliation à l'ouest de la ZCC. (D) Linéations minérales et d'étirement à l'ouest de la ZCC	18
Figure 8	: Métagabbro recoupé de nombreuses veines de quartz. Le métagabbro contient environ 7 % de pyrite et de pyrrhotine disséminées dans la roche ou concentrées en amas centimétriques. L'échelle est donnée par le marteau de géologue à droite de la photographie.	20

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I	: Les indices minéralisés	19
-----------	---------------------------	----

HORS-TEXTE Carte 1 : 100 000,
feuille 1 de 1: synthèse géologique de la région
de Fort-Coulonge - SNRC 31F

1. INTRODUCTION

1.1 Objet du travail

Les travaux de terrain effectués au cours de l'été 1993 avaient pour but de recueillir les données nécessaires pour la «réinterprétation» géologique et structurale de la région de Fort-Coulonge située dans la partie SW de la Province de Grenville. Ces nouvelles données sont ajoutées aux informations géologiques déjà disponibles afin de mettre en contexte les structures majeures interprétées à l'aide d'images RADAR-SEASAT (Lévesque et Sharma, 1991) et d'élaborer une carte géologique de synthèse à l'échelle de 1:100 000 (portion québécoise du feuillet SNRC 31F). Les travaux de terrain visaient aussi à réévaluer le potentiel minéral à l'échelle régionale. De nouveaux indices minéralisés en sulfures et de nouveaux sites propices à l'exploration de minéraux industriels ont effectivement été mis à jour lors de ces travaux.

1.2 Localisation et accès

La région d'étude est limitée par les longitudes 76°00' à l'est et 77°20' à l'ouest, ainsi que par la latitude 46°00' au nord et la rivière des Outaouais au sud. Cette région, située à l'ouest de Hull, couvre une superficie d'un peu plus de 2 850 km². Outre la rivière des Outaouais qui borde la partie sud du secteur d'étude, les principaux cours d'eau qui traversent la région sont la rivière Noire, la rivière Coulonge, la rivière Picanoc, la rivière Kazabazua, et la rivière Quyon.

Un réseau routier bien développé permet de couvrir adéquatement l'ensemble de la région. La principale voie d'accès est la route 148 qui, à partir de la ville de Hull, longe la rivière des Outaouais et traverse la région étudiée dans sa portion sud. Les routes 301, 303 et 366 sont d'autres excellentes voies d'accès qui permettent d'atteindre les routes secondaires et les chemins d'exploitation forestière. Une partie du secteur sud-est de la carte est couverte par le Parc de la Gatineau.

1.3 Méthode de travail

La cartographie a été effectuée à partir des chemins carrossables. La densité des affleurements varie donc, entre autres, en fonction du réseau routier. Dans le sud de la carte, en bordure de la rivière des Outaouais, de larges zones couvertes par des dépôts meubles du Quaternaire limitent l'interprétation géologique des roches sous-jacentes.

La localisation des affleurements étudiés fut notée sur des cartes topographiques à l'échelle de 1:50 000 puis reportée à l'échelle de 1:100 000 pour l'élaboration de la carte de synthèse. Des données recueillies lors des travaux de cartographie furent ajoutées aux renseignements provenant de divers travaux antérieurs afin de compléter la carte de synthèse.

1.4 Travaux antérieurs

La synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge couvre la partie québécoise du feuillet SNRC 31F. Plusieurs secteurs du feuillet 31F ont déjà fait l'objet d'études et de cartographies géologiques. Parmi ces travaux notons les cartes géologiques effectuées par Baker (1977), Brun (1984), Katz (1976), Kretz (1977), Langlais (1991), Osborne (1944), Sabourin (1965) et Wilson (1926) (figure 1). Des projets de prospection et l'exploitation des gisements de Zn-Pb-Ag (Mine de New Calumet), de fer (Mine Bristol) et de molybdène (Mine Moss) ont donné suite à une série de travaux ponctuels. Plusieurs documents décrivant ces travaux sont disponibles dans la banque d'informations du ministère des Ressources naturelles du Québec.

2. GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Fort-Coulonge se situe dans la partie sud-ouest de la Province de Grenville. La limite entre la Ceinture centrale des métasédiments (CCM) (Wynne-Edwards, 1972) et de la Ceinture des gneiss centraux (CGC) (Wynne-Edwards, 1972) sépare la région en deux domaines. La CCM est juxtaposée et est structuralement au-dessus de la CGC. Les roches de la CCM et de la CGC ont été affectées par une déformation ductile intense lors du Cycle orogénique grenvillien. Cette orogénie, dont l'événement culminant consiste en une collision continentale, se situe entre 1160 et 970 Ma (Rivers *et al.*, 1989). La déformation a produit une foliation générale à pendage vers le sud-est et une linéation d'étirement à plongement vers le sud-est.

La CCM est constituée d'une succession de marbres, de roches calco-silicatées, de quartzites, de paragneiss, d'amphibolites et de roches métavolcaniques (Wynne-Edwards, 1972). L'âge de dépôt de ces sédiments se situe entre 1310 et 1250 Ma (Easton, 1986; Silver et Lumbers, 1966). Le degré de métamorphisme dans la CCM varie du faciès schistes verts supérieur au faciès granulites. La CGC est surtout composée d'ortho-gneiss quartzo-feldspathiques métamorphisés du faciès amphibolite et au faciès granulites.

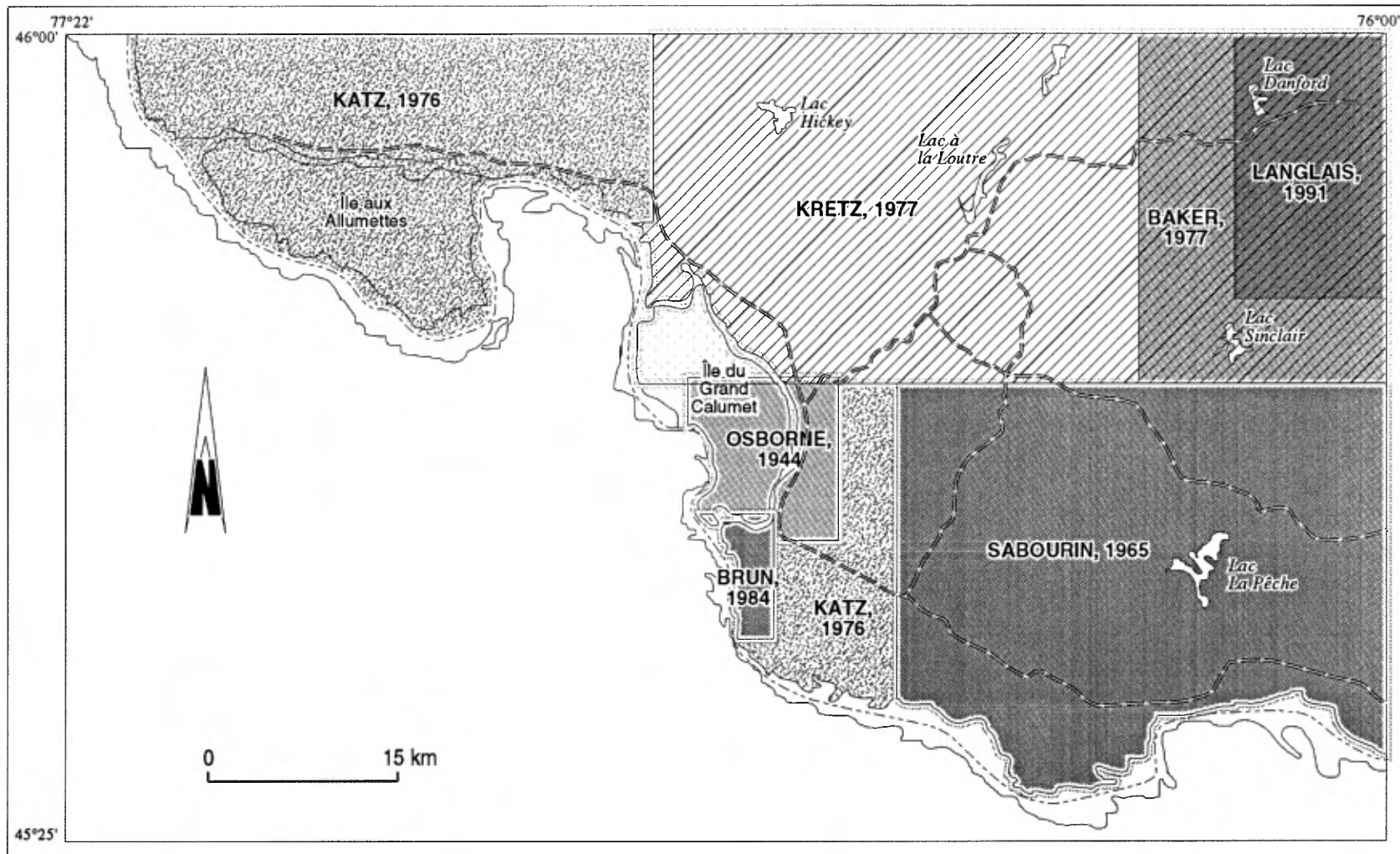


Figure 1: Localisation des travaux antérieurs.

La région de Fort-Coulonge est surtout constituée de roches protérozoïques affectées par l'orogénie grenvillienne. Cependant, dans le sud de la région, en bordure de la rivière des Outaouais, de petits lambeaux de roches paléozoïques et d'importantes superficies de dépôts meubles pléistocènes et récents recouvrent le substratum protérozoïque.

3. GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE FORT-COULONGE

3.1 Tectono-stratigraphie

La région de Fort-Coulonge se subdivise en deux domaines principaux séparés par le Linéament de Cayamant (Sharma *et al.*, 1992, 1993). Ce linéament correspond à une zone de cisaillement ductile de plusieurs kilomètres de largeur orientée NE. À l'est du linéament, les lithologies sont surtout constituées de roches métasédimentaires et métavolcaniques appartenant au Terrane de Mont-Laurier (Rivers *et al.*, 1989) (figure 2) qui fait partie du secteur occidental de la Ceinture centrale des métasédiments (CCM). Les roches métasédimentaires se composent de marbre dolomitique et calcitiques, de roches calco-silicatées, de paragneiss alumineux et d'un peu de quartzite. Les roches volcaniques sont surtout représentées par les amphibolites. À l'ouest du Linéament de Cayamant, les roches appartiennent, en grande partie, au complexe gneissique du Terrane de Pythonga (Sharma *et al.*, 1992; figure 2) faisant partie de la Ceinture des gneiss centraux (CGC). Les roches du Terrane de Pythonga sont composées de gneiss tonalitiques, dioritiques, granodioritiques et de leurs équivalents migmatisés. L'empilement volcanosédimentaire de la Ceinture centrale des métasédiments a été transporté vers l'W et le NW et charriés ainsi sur les terranes de gneiss adjacents (Sharma *et al.*, 1992).

Des masses intrusives, de dimensions restreintes, métamorphisées et déformées à différents degrés sont rencontrées sur l'ensemble du territoire couvert par la cartographie. Ces intrusions sont composées de granite, de pegmatite, de diorite et de gabbro. Le complexe syénitique de Wakefield-Onslow occupe une importante superficie dans le sud-est de la région. Des lambeaux tectoniques, de forme allongée, composés de métaanorthosite et de roches associées (gabbro anorthositique, anorthosite gabbroïque) sont présents dans les secteurs de Bristol - lac La Pêche, du lac Gruice - rivière Noire et de Waltham-Station. Ces lambeaux sont parallèles à la foliation régionale et forment des trains alignés parallèlement à la foliation. Une série de dykes de diabase non déformés et non métamorphisés, d'orientation E-W,

recoupe toutes les lithologies du socle protérozoïque. Leur âge est estimé à environ 700 Ma (Kretz *et al.*, 1984) et font partie de l'essai de Grenville (Stockwell *et al.*, 1970). Ces dykes ce sont mis en place dans des fractures reliées au graben d'Ottawa-Bonnechère (Kay, 1942; Wilson, 1964).

