

RG 99-02

Géologie de la région du lac Manitou, 22I/14

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



License

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC MANITOU

(SNRC 22I/14)

Serge Chevé
André Gobell
Thomas Clark
Louise Corriveau
Serge Perreault
Denis-Jacques Dion
Réal Daigneault

RG 99-02

Accompagne la carte
SI-22I14-C3G-99H



Vue générale (regardant vers le sud) de la vallée glaciaire actuellement occupée par le lac Manitou.

Géologie de la région du lac Manitou (22I/14)

Serge Chevé ¹
André Gobeil
Thomas Clark
Louise Corriveau ²
Serge Perreault
Denis-Jacques Dion
Réal Daigneault ³

RG 99-02

(Accompagne la carte SI-22I14-C3G-99H)

RÉSUMÉ

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Manitou et traitées dans le présent rapport sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Province géologique de Grenville. Elles font partie de la ceinture allochtone polycyclique et de la ceinture magmatique interne de cette province géologique.

L'intégration de nos levés géologiques des étés 1996 (22I/13E et 22I/14E) et 1997 (22P/02, 22P/03 et 22P/04E) aux levés préexistants et aux données aéromagnétiques permettent de reconnaître cinq grands ensembles géologiques dans la région de Manitou : le Complexe de Canatiche, le Complexe de Manitou, le Complexe de Matamec, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et l'Anorthosite de Tortue.

Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillets et des enclaves de roches anorthositiques et/ou gabbroïques et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches calcosilicatées et de formations de fer. Au NW du lac Manitou, une petite superficie de matériel granitique et pegmatitique est assignée au Complexe de Canatiche.

Défini sur le plateau qui domine l'est du lac Manitou, le *Complexe de Manitou* constitue l'entité lithologique dominante du feuillet 22I/14. Il forme un ensemble essentiellement gneissique au travers duquel ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées. Le gneiss quartzofeldspathique, le gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende ($\pm$ biotite, $\pm$ grenat) et le gneiss granitique en sont les lithologies gneissiques dominantes. Elles sont accompagnées de paragneiss (à sillimanite et/ou graphite, quartzite et roches calcosilicatées) et de métagabbro et/ou amphibolite à pyroxènes. Aux limites des feuillets 22I/13 et 22I/14, le Manitou se pince et se tectonise intensément entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue (couloir tectonique du ruisseau Plat).

Deux entités lithologiques définissent le *Complexe de Matamec* qui, pris dans son ensemble, apparaît comme une nappe de chevauchement transportée sur le Complexe de Manitou. L'une, dominée par des gabbronorites injectés de matériel mangeritique et granitique, constitue l'essentiel de la partie est du feuillet 22I/13 adjacent; seuls quelques kilomètres