Des roches sédimentaires d'âge paléozoïque reposent en discordance angulaire sur les roches d'âge protérozoïque. Ces roches, constituées de dolomie, de calcaire, de mudrock et de grès, sont non déformées et non métamorphisées. Les roches d'âge paléozoïque se retrouvent sous forme de petits lambeaux confinés dans les basses terres en bordure de la rivière des Outaouais.

3.2 Description des lithologies

3.2.1 Gneiss tonalitique, dioritique et granodioritique

Les gneiss tonalitiques, dioritiques et granodioritiques, caractérisent le complexe gneissique du Terrane de Pythonga. Ces gneiss sont généralement homogènes et contiennent, en quantité variable, du matériel migmatitique disposé en veines millimétriques à centimétriques généralement parallèles à la gneissosité. Les gneiss tonalitique, dioritique et granodioritique sont en plusieurs endroits interlités. Des horizons d'amphibolite, de gneiss granitique, de granite et pegmatite rubanés et, dans de rares cas, de paragneiss ou de roches calco-silicatées sont aussi interlités avec ces gneiss.

3.2.1.1 Gneiss tonalitique [M1 (I1D)]

Le gneiss tonalitique constitue la lithologie la plus représentative du Terrane de Pythonga. Cette roche est grise en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. La gneissosité est définie par l'alternance de bandes riches en minéraux ferromagnésiens et de bandes essentiellement composées de quartz et de plagioclase. L'aspect engrené et équigranulaire du matériel quartzo-feldspathique ainsi que l'orientation préférentielle des feuillets de biotite et/ou des cristaux prismatiques de hornblende confèrent à la roche une texture grano-lérido-nématoblastique. La granulométrie varie de fine à moyenne (0,5 mm à 1 mm). Des rubans de quartz monocristallin à polycristallin sont caractéristiques dans les zones ayant subi des déformations intenses.

Dans le gneiss tonalitique, la quantité de minéraux ferromagnésiens varie entre 3 % et 15 % du volume total de la roche. La biotite brun verdâtre et la hornblende verte sont les minéraux ferromagnésiens

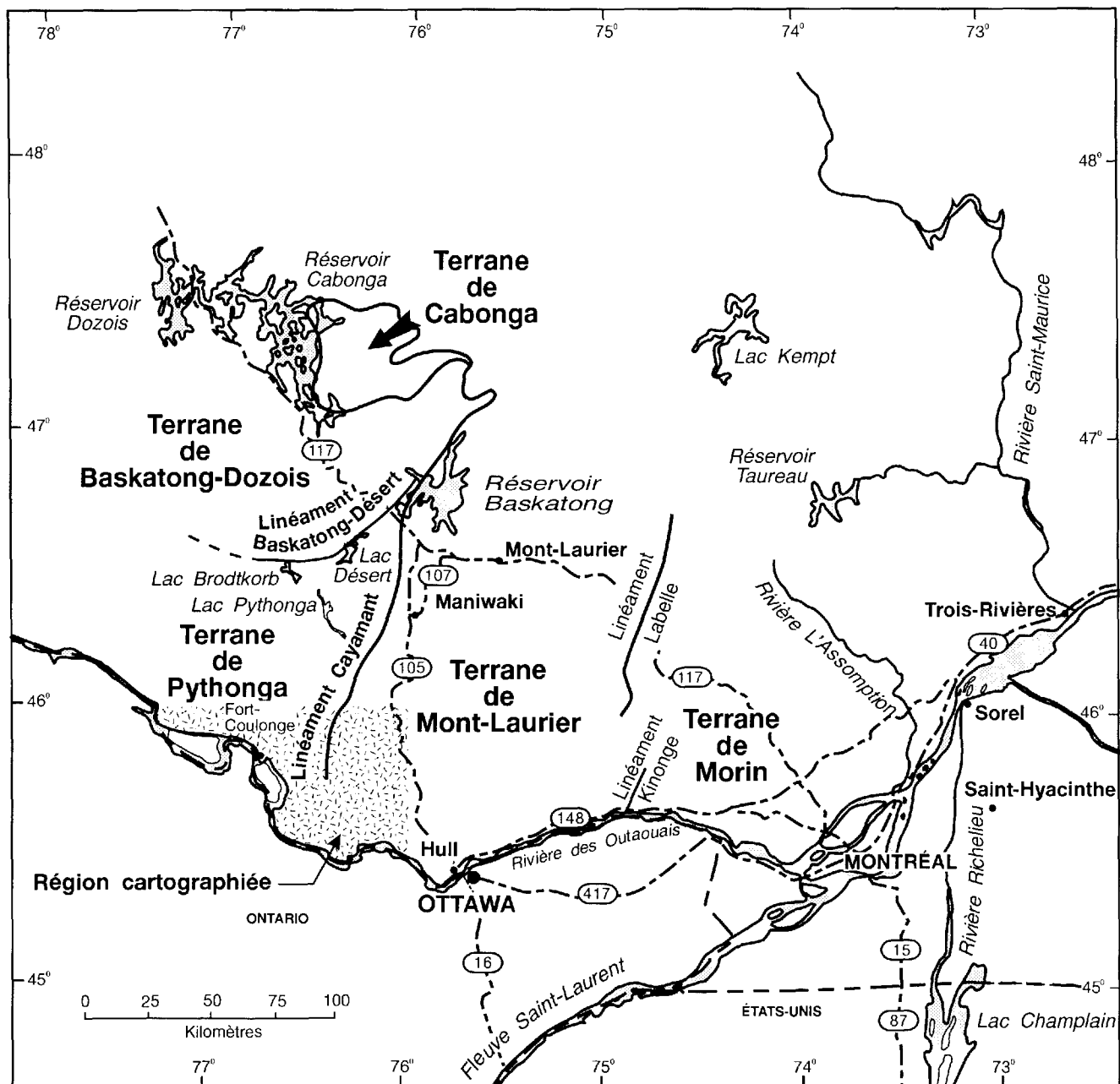


FIGURE 2 - Subdivisions tectoniques dans le Grenville de l'Outaouais et de la Gatineau
Tiré de Sharma et al. (1993).

les plus abondants. Quelques rares clinopyroxènes et orthopyroxènes sont observés. Le grenat, généralement peu abondant (< 2 %), est noté dans plusieurs lames minces. Les minéraux accessoires du gneiss tonalitique sont le sphène, l'apatite, le zircon, l'allanite ainsi que la pyrite et la magnétite-ilménite; ils constituent moins de 1 % du volume de la roche.

3.2.1.2 Gneiss dioritique [M1 (I2J)]

Le gneiss dioritique est intimement associé au gneiss tonalitique. Il ne diffère du gneiss tonalitique que par une plus grande proportion de minéraux mafiques ainsi que par une plus faible quantité de quartz (<10 %). Les veines de mobilisat présentes dans le gneiss dioritique possèdent en maints endroits d'orthopyroxène. En affleurement, le gneiss dioritique se distingue facilement du gneiss tonalitique grâce à son indice de coloration plus élevé.

3.2.1.3 Gneiss granodioritique [M1 (I1C)]

Le gneiss granodioritique est très similaire au gneiss tonalitique. Les textures, la proportion et la composition des minéraux mafiques du gneiss granodioritique sont comparables à ceux du gneiss tonalitique. En affleurement, il est difficile de distinguer les deux gneiss. La coloration au cobaltinitrite permet d'identifier la présence du feldspath potassique qui caractérise le gneiss granodioritique. Il est cependant important de s'assurer que ces feldspaths potassiques ne proviennent pas d'anciennes veines migmatitiques disloquées et tectoniquement incorporées dans la roche.

3.2.2 Gneiss tonalitique migmatisé [M1 (I1D) M22]

Une série de gneiss tonalitiques migmatisés, de couleur rose à gris-rose, se trouve dans la partie orientale de la Ceinture des gneiss centraux près de la limite ouest de la Ceinture centrale des métasédiments. Une autre bande d'orientation NE se situe plus à l'est, intercalée entre deux zones de métasédiments. On peut expliquer sa présence par l'effet d'érosion à travers les sédiments jusqu'au socle tonalitique, sous forme de fenêtre, ou par dédoublement dû à des écailles chevauchantes vers l'ouest. Une troisième bande orientée NW est présente dans la partie centrale de la carte; elle représente vraisemblablement l'extension de la première zone. Des niveaux d'amphibolites, de gneiss granitique, de paragneiss, de roches calco-silicatées et de métagabbros sont, en plusieurs endroits, intercalés dans ce gneiss tonalitique migmatisé.

Le gneiss tonalitique migmatisé contient d'abondantes veines granitiques et pegmatitiques parallèles à la gneissosité. À l'échelle de l'affleurement, la quantité de gneiss tonalitique dépasse rarement plus de 30 % du volume total de la roche. Cet agencement confère un aspect très bien rubané et une couleur rosée à la roche. Toutefois, la teinte grise caractéristique du gneiss tonalitique est observée dans les zones où ce dernier est le mieux préservé.

Les bandes tonalitiques montrent une texture grano-lépidonématoblastique et une granulométrie variant de fine à moyenne (0,5 mm à 1 mm). Les bandes de matériel granitique et pegmatitique sont leucocrates et possèdent généralement une texture mylonitique porphyroclastique et une granulométrie qui varie de moyenne à grossière (1,5 mm à 15 mm).

Les bandes tonalitiques ont une minéralogie comparable à celle des gneiss tonalitiques décrits précédemment.

Dans les bandes granitiques et pegmatitiques, la biotite et la hornblende verte sont les minéraux mafiques les plus communs. La biotite constitue entre 3 % et 10 % et la hornblende verte entre 2 % et 5 % du volume de la roche. Le grenat (1 % à 3 %) est observé à plusieurs endroits. Les minéraux accessoires observés sont l'allanite, l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite-ilménite. Ces minéraux accessoires constituent moins de 1 % du volume de la roche. La sillimanite, concentrée dans de minces niveaux millimétriques, accompagnée de grenat, est notée en plusieurs endroits.

3.2.3 Gneiss granitique [M6]

Des masses de gneiss granitique se trouvent à l'ouest du Linéament de Cayamant. La superficie de ces masses est relativement restreinte. Le gneiss granitique, de couleur rosée, est homogène et finement rubané. Il possède une texture grano-lépidoblastique et une granulométrie moyenne (1 mm à 2 mm). Ce gneiss contient des quantités variables de veines de mobilisat habituellement parallèles à la gneissosité.

Le gneiss granitique est généralement leucocrate. La biotite est le minéral mafique dominant et constitue de 1 % à 7 % du volume de la roche. Un peu de hornblende est parsemée dans la roche. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite-ilménite.

3.2.4 Gneiss charnockitique [M7]

Le gneiss charnockitique couvre une partie de l'île du Grand Calumet. Il est généralement interlité avec des amphibolites. Le gneiss charnockitique arbore les couleurs distinctives du faciès granulitique; verdâtre en cassure fraîche et brun cassonade en surface altérée. Il possède une texture grano-lépidonématoblastique, une granulométrie moyenne (1 mm à 5 mm) et de rubans de quartz. Le gneiss charnockitique est bien rubané et possède, en quantité variable, des veines de mobilisats parallèles à la gneissosité.

Les principaux minéraux ferromagnésiens présents dans le gneiss charnockitique sont la biotite (5 % à 15 %) et la hornblende verte (5 % à 15 %) réparties en diverses proportions. Le clinopyroxène (1 % à 5 %) et l'orthopyroxène (1 % à 5 %) sont partiellement remplacés par la hornblende verte et la biotite. Quelquefois les grenats sont parsemés dans le gneiss. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et la magnétite.

3.2.5 Métasédiments

Les métasédiments sont constitués de paragneiss quartzo-feldspathiques, de marbre calcitique et dolomitique, de roches calco-silicatées, ainsi que d'un peu de quartzite. Ces métasédiments dominent largement à l'est du Linéament de Cayamant et caractérisent la Ceinture centrale des métasédiments. Ils sont aussi présents à l'ouest du Linéament de Cayamant, dans des nappes de charriage recouvrant les gneiss du Terrane de Pythonga (Sharma *et al.*, 1992).

Les différents types de métasédiments sont interlités. Des bandes d'amphibolite sont aussi présentes dans l'agencement lithologique. Les secteurs largement dominés par les marbres et les roches calco-silicatées, sont identifiés comme [M13/M14] sur la carte à l'échelle de 1:100 000. Les paragneiss quartzo-feldspathiques, de composition variable, sont associés à plusieurs endroits à des horizons de marbre et/ou de roches calco-silicatées. Cet agencement de paragneiss et de roches carbonatées est identifié comme paragneiss [M4] sur la carte.

3.2.5.1 Paragneiss [M4]

Les paragneiss sont de couleur grise ou jaunâtre et sont en plusieurs endroits rouillés. Ces paragneiss sont très bien rubanés. Ils possèdent des textures métamorphiques grano-lépidoblastique et porphyroblastique. La composition des paragneiss est

très variable. Le quartz et les feldspaths (plagioclase, microcline) sont les minéraux les plus abondants. Selon leur nature, les paragneiss contiennent aussi en quantité variable de la biotite et/ou du grenat, et/ou de la sillimanite et/ou de la cordiérite et/ou du graphite. La magnétite-ilménite, la pyrite, la pyrrhotite, le spinelle, le sphène, l'apatite et la tourmaline sont les minéraux accessoires les plus communs. Les paragneiss sont généralement migmatisés. Les veines de mobilisats sont de diverses générations. Les veines les plus anciennes sont disloquées et parallèles à la gneissosité tandis que les plus récentes, très peu déformées, recoupent généralement la gneissosité.

3.2.5.2 Quartzite [M12]

Le quartzite est peu abondant. Il est présent en bandes d'épaisseur métrique à décimétrique interlitées dans les paragneiss. Le quartzite possède une texture métamorphique granoblastique et une granulométrie variant de fine à moyenne (0,5 mm à 1 mm). Le quartzite est généralement impur et possède des quantités variables de feldspath, de biotite, de diopside, de grenat, de graphite et de sillimanite.

3.2.5.3 Marbre calcitique [M13, CC] et dolomitique [M13, DM]

Deux types de marbre sont rencontrés dans la région; le marbre calcitique et le marbre dolomitique. Le marbre calcitique est le plus abondant dans l'ensemble de la région. Le marbre calcitique est de couleur blanc grisâtre. Sa granulométrie est très variable de 2 mm à 50 mm. Ce marbre est essentiellement composé de calcite et contient généralement de 2 % à 15 % de minéraux suivants : le graphite, la phlogopite, l'apatite, l'olivine, les minéraux du groupe des humites, le diopside, la trémolite, la scapolite et le sphène. Ces minéraux se concentrent généralement dans des bandes millimétriques à centimétriques définissant ainsi le rubanement tectono-métamorphique du marbre.

Du point de vue texturale, le marbre dolomitique est très similaire au marbre calcitique. Il est essentiellement composé de dolomite. Les autres minéraux, qui comptent pour 2 % à 10 % du volume de la roche, sont : le graphite, la phlogopite, l'olivine, la serpentine et les minéraux du groupe des humites. Certains affleurements de marbre dolomitique contiennent de la brucite en quantité significative (5 % à 40 %). Le rubanement tectono-métamorphique, défini par des rubans millimétriques à centimétriques riches en minéraux mafiques, est noté sur la majorité des affleurements de marbre dolomitique.

3.2.5.4 Roches calco-silicatées [M14]

Les roches calco-silicatées sont intimement associées aux marbres. Ces roches revêtent divers aspects. Elles sont souvent de couleur verdâtre mais peuvent tout aussi bien être grises, rosées ou bleutées. Ces roches, bien rubanées ou d'aspect massif, possèdent une texture granoblastique à pegmatoïde et une granulométrie variant de moyenne à très grossière (1,5 mm à 10 mm et plus). En affleurement, la surface altérée des roches calco-silicatées est généralement rugueuse et montre des reliefs positifs par rapport au marbre.

La composition des roches calco-silicatées est très variée. Les principaux constituants de ces roches sont : les carbonates, le diopside, la trémolite, la hornblende verte, la scapolite, l'apatite, la phlogopite, le sphène, les sulfures, la molybdenite, le grenat, le quartz ainsi que le feldspath potassique et le plagioclase. La proportion de ces minéraux varie d'un ruban à l'autre et d'un affleurement à l'autre.

La minéralogie de plusieurs roches calco-silicatées est dominée par le diopside (diopsidite). D'autres roches calco-silicatées ont un aspect très similaire à celui des amphibolites. Ces roches ont cependant une texture granoblastique isométrique qui leur est propre. Ce type de roche calco-silicatée est essentiellement composé de hornblende verte, de diopside et de scapolite.

3.2.6 Amphibolite [M16]

L'amphibolite est omniprésente dans la région cartographiée. L'amphibolite domine au cœur de l'île du Grand Calumet, mais est surtout présente en bandes décimétriques interlitées avec d'autres lithologies. Elle possède une texture granomatoblastique et une granulométrie fine à moyenne (1 mm à 3 mm). Elle est homogène ou rubanée.

Les principales phases minérales de l'amphibolite sont le plagioclase et la hornblende verte et, dans de moindres proportions, la biotite, le clinopyroxène et le quartz. Le grenat, la scapolite, le feldspath potassique et l'orthopyroxène sont observés par endroits. Le sphène, la magnétite-ilménite, le zircon et l'apatite sont les minéraux accessoires les plus communs.

3.2.7 Granite et pegmatite rubanés [I1B/I1G]

De grands secteurs sont essentiellement constitués de bandes parallèles ou masse de granite et de pegmatite. Dans ces zones, envahies par du matériel de composition granitique, le protolite n'a pu être

identifié. Ces roches, réunies sous le terme granite et pegmatite rubanés, sont de couleur rougeâtre ou rosée. Le rubanement, défini par l'alternance du matériel granitique et pegmatitique, est particulièrement bien développé. Le granite et la pegmatite rubanés possèdent des textures mylonitiques et protomylonitiques et une granulométrie qui, d'un ruban à l'autre, varie de moyenne à grossière (1 mm à 25 mm).

Le granite et la pegmatite rubanés sont essentiellement constitués de matériel quartzofeldspathique. Le minéral mafique le plus commun est la biotite constituant de 5 % et 15 % du volume de la roche. Le grenat et la hornblende verte sont aussi observés dans ces roches. Quelques zones restreintes contiennent aussi de la muscovite et/ou de la sillimanite. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'allanite, l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite-ilménite.

3.2.8 Métaanorthosite [I3G (ME)], métaanorthosite gabbroïque [I3H (ME)] et métagabbro anorthositique [I3I (ME)]

Des lambeaux de métaanorthosite et de roches associées ont été cartographiés dans les secteurs de Waltham-Station et de Bristol - lac La Pêche, du lac Gruice - rivière Noire. Ces lambeaux se situent au contact entre les roches métasédimentaires et les gneiss tonalitiques. Les roches anorthositiques sont surtout déformées. Les attributs magmatiques tels que les textures subophitique et trachytoïdale ainsi que le litage magmatique sont généralement notés dans les zones épargnées par la déformation (figure 3). Les roches anorthositiques sont grenues, blanchâtre, gris bleuté ou mauve, et leur granulométrie est grossière (5 mm à 70 mm et plus). Dans les zones déformées, une foliation tectonique est développée et la taille des grains diminue avec l'augmentation de l'intensité de la déformation.

Les roches anorthositiques sont essentiellement composées de plagioclases avec des quantités variables de clinopyroxène (augite), d'orthopyroxène (hypersthène) et d'un peu de biotite. Les pyroxènes sont ouralitisés et habituellement enrobés d'une couronne de hornblende verte. Quelques rares grenats et spinelles sont disséminés dans les roches. Dans les zones cisailées, le plagioclase est partiellement remplacé par la scapolite et les pyroxènes font place à la hornblende verte et à la biotite.

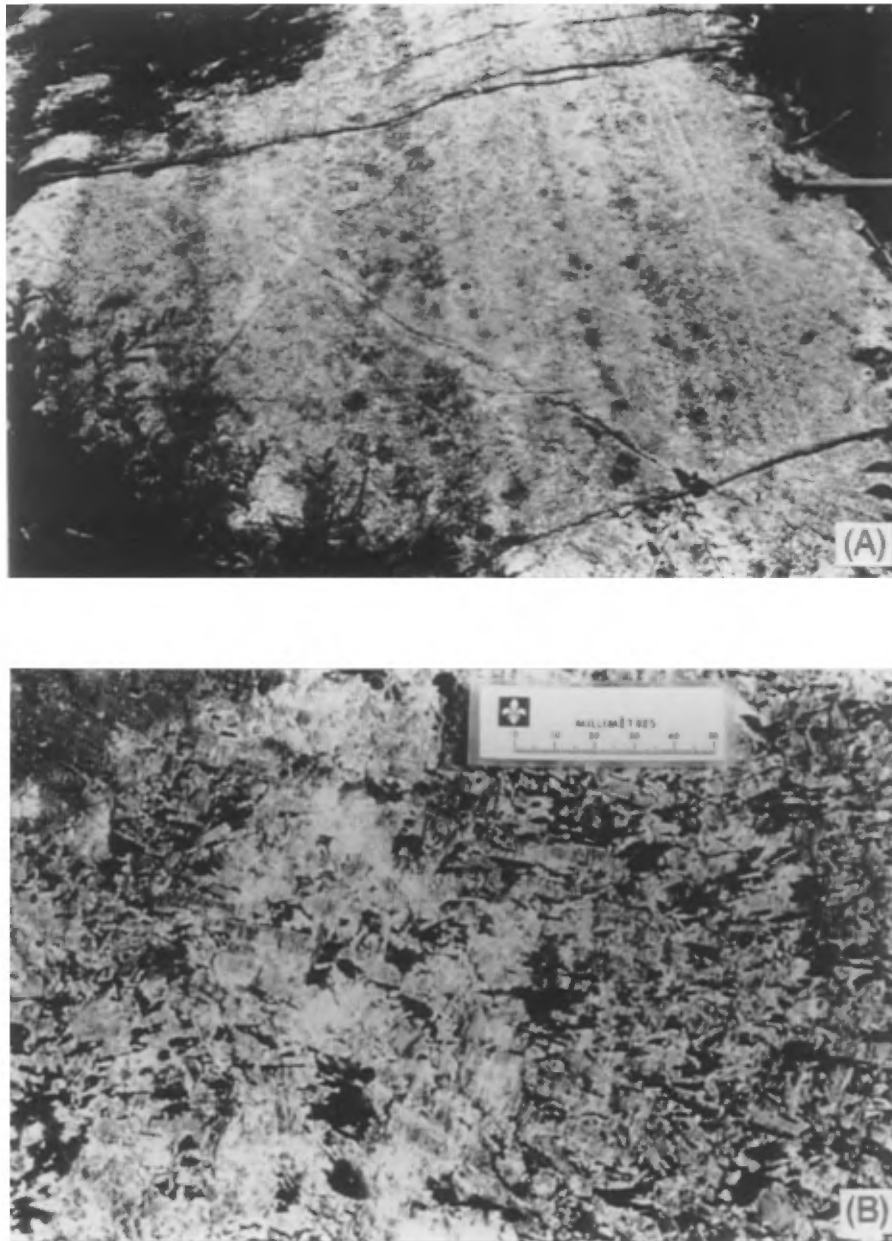


Figure 3: (A) Litage tectonique dans une partie non déformée de la métaanorthosite. L'échelle est donnée par le marteau de géologue situé à droite de la photographie. (B) Texture sub-ophitique dans une partie non déformée de la métaanorthosite gabbroïque.

3.2.9 Métagabbro [I3A (ME)]

Le métagabbro se présente sous forme de masses cylindriques allongées parallèlement à la foliation environnante. Les masses gabbroïques les plus grandes, tel le gabbro de Bryson, atteignent une longueur d'environ 10 km. Ces métagabbros ont fait l'objet d'une étude détaillée par Kretz *et al.* (1989).

Le métagabbro, de couleur vert noirâtre, est déformé par endroits et possède une granulométrie variant de fine à moyenne (0.5 mm à 5 mm), parfois grossier. Le coeur des masses gabbroïques est généralement épargné par la déformation et conserve ses attributs magmatiques telle la texture subophitique. Dans les zones déformées, une foliation tectonique est développée et la taille des grains diminue de façon significative. Ces zones de cisaillement sont généralement présentes en bordure des masses gabbroïques.

Le métagabbro est essentiellement composé de plagioclase, de hornblende, de clinopyroxène, d'un peu de biotite et de quartz. Le clinopyroxène est partiellement ouralitisé, enrobé d'une couronne de hornblende ou entièrement remplacé par la hornblende. De faibles quantités de grenat, d'orthopyroxène et d'olivine sont présentes dans ces roches. Les minéraux accessoires les plus communs sont le sphène, le spinelle, l'apatite, la magnétite-ilménite et la pyrite.

3.2.10 Granite [I1B] et granite charnockitique [I1B, OX]

Les masses granitiques parsèment le territoire. Ces masses sont généralement de petites dimensions (< 5 km²) et abondent particulièrement dans la partie est de la carte, à proximité du lac La Pêche. Dans ce secteur, les intrusions granitiques allongées forment une bande subcontinue d'environ 40 km de long parallèle à la foliation régionale et de 5 km de largeur.

Les intrusions granitiques sont massives ou légèrement foliées. La couleur du granite varie du blanc au rose. Ces roches sont homogènes et montrent une texture grenue. La granulométrie du granite varie beaucoup et s'échelonne de moyenne à grossière (1 mm à 20 mm). La biotite et la hornblende sont les minéraux mafiques les plus communs. Les minéraux accessoires sont : le zircon, le sphène, l'apatite, l'allanite, et la magnétite-ilménite.

Dans le secteur de Chapeau, au nord de l'île des Allumettes, le granite possède de l'orthopyroxène. Ce

granite charnockitique, de granulométrie moyenne à grossière, de couleur verdâtre en cassure fraîche et brun cassonade en surface altérée, est bien folié et présente des rubans de quartz bien développés.

3.2.11 Syénite [I2D] et syénite quartzifère [I2C]

La syénite de Wakefield-Onslow occupe la partie sud-est de la carte. Cette intrusion est la plus volumineuse de la région. Elle couvre la majeure partie du parc de la Gatineau et s'étend, au sud, jusqu'à la rivière des Outaouais. Les roches syénitiques sont de couleur rose à gris-rose et leur texture est grenue avec une tendance porphyrique. La granulométrie varie de moyenne à grossière (1 mm à 10 mm). Les roches syénitiques sont homogènes, massives par endroits mais généralement légèrement foliées.

Les phénocristaux de feldspath potassique baignent dans une matrice composée de feldspath potassique, de plagioclase et parfois de quartz. Le minéral mafique le plus commun dans ces roches est la hornblende verte. Le clinopyroxène (augite) partiellement remplacé par la hornblende ainsi que la biotite sont aussi observés. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite-ilménite.

3.2.12 Pegmatite [I1G]

Les intrusions pegmatitiques sont omniprésentes dans la région. Ces intrusions, de forme arrondie, sont de petite taille (< 2 km²). Elles sont généralement peu déformées et présentent une texture très grenue porphyrique. Les minéraux mafiques des pegmatites sont la hornblende verte et la biotite. De gros cristaux de sphène et de diopside sont présents dans les intrusions pegmatitiques lorsque ces dernières recoupent les roches carbonatées. Certaines pegmatites tardives peuvent aussi contenir de la fluorine, de la tourmaline, de la muscovite et de la molybdénite tandis que des pegmatites métamorphisées et déformées contiennent parfois de la muscovite, de la sillimanite et du grenat.

3.2.13 Diabase [I3B]

Les dykes de diabase, de largeur variant du mètre à l'hectomètre, recoupent l'ensemble des roches du socle protérozoïque. Ces dykes sont facilement repérables sur la carte aéromagnétique. La diabase est noir verdâtre en surface fraîche et brun chamois en surface altérée. La diabase n'est pas déformée ni métamorphisée. La bordure de trempe des dykes, lorsque observée, est à grain fin ou aphanitique. Au

coeur des dykes, la texture subophitique est observée et la granulométrie est moyenne à grossière (1 mm à 3 mm).

La diabase est composée de lattes de plagioclase avec les interstices occupés par le clinopyroxène (augite) et d'une faible quantité de quartz. La hornblende verte ou brune et la biotite sont aussi présentes dans des proportions variables. La magnétite-ilménite, la pyrite-pyrrhotine, le zircon et l'apatite sont les minéraux accessoires communs.

3.2.14 Roches sédimentaires paléozoïques [S]

Les roches du paléozoïque de la région, comprise dans le feuillet 31F se retrouvent en masses isolées principalement en bordure de la rivière des Outaouais. Elles font partie de la plate-forme du Saint-Laurent et occupent la partie basse du Graben d'Ottawa-Bonnechère. Elles appartiennent aux *Grouper de Beekmantown, Chazy et Black River* d'âge ordovicien. Elles reposent en discordance sur le Précambrien. Elles affleurent surtout dans les secteurs de l'île des Allumettes, l'île Morrison, Davidson, Portage-du-Fort, Bristol et finalement à Quyon.

Groupe de Beekmantown

Formation de Theresa

(équivalent à la Formation de March, en Ontario)

Deux affleurements de dolomie de cette formation sont présents dans la partie nord-ouest de l'île des Allumettes. Il s'agit de dolomie gris moyen et à altération beige contenant des stromatolites de type *Cryptozoon proliferum* ainsi que de nombreuses vacuoles de calcite blanche et rose. De minces interlits de grès, à grain fin, sont présents ici et là dans la séquence. Il s'agit de coupes de peu d'envergure d'environ 1 m d'épaisseur à stratification horizontale.

D'autres affleurements de la dolomie de la **Formation de Theresa** se rencontrent dans une petite carrière à l'est de Portage-du-Fort ou on peut observer des cailloux de granite, de quartz, disséminés ici et là dans la dolomie. On retrouve ce même phénomène, sur la rive du lac des Chats, au sud-est de Bristol ou la dolomie repose en discordance angulaire sur le Précambrien à proximité. Des stromatolites y furent également observés. La dolomie est de couleur grise, à grain fin et possède une patine beige.

Cependant, les plus beaux affleurements de la dolomie de Beekmantown de la région se trouvent à Quyon. Sur la berge est, de la rivière Quyon à

environ 300 m au sud, du pont de la route 148, une coupe importante d'environ 10 m d'épaisseur est observée sur environ 200 m tout le long de la rivière. Cette coupe est composée de dolomie grise massive finement laminée interstratifiée de minces interlits de grès à grain fin vers le milieu de la coupe avec de minces lits de siltstone contenant des fines laminations de couleur jaspé rouge. De magnifiques spécimens de stromatolites colonnaires atteignant 30 cm de diamètre, sont présents à plusieurs niveaux. On a également noté la présence de minces lits (2 à 4 cm) composés entièrement de grains de quartz arrondis ainsi que des lits à oolites.

À la pointe Hudson, dans la baie de Pontiac, on peut observer une coupe de 1 à 2 m tout le long de la rive. Il s'agit de dolomie à patine chamois et gris moyen en surface fraîche avec de minces interlits gréseux. On y rencontre des dômes stromatolitiques d'envergure (0,5 m de diamètre) ainsi que l'altération caractéristique de la dolomie consistant en rainures forment des lignes d'intersection.

Le long de la voie ferrée au sud-ouest de Bristol-les-Mines, on peut voir la discordance angulaire entre le Précambrien et les dolomies de Beekmantown. La dolomie qui est en contact immédiat avec les roches précambriennes, est conglomératique à la base due à la présence de cailloux de différentes dimensions de quartz laiteux, de jaspé rouge, de granitoïdes, de gneiss etc. La puissance de cette coupe est de 3 m au sommet de laquelle un énorme stromatolite a été observé.

Des couches de dolomie grise, à grain fin, et gréseuses par endroits ont également été observées dans la partie nord de l'île du Grand Calumet, contenant des stromatolites en dôme, pouvant atteindre environ 1 m de diamètre.

La présence de nombreux interlits de grès, dans cette dolomie de Beekmantown de la région, a indiqué l'appartenance à la Formation de Theresa plutôt qu'à la Formation de Beauharnois (en Ontario Oxford).

Groupe de Chazy

Formation de Laval

Membre de Sainte-Thérèse

(équivalent à la Formation de Rockcliff, en Ontario)

Les roches de ce groupe ont été observées dans la partie sud de l'île des Allumettes, à l'île Morrison et à Quyon. La plus belle coupe observée se trouve à l'extrémité sud de l'île des Allumettes sous le pont

menant à l'île Morrison. Il s'agit de shale vert micacé interstratifié de grès gris moyen, à patine verdâtre, à grain fin et grossier.

Une coupe est aussi présente à Quyon à quelques centaines de mètres à l'est du village où on peut observer à environ 2 m, du grès à grain fin, gris clair, en lits de 2 à 3 cm interstratifiés avec des shales verts, fissile et micacé. La coupe accuse un pendage de 20° vers le sud-ouest.

Groupe de Black River

Formation de Leray

(partie supérieure de la Formation d'Ottawa, en Ontario)

Les strates de ce groupe ont été aperçues du côté ouest de l'île des Allumettes, sur l'île Morrison et à Davidson sur les berges du lac Coulonge. Elles sont composées de calcaire massif fossilifère, gris moyen et à grain fin. Par endroits, l'apparence de ces couches massives est blocailleuse sur des faces altérées. Ces calcaires contiennent une faune très variée. Après un examen très peu exhaustif, on y a observé *Foerstephyllum halli*, *Stromatocerium canadense*, *Lambeophyllum profundum*, *Rafinesquina alternata*, *Receptaculites occidentalis*, *Hormotoma sp.* ainsi que d'abondantes tiges et disques de crinoïde, des ostracodes et des oolites.

La présence des fossiles cités ci-haut indique que l'on se situe à la partie supérieure du *Groupe de Black River*, soit dans la Formation de Leray.

Pour de plus amples détails concernant la localisation des zones d'affleurements des roches paléozoïques ci-haut décrites, consultez les cartes géologiques accompagnant les rapports suivants : Wilson (1926), Kay (1942), Sabourin (1965), Shaw (1955), Wilson (1964) et Katz (1976).

Les affleurements de conglomérat arkosique décrits par Shaw (1955), dans la partie nord, de l'île du Grand Calumet n'ont pu être retracés durant les présents travaux.

4. MÉTAMORPHISME

Dans la région de Fort-Coulonge, le degré de métamorphisme varie du faciès amphibolites au faciès granulites. Pour l'ensemble de la région, des conditions de température métamorphique de l'ordre de 675°C furent déterminées à partir de la thermométrie d'oxydes, de feldspaths et de grenat-clinopyroxène (Perkins *et al.*, 1982). Des conditions

de pression métamorphique variant entre 500 MPa et 700 MPa (5 et 7 kb) ont été calculées à l'aide des réactions [anorthite = grossulaire + sillimanite + quartz], [grenat + quartz = anorthite + orthopyroxène] et [grenat + quartz = anorthite + clinopyroxène] (Perkins *et al.*, 1982).

La paragenèse biotite-hornblende-grenat-sillimanite, caractéristique du faciès amphibolite supérieur, est commune dans les paragneiss de la région. La cordiérite est rare. La présence d'orthopyroxène dans certains gneiss tonalitiques et dioritiques, dans quelques amphibolites ainsi que dans quelques gneiss charnockitiques indiquent que le faciès des granulites fut atteint dans plusieurs secteurs de la région. Par exemple, l'orthopyroxène est présent en plusieurs endroits à l'ouest de Waltham-Station, à l'intérieur des gneiss du Terrane de Pythonga ainsi que dans les gneiss charnockitiques situés dans la partie sud de l'île du Grand Calumet.

5. GÉOLOGIE STRUCTURALE

5.1 Généralités

Les modèles tectoniques généralement admis pour la Province de Grenville proposent un empilement tectonique dirigé vers le NW lors d'une collision de type continent - continent (Windley, 1986). La majorité des chevauchements documentés dans la province de Grenville montrent effectivement un transport tectonique vers l'W ou le NW (eg. Davidson *et al.*, 1982; Mawer, 1987; Madore et Sawyer, 1992; Hanmer, 1992, Sharma *et al.*, 1992). Cependant, certains secteurs de la Province de Grenville présentent une situation plus complexe où le chevauchement vers le nord-ouest est accompagné de chevauchements vers le nord-est (Hanmer, 1988) ou vers le sud-ouest (Langlais, 1991). Le chevauchement a été suivi par des mouvements d'extension dirigés vers le SE sous un métamorphisme encore assez élevé (cisaillement ductile) Langlais, 1991; Madore et Sawyer, 1992; Sharma *et al.*, 1992; Van der Pluijm et Carlson, 1989).

5.2 Tectonites

Afin d'identifier adéquatement les limites tectoniques dans les gneiss hautement métamorphisés, il importe de bien discerner les différents types de tectonites sur le terrain et d'en visualiser la distribution spatiale. Une nomenclature ainsi que des critères relatifs aux tectonites ont été établis par différents auteurs (Davidson *et al.*, 1982; Hanmer et Ciesielski, 1984; Hanmer, 1988; Mawer, 1987).

Dans la région d'étude, le «gneiss droit» (figure 4a) ainsi que le «gneiss porphyroclastique» (figure 4b) sont les tectonites caractéristiques des zones de cisaillement majeures.

Le «gneiss droit» est constitué de rubans millimétriques, centimétriques à métriques, rectilignes et très continus. Ces rubans sont généralement marqués par une variation importante de l'indice de coloration. Les bandes formées correspondent vraisemblablement à des niveaux d'enclaves ou des filons fortement transposés parallèlement à la foliation. Le rubanement résulte de la transposition des éléments planaires dans le plan du cisaillement (plan «C»). Cette transposition est l'aboutissement d'une déformation intense. Les plis isoclinaux et les nez de plis déracinés sont communs dans le gneiss droit.

Le «gneiss porphyroclastique», un équivalent du gneiss droit, est rubané et possède une foliation tectonique très bien développée. Les porphyroclastes ainsi que les traînées de plagioclases et de feldspaths potassiques y sont abondants. De plus, de nombreuses plages de quartz sont rubanées parallèlement au plan du cisaillement.

En lame mince, le gneiss droit montre des évidences de recristallisation syntectonique de haute température par recuit («annealing»). Cette recristallisation engendre une texture polygonale granoblastique. Les rubans de quartz sont constitués de grandes plages monocristallines (rubans de type «Plattenquartz») issues d'une importante migration de la bordure de grains. Les phénomènes de recristallisation par recuit et de migration des bordures de grains témoignent d'une déformation de haute température.

5.3 Zone de cisaillement de Cayamant (ZCC)

Une importante zone de cisaillement d'environ 5 km de largeur, orientée NE à NNE, appelée Zone de cisaillement de Cayamant (Linéament de Cayamant), traverse la région cartographiée. Elle se trouve au contact entre la Ceinture centrale des métasédiments (CCM) et la Ceinture des gneiss centraux (CGC) et affecte les lithologies de ces 2 ceintures (figure 5) (Sharma *et al.*, 1992). Ce linéament, distinct sur les images RADAR-SEASAT, se poursuit au nord de la carte pour aller rejoindre le Linéament de Baskatong-Désert (Sharma *et al.*, 1992). Le linéament s'estompe au sud du lac à la Loutre pour disparaître dans les basses terres, en bordure de la rivière des Outaouais.

La ZCC affecte les lithologies de la Ceinture centrale des métasédiments et de la Ceinture des gneiss

centraux. Les gneiss tonalitiques dans cette zone montre un degré de migmatisation élevé. Des quantités mineures de marbre, paragneiss, amphibolite et métagabbro sont aussi présentes, dans les secteurs majoritairement occupés par le gneiss tonalitique migmatisé, sous forme de lambeaux tectoniques allongés et parallèles à la foliation. Les roches de la ZCC sont, dans l'ensemble, intensément déformées. La tectonite caractéristique de cette zone est le gneiss porphyroclastique qui possède une foliation mylonitique et une linéation d'éirement définie par les plages de quartz et de feldspaths rubanées dans le plan du cisaillement. Une linéation minérale, parallèle à la linéation d'éirement, est définie par l'orientation préférentielle des cristaux d'amphibole, de biotite et de sillimanite. Le pendage de la foliation mylonitique et le plongement de la linéation sont orientés vers le sud-est.

Différents types d'indicateurs du sens du mouvement ont été observés dans la ZCC. Ces indicateurs sont les inclusions rigides asymétriques, les «foliation fish» (Hammer, 1986), les structures planaires de type C/S et la géométrie de dykes mafiques plissés et progressivement transposés dans le plan du cisaillement (figure 6). Les porphyroclastes de type σ et δ (classification de Passhier et Simpson, 1986) ont été utilisés avec précaution puisque leur géométrie asymétrique est souvent oblitérée par la recristallisation. L'ensemble de ces indicateurs cinématiques montre un transport tectonique du SE vers le NW. Dans la région de Fort-Coulonge, ce mouvement implique que les roches du Terrane de Mont-Laurier (ou CCM) chevauchent les roches du Terrane de Pythonga (ou CGC) (Sharma *et al.*, 1992, 1993).

La Zone de cisaillement de Cayamant (Linéament de Cayamant) représente la zone où l'on commence à observer, sur le terrain, le processus de chevauchement vers l'ouest des roches du Terrane de Mont-Laurier sur le complexe gneissique du Terrane de Pythonga. De ce fait, elle correspond vraisemblablement à la limite est du Terrane de Bancroft telle que reconnue plus au sud en Ontario (Easton, 1986).

5.4 Structures à l'est de la ZCC

À l'est de la ZCC, dans le Terrane de Mont-Laurier, la foliation générale est définie par le rubanement compositionnel, l'orientation préférentielle des minéraux prismatiques, micacés et aciculaires et le plan de cisaillement des fabriques mylonitiques. Le pendage du plan moyen de cette foliation est orienté vers le SE ($063^{\circ}/30^{\circ}$) (figure 7a). La majorité des linéations d'éirement et des linéations minérales plongent vers le SE ($122^{\circ}/31^{\circ}$) (figure 7b).

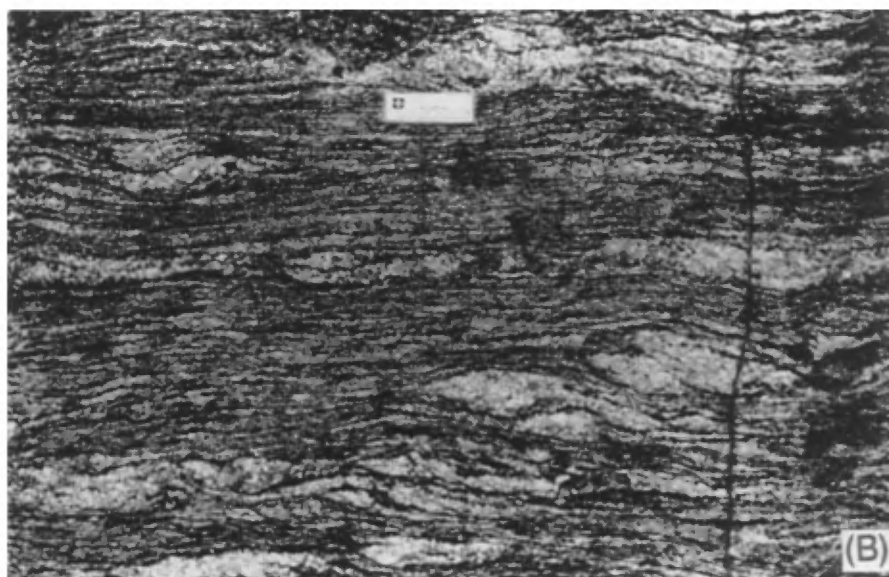


Figure 4: (A) Gneiss droit du secteur de Waltham-Station. L'échelle est donnée par le marteau de géologue situé au centre de la photographie. (B) Gneiss porphyroclastique de la zone de cisaillement du lac Cayamant. L'échelle mesure 50 mm.

À l'intérieur du Terrane de Mont-Laurier, l'intensité de la déformation est variable. Les tectonites et fabriques mylonitiques sont observées en plusieurs endroits. L'intensité de la déformation est particulièrement forte à l'intérieur des marbres et des roches calco-silicatés lorsque ceux-ci sont en contact avec les lithologies quartzo-feldspathiques ou mafiques. Ces zones d'intense déformation sont imputables au contraste de compétence entre les types de roches. La déformation tend alors à se localiser dans la lithologie la moins compétente.

5.5 Structures à l'ouest de la ZCC

À l'ouest de la ZCC, une série de nappes de charriage étroites, composées de roches métasédimentaires, chevauchent les gneiss du Terrane de Pythonga (CGC) (figure 5). Les flancs de ces nappes, orientés NNW à NW, définissent le grain tectonique dominant du secteur. Ces nappes s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres, et leur extension déborde la région cartographiée jusque dans le feuillet SNRC 31K au nord. Tout ce secteur qui fait partie du Terrane de Pythonga et partiellement couvert par des nappes de charriage composées de métasédiments, correspond à la «Zone de l'avant-pays de la Ceinture monocyclique» proposée par Sharma *et al.*, 1992, 1993), ou à la «Zone de chevauchement de la limite de la Ceinture centrale des métasédiments» proposée par Sharma *et al.*, 1992, 1993) et (Hanmer et MacEachern, 1992).

Les structures du Terrane de Pythonga ont, dans le passé, été interprétées comme de grands plis régionaux (Katz, 1976; Kretz, 1977). Ces structures génèrent, sur le stéréogramme des pôles de foliation, une ceinture de grand cercle (figure 7c). Cependant, ces structures régionales correspondent plutôt à la géométrie de grandes nappes de charriage où le pôle de la ceinture de grand cercle coïncide avec les linéations d'étirement observées sur le terrain (figure 7d). Les linéations d'étirement et minérales restent constantes de part et d'autre de la ZCC et plongent vers le sud-est. Dans le Terrane de Pythonga la concentration maximum des linéations est orientée à 139° avec une plongée de 18° ($139^\circ/18^\circ$) (figure 7d).

Des zones de cisaillements ou de déformation intense («High-strain zones») orientées NNW à NW sont également observées dans le Terrane de Pythonga. Ces zones localisées sur les flancs des nappes de charriage sont caractérisées par la présence de gneiss porphyroclastiques et de gneiss droits. La Zone de cisaillement de Campbell's Bay (ZCCB) est un exemple de ces zones de déformation en bordure d'une nappe de charriage (figure 5). Plus à l'ouest,

une autre zone de cisaillement d'environ 1 km de largeur, la Zone de cisaillement de Waltham (ZCW), marque la limite entre la série de nappes de charriage et les gneiss du Terrane de Pythonga (figure 5). Les indicateurs cinématiques observés dans ces zones de cisaillement montrent des mouvements de faille inverse avec des composantes de décrochement dextre dans le cas de la Zone de cisaillement de Campbell's Bay (ZCCB) et senestre dans le cas de la Zone de cisaillement de Waltham (ZCW). L'ensemble de ces mouvements correspond au contexte tectonique où une série de métasédiments chevauchent du SE vers le NW sur le complexe gneissique du Terrane de Pythonga.

6. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

6.1 Généralités

La région de Fort-Coulonge a fait l'objet de nombreuses campagnes de prospection. Un certain nombre de ces travaux eurent des résultats positifs et des gisements de plomb-zinc-argent (mine New Calumet), de fer (mine Bristol) et de molybdène (mine Moss) furent exploités dans le passé. De petites mines de mica et quelques carrières de marbre dolomitique, dont une est encore en activité à proximité de Portage-du-Fort, font aussi partie du patrimoine minier de la région de Fort-Coulonge. La majorité des travaux de prospection actuellement en cours dans la région concernent la recherche du diamant. Il est néanmoins pertinent d'élargir la gamme des commodités minérales à explorer. De nombreuses routes forestières, dont plusieurs récentes, sillonnent le nord de la région. Ces nouvelles voies d'accès sont un atout majeur à la prospection.

6.2 Potentiel métallifère

Lors de la campagne de terrain de l'été 1993, plusieurs zones minéralisées en sulfures ont été mises à jour. Toutes ces zones minéralisées ont systématiquement été échantillonnées et analysées pour l'or, l'argent et les métaux de base. Des analyses supplémentaires des éléments du groupe du platine (Pt, Pd, Rh) ont été effectuées sur les échantillons de roches mafiques et ultramafiques minéralisées en sulfures. Plusieurs échantillons analysés donnent des résultats anomaux intéressants. Une description sommaire des zones minéralisées les plus prometteuses est présentée à la section suivante.

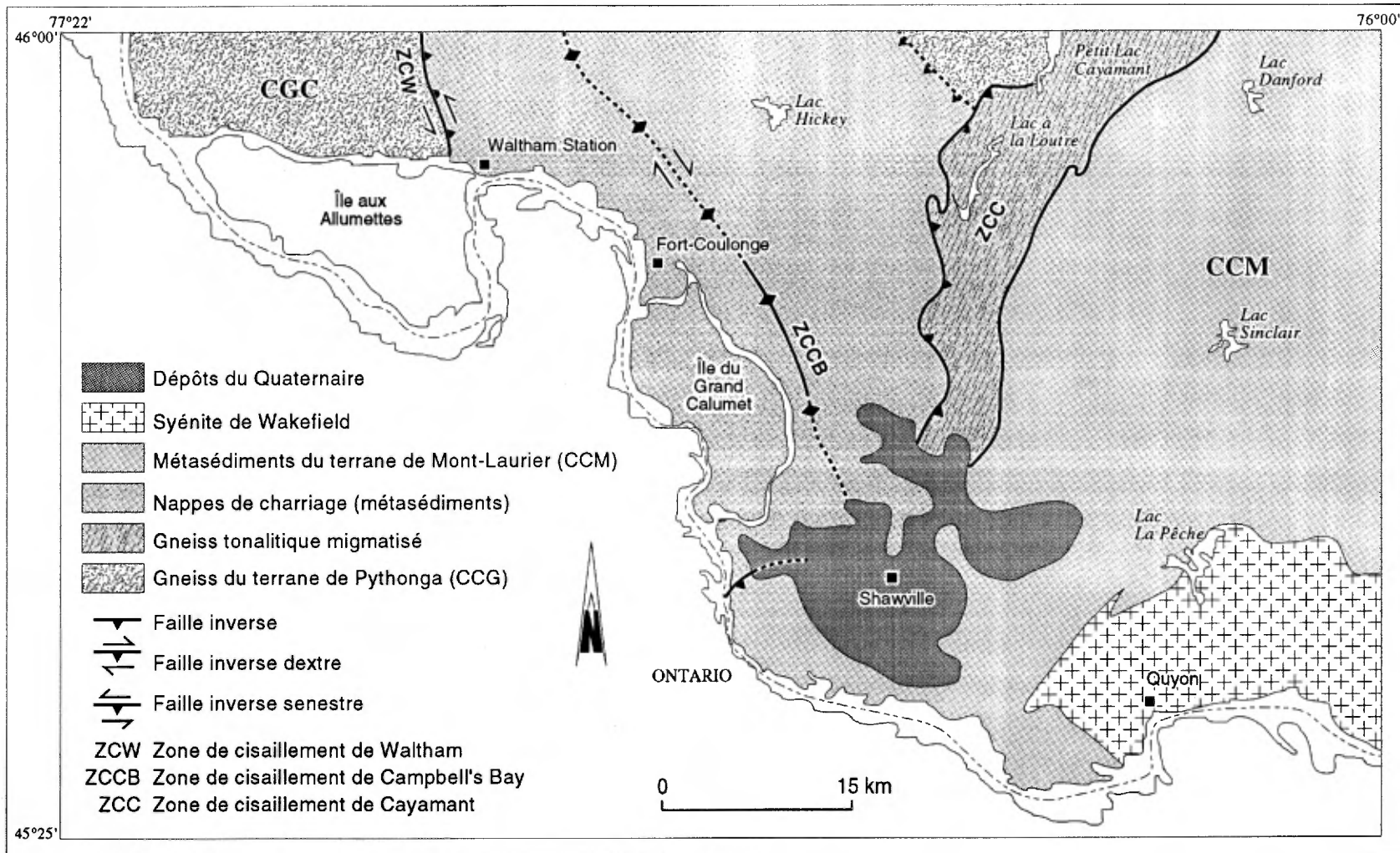


Figure 5: Carte schématique des structures majeures dans la région de Fort-Coulonge

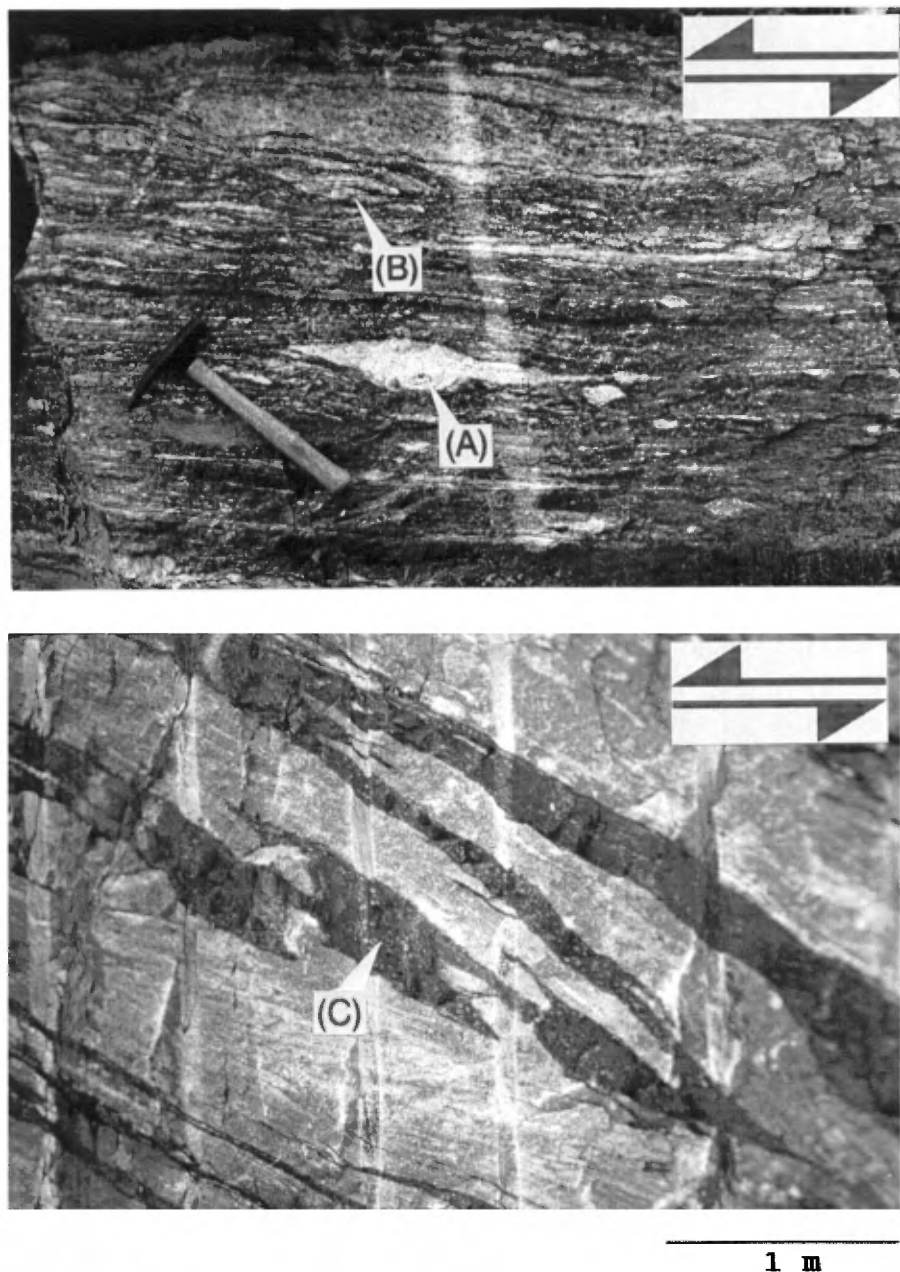


Figure 6: Indicateurs cinématiques montrant le chevauchement vers le nord-ouest: (A) boudin asymétrique, (B) "foliation fish", (C) forme sigmoïde des nez de plis en S dans un dyke d'amphibolite.

6.3 Description des indices métallifères

À partir des indices métallifères présentés au tableau I, il est possible de tracer un bilan sommaire des contextes géologiques propices à la prospection minérale.

Dans un premier temps, notons la valeur anormale en cuivre (Cu = 0,94 %) détectée dans un métagabbro anorthositique (indice # 1). Cette zone minéralisée, constituée de quelques petits amas sulfurés (pyrite et pyrrhotine), est cependant restreinte à moins d'un mètre de largeur. Elle illustre néanmoins le potentiel cuprifère et probablement nickélifère dans la série des roches anorthositiques de la région de Fort-Coulonge. Des valeurs anormales en cobalt, cuivre et nickel ont aussi été décelées dans une roche ultramafique à grain fin (indice # 7) contenant des sulfures (pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite) disséminés.

Les roches calco-silicatées sont souvent riches en sulfures (5 % à 10 % de pyrrhotine et pyrite) en petits grains disséminés ou en taches dans la roche. Des analyses de roches calco-silicatées minéralisées (indices # 2, 3, 4, 5 et 6) ont révélé des valeurs anormales en argent ou en cuivre. Plusieurs de ces roches calco-silicatées renferment aussi des cristaux de molybdénite (≤ 2 %) disséminés dans la roche. L'épaisseur des zones minéralisées, observées dans les roches calco-silicatées varie du mètre au décimètre. Ces zones sont généralement parallèles à la foliation générale.

Les amphibolites de l'île du Grand Calumet renferment des zones minéralisées riches en sulfures. Ces zones sont, soit à l'intérieur même de l'amphibolite, soit localisées dans des zones de cisaillement. Dans le premier cas, la minéralisation correspond à des sulfures (environ 3 % de pyrite et/ou pyrrhotine) disséminés dans la roche. Dans le second cas, la minéralisation est présente dans des zones de cisaillement dont la largeur varie du décimètre au décimètre. Une altération de la roche est associée à ces cisaillements. Les minéraux de l'altération sont le quartz (silicification) et/ou la biotite et/ou la sillimanite et/ou la staurotide. La minéralisation correspond à la pyrite et pyrrhotine disséminées dans les zones de cisaillement ou en veines massives de quelques centimètres au cœur des zones de cisaillement. Quelques valeurs anormales en Au, Ag, Cu et V ont été décelées dans les analyses des amphibolites minéralisées (indices # 8, 10 et 11).

Les marbres de la Province de Grenville sont reconnus pour être propices aux minéralisations plombo-zincifères. Cependant, très peu de sphalérite et de galène ont été observées dans les marbres de la région de Fort-Coulonge. Quelques valeurs anormales en Pb, Zn, Co ressortent des analyses d'échantillons minéralisés. L'anomalie de plomb et de zinc provient d'un marbre dolomitique contenant < 1 % de petits grains de sphalérite et de galène disséminés dans la roche (indice # 13). L'anomalie en cobalt, associée à une légère anomalie en or, provient d'une zone rouillée à l'intérieur du marbre dolomitique (indice # 14 et 15). Les zones rouillées, de dimension centimétrique, sont parallèles au rubanement tectonique et contiennent entre 5 % et 10 % de pyrite et/ou d'hématite. L'ensemble des zones minéralisées peut atteindre jusqu'à 10 % du volume des marbres. Cependant, les marbres minéralisés sont difficiles à suivre latéralement sur de grandes distances.

Le métagabbro de Bryson - Portage-du-Fort forme une masse de plus de 26 km². Des valeurs anormales en or, cuivre, nickel et vanadium ressortent des analyses de ce métagabbro minéralisé (indices # 9, 12 et 16). La minéralisation dans le métagabbro correspond à des sulfures (pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite) disséminés dans la roche ou dans des zones de cisaillement centimétriques silicifiées et contenant un peu de tourmaline. Le métagabbro contient de 3 % à 15 % de sulfures. Les zones cisailées silicifiées et les zones de bordure sont généralement plus riches en sulfures. Plusieurs valeurs anormales en or ont été décelées dans la masse gabbroïque de Bryson - Portage-du-Fort (Au = 0,15 g/t; 0,16 g/t et 0,39 g/t). Ces valeurs en or sont associées aux veines de quartz qui recoupent le métagabbro (figure 8).

6.4 Minéraux industriels et pierre dimensionnelle

Les marbres dolomitiques sont abondants dans la région de Portage-du-Fort (31F10) et une carrière est actuellement en activité dans ce secteur. Certains marbres dolomitiques contiennent d'importantes quantités de brucite (B) ou de trémolite (T). La brucite est particulièrement abondante dans la partie sud de l'île du Grand Calumet. Les marbres dolomitiques à brucite peuvent contenir entre 15 % et 60 % de brucite. Le volume de ces marbres à brucite n'a cependant pas été établi. Les marbres dolomitiques à trémolite se situent dans la partie centrale de l'île du Grand Calumet. Ces marbres contiennent jusqu'à 50 % de trémolite aciculaire et très blanche.

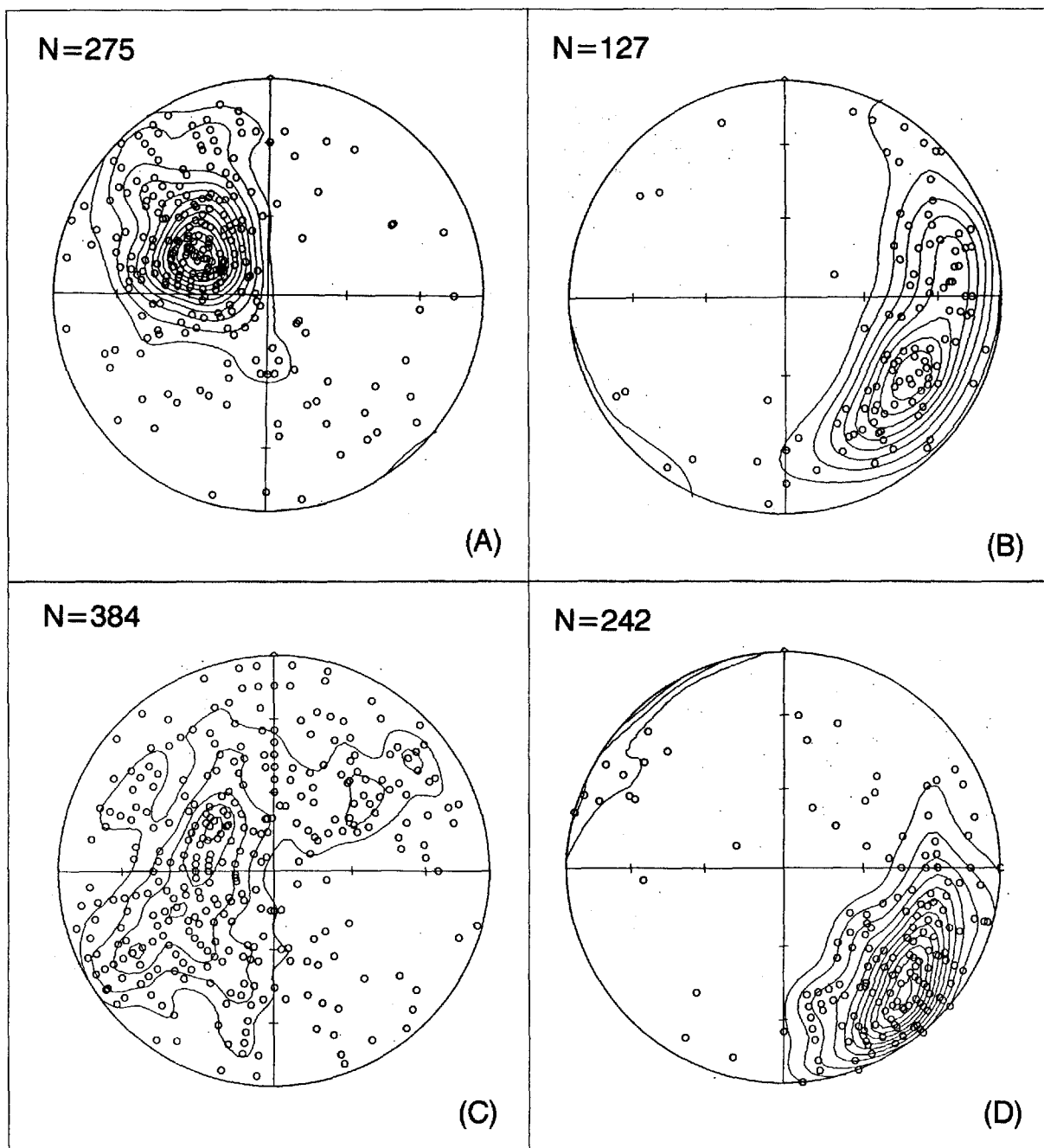


Figure 7: Projections stéréographiques équiaires. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986); N = nombre de données. (A) Pôles des plans de foliation à l'est de la ZCLC. (B) Linéations minérales et d'étirement à l'est de la ZCLC. (C) Pôles des plans de foliation à l'ouest de la ZCLC. (D) Linéations minérales et d'étirement à l'ouest de la ZCLC.

Tableau I : Les indices minéralisés

Indice #	Localisation	Valeurs anormales	Contexte géologique
(1)	SNRC : 31F15 UTM : 348810 E 5086400 N	Au = 0,02 g/t Cu = 0,94 % Ni = 0,06 %	Gabbro anorthositique contenant des amas de sulfures (Py, Cp).
(2)	SNRC : 31F15 UTM : 369815 E 5091809 N	Ag = 17 g/t	Diopsidite associée aux roches calco-silicatées. La diopsidite contient environ 5 % de pyrite et de pyrrhotine disséminées dans la roche.
(3)	SNRC : 31F15 UTM : 372450 E 5090169 N	Ag = 8,6 g/t	Gneiss calco-silicaté contenant 5 % de pyrrhotine disséminée.
(4)	SNRC : 31F16 UTM : 383050 E 5070900 N	Au = 0,07 g/t Cu = 0,04 %	Gneiss calco-silicaté avec des zones rouillées contenant de la pyrrhotine, de la pyrite et de la molybdénite.
(5)	SNRC : 31F16 UTM : 385810 E 5069650 N	Cu = 0,05 %	Gneiss calco-silicaté à diopside, amphibole et scapolite avec des niveaux centimétriques riches en pyrite ± pyrrhotine.
(6)	SNRC : 31F15 UTM : 362360 E 5068850 N	Cu = 0,03 %	Gneiss calco-silicaté contenant de la pyrite, de la pyrrhotine et de la molybdénite disséminées.
(7)	SNRC : 31F10 UTM : 366300 E 5064800 N	Au = 0,03 g/t Co = 0,06 % Cu = 0,28 % Ni = 1,53 %	Roche ultramafique à grain fin contenant de la pyrrhotine et de la chalcopryrite disséminées.
(8)	SNRC : 31F10 UTM : 371500 E 5065200 N	Au = 0,05 g/t Ag = 6 g/t V = 0,06 %	Zone cisailée, altérée et minéralisée en sulfures (Py, Po) dans l'amphibolite. Les minéraux d'altération associés à cette zone sont le quartz, la biotite, la sillimanite et la staurotide.
(9)	SNRC : 31F10 UTM : 373950 E 5061450 N	Au = 0,15 g/t	Zone de cisaillement avec silicification et minéralisation en sulfures (Po, Py) à l'intérieur d'un métagabbro.
(10)	SNRC : 31F10 UTM : 373560 E 5061150 N	Cu = 0,05 %	Amphibolite contenant 3 % de pyrite disséminée.
(11)	SNRC : 31F10	Au = 0,01 g/t Cu = 0,05 %	Amphibolite gneissique cisailée et silicifiée. La zone silicifiée contient 7 % de pyrrhotine disséminée.
(12)	SNRC : 31F10 UTM : 373590 E 5058500 N	Au = 0,16 g/t V = 0,04 % Zn = 0,03 %	Zone rouillée riche en sulfures (Py, Po) au contact d'un métagabbro et de roches calco-silicatées. Les meilleures valeurs analytiques se retrouvent dans le métagabbro.
(13)	SNRC : 31F10 UTM : 373690 E 5057020 N	Pb = 0,06 % Zn = 0,16 %	Marbre dolomitique contenant 1 % de sphalérite, de galène et de magnétite en petits grains disséminés dans la roche.
(14)	SNRC : 31F10 UTM : 369950 E 5055280 N	Au = 0,01 g/t	Niveaux presque exclusivement composés de serpentine à l'intérieur d'un marbre dolomitique. Les niveaux de serpentine sont rouillés et contiennent jusqu'à 10 % de pyrite ± pyrrhotine.
(15)	SNRC : 31F10 UTM : 370150 E 5054750 N	Au = 0,02 g/t Co = 0,12 %	Zones rouillées à l'intérieur d'un marbre dolomitique. Ces zones rouillées, de dimension centimétrique, sont parallèles au rubanement tectonique et contiennent entre 5 % et 10 % de pyrite et/ou d'hématite.
(16)	SNRC : 31F10 UTM : 369700 E 5048875 N	Au = 0,39 g/t Cu = 0,07 % Ni = 0,07 %	Métagabbro recoupé de nombreuses veines de quartz. Le métagabbro contient environ 7 % de sulfures (Po, Py) disséminés dans la roche ou concentrés en amas centimétriques.

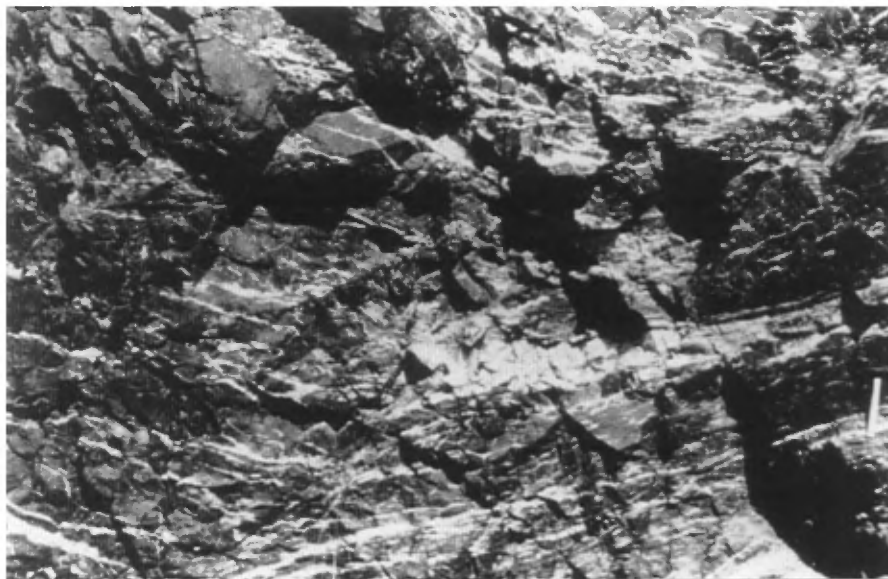


Figure 8: Métagabbro recoupé de nombreuses veines de quartz. Le métagabbro contient environ 7 % de pyrite et de pyrrhotine disséminées dans la roche ou concentrées en amas centimétriques. L'échelle est donnée par le marteau de géologue à droite de la photographie.

Le gneiss rose et noir du secteur de Vinton possède une couleur et une texture esthétiques et pourrait s'avérer intéressant pour l'exploitation de la pierre dimensionnelle. Le gneiss de Vinton affleure au sud du village de Vinton (SNRC: 31F/15, UTM: 375450 E, 5068000 N). Les affleurements sont visibles sur le côté est de la route 148. La grande dimension des affleurements, le relief modéré et le peu de fractures apparentes sur les surfaces observées en font un bon candidat pour la prospection de la pierre dimensionnelle. Cependant, aucun travail de détail n'a été effectué sur ces affleurements. La densité des fractures et l'homogénéité de la roche restent à établir.

7. CONCLUSION

Les travaux de terrain effectués au cours de l'été 1993 couvraient la portion québécoise du feuillet SNRC 31F. Ces travaux ont permis de «réinterpréter» la géologie et les structures de la région de Fort-Coulonge et d'élaborer une carte synthèse à échelle de 1:100 000. Ces travaux ont aussi permis de mettre à jour de nouveaux indices minéralisés et de nouveaux sites propices à l'exploration de minéraux industriels et de matériaux pour la pierre dimensionnelle.

La région de Fort-Coulonge se subdivise en deux domaines litho-structuraux. Le domaine situé à l'est de la carte correspond au Terrane de Mont-Laurier. Le Terrane de Mont-Laurier, essentiellement composé de roches métasédimentaires et métavolcaniques, appartient au secteur occidental de la Ceinture centrale des métasédiments (CCM). Le domaine situé à l'ouest de la carte correspond au Terrane de Pythonga. Le Terrane de Pythonga, caractérisé par le gneiss tonalitique, dioritique et granodioritique, appartient à la Ceinture des gneiss centraux (CGC). Ces deux terranes sont séparés par la Zone de cisaillement de Cayamant (ZCC). Les indicateurs cinématiques observés dans la ZCC montrent que les roches volcanosédimentaires du Terrane de Mont-Laurier chevauchent le Complexe gneissique du Terrane de Pythonga. Le transport tectonique lié au chevauchement s'effectue du SE vers le NW. La persistance des roches supracrustales du côté ouest de la ZCC, à l'intérieur même de la Ceinture des gneiss centraux, est imputable à la présence de nappes de charriage constituées de roches volcanosédimentaires reposant sur les gneiss du Terrane de Pythonga. Ce secteur correspond à la «Zone d'avant-pays de la Ceinture monocyclique» proposée par Sharma *et al.* (1992), ou à la «Zone de chevauchement de la limite de la Ceinture centrale des métasédiments» («Central Metasedimentary Belt Boundary Thrust Zone - CMBBTZ») proposé par (Sharma *et al.*, 1992 et Hanmer et McEachern, 1992).

Plusieurs zones minéralisées en sulfures ont été observées sur le terrain. Une partie des zones anormales minéralisées présentent des valeurs. Les zones possédant des valeurs anormales sont répertoriées au tableau I de la section 5.3 et correspondent aux indices métallifères indiqués sur la carte de synthèse. Les indices métallifères sont observés dans divers contextes géologiques. Parmi ces contextes, notons la présence du zinc et du plomb associés aux métasédiments carbonatés; l'argent, le cuivre et le molybdène associés aux roches calcosilicatées; le cuivre et le nickel associés à des intrusions mafiques et ultramafiques, et l'or associé au métagabbro de Bryson - Portage-du-Fort recoupé par de nombreuses veines de quartz. Dans beaucoup de cas, ces minéralisations sont associées aux zones de déformation.

Des affleurements de marbre dolomitique contenant des quantités significatives de brucite ou de trémolite blanche ont été répertoriés. Le volume de ces marbres n'a cependant pas été établi.

Un site propice à l'exploration de la pierre dimensionnelle a été identifié à proximité du village de Vinton, en bordure de la route 148. Ce site n'a cependant fait l'objet que d'une étude très sommaire et la qualité du dépôt reste à définir.

8. RÉFÉRENCES

- ANOVITZ, L.M. et ESSENE E.J., 1990. Thermobarometry and Pressure-Temperature Paths in the Grenville Province of Ontario. *Journal of Petrology*, **31**, 197-241.
- BAKER, D. R., 1977. Aylwing-Cawood area, Pontiac and Gatineau counties. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP-510, 80 p.
- BRUN, J., 1984. Géologie de la région de Portage-du-Fort. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 83-03, 87 p.
- DAVIDSON, A., CULSHAW, N.G., et NADEAU, L., 1982. A tectono-metamorphic framework for part of the Grenville Province, Parry Sound region, Ontario, *Dans Current Research*, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, pp. 175-190.
- EASTON, R.M., 1986. Geochronology of the Grenville Province. *Dans The Grenville Province. Édité par J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological Association of Canada, Special Paper 31, p. 127-189.*
- GERVAIS, R., 1992. Revision géologique et structurale des feuillets SNRC 31 K et 31 F, Secteur Lac Saint-Patrice - Lac Jim. Centre d'études sur les ressources minérales (CERM) - Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Rapport intérimaire, 32 p.
- HANMER, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8** : 111-122.

- HANMER, S., 1988. Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **25**, 1049-1059.
- HANMER, S.K. et CIESIELSKI, A., 1984. A structural reconnaissance of the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario and Québec. *Dans Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B*, p. 121-131.
- HANMER, S. K., McEACHERN, S., 1992. Kinematical and rheological evolution of a crustal-scale ductile thrust zone, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29** : 1779-1790.
- HANMER, S., THIVIERGE, R.H. et HENDERSON, J.R., 1985. Anatomy of a ductile thrust zone; part of the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. *Dans Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B*, p. 1-5.
- KAY, G.M., 1942. Ottawa-Bonnechere graben and Lake Ontario homocline. *Bulletin of the Geological Society of America*, **53**, pp. 585-646.
- KATZ, M.B., 1976. Région, Portage-du-Fort et Lac Saint-Patrick Ministère des Richesses Naturelles, Rapport géologique - 170, 122 p.
- KRETZ, R., 1977. Fort Coulonge - Otter Lake -Kazabazua area, Pontiac and Gatineau countries, Ministère des Richesses naturelles du Québec, Report DPV 514.
- KRETZ, R., 1990. Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 493-506.
- KRETZ, R., HARTREE, R., GARRETT, D., CERMIGNANI, C., 1985. Petrology of the Grenville swarm of gabbro dikes, Canadian Precambrian Shield. *Canadian Journal of Earth sciences*, v. 22, pages 53-71.
- KRETZ, R., JONES, P. et HARTREE, R., 1989. Grenville metagabbro complexes of the Otter Lake area, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **26**, 215-230.
- LANGLAIS, L., 1991. Géologie de la région du Lac Sainte-Marie, comté de Gatineau, Québec. Rapport final, 181 p.
- LÉVESQUE, J. et SHARMA, K. N. M., 1991. Étude de la zone de limite de la Ceinture métasédimentaire centrale (CMBBZ) à l'aide d'images LANDSAT-TM et d'images RADAR-SEASAT et aéroportées. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 61 p.
- MADORE, L. et SAWYER, E.W., 1992. Autopsy of the cinematic history at the border of the Central Metasedimentary Belt of Québec, Grenville Province. Abstract - Grenville Workshop, April 3-5, 1992, Québec, Friends of Grenville.
- MAWER, C.K., 1987. Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, **9**, 531-535.
- MOECHER, D.P., ESSENE, E.J. et ANOVITZ, L.M., 1988. Calculation of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers and application to high-grade rocks, Contribution to Mineralogy and Petrology, **100**, 92-106.
- OSBORNE, F.F., 1944. Calumet Island Area, Pontiac country. Département des Mines, Province de Québec, RG-18, 30 p.
- PASSCHIER, C. W., SIMPSON, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8** : 831-844.
- PERKINS, D., III, ESSENE, E. J. ET MARCOTTY, L. A., 1982. Thermometry and barometry of some amphibolite-granulite facies rock from the Otter Lake area, southern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**, 1759-1774.
- RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C.F. et DAVIDSON, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, **8**, 63-84.
- ROBIN, P.-Y. F., et JOWETT, E. C., 1986. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*, **121**, 207-223.
- SABOURIN, R.-J.-E., 1965. Région de Bristol-Masham, comté de Pontiac et de Gatineau. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-110, 54 p.
- SHARMA, K.N.M., HOCQ, M., LÉVESQUE, J., RIVE, M., 1992. Région de Grand-Remous - Maniwaki - Danford-Lake, Excursion des Amis du Grenville au Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 34 p.
- SHARMA, K. N. M., HOCQ, M., LÉVESQUE, J., RIVE, M., 1993. Région de Grand-Remous - Maniwaki - Danford Lake, Observations structurales et importance économique. Excursion des Amis du Grenville au Québec. MB 93-50, M.E.R.Q.
- SHARMA, K.N.M., LÉVESQUE, J. et SINGHROY, V.H., 1993 b. Interprétation structurale d'images RADAR-SEASAT, Outaouais et Gatineau, Québec, 1:250 000. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- SHARMA, K.N.M., MADORE, L., LÉVESQUE, J. et SINGHROY, H., 1993 a. Géologie, structure et importance économique de la région de Fort-Coulonge, Outaouais. Résumé des conférences, Séminaire d'information 1993. «L'exceptionnel potentiel minéral du Québec, une réalité à découvrir», Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-03, 7-9.
- SHAW, D. W., 1955. Geology of North part of Calumet Island. DP-19. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 37 pages.
- SILVER, L.T., LUMBERS, S.B., 1966. Geochronological studies in the Bancroft-Madoc area of the Grenville Province, Ontario, Canada; *Geological Society of America, Special Publication 87*, p. 156 (abstract).
- STOCKWELL, C. H., McGLYNN, J. C., EMSLIE, R. F., SANFORD, B.V., NORRIS, A. W., DONALDSON, J. A., FAHRIG, W. F., CURRIE, K. L., 1970. Geology of the Canadian Shield. In *Geology and economic minerals of Canada*. Edited by R. J. W. Douglas. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1.
- VAN DER PLUIJM, B. A., CARLSON, K. A., 1989. Extension in the Central Metasedimentary Belt of the Ontario Grenville : Timing and tectonic significance. *Geology*, v. 17, pp. 161-164.

WILSON, A. E., 1964. Geology of the Ottawa - St. Lawrence Lowland. Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 241.

WILSON, M. E., 1926. Région d'Amprior - Quyon et de Maniwaki, Ontario et Québec. Mémoire 136, Commission géologique du Canada, 162 pages.

WINDLEY, B.F., 1986. Comparative tectonics of the western Grenville and western Himalayas. *Dans* The Grenville Province. *Édité par* J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological association of Canada Special Paper 31, pp. 341-348.

WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972. The Grenville Province. *Dans* Variations in tectonic styles in Canada. *Édité par* R.A. Price et R.J.W. Douglas. Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 263-334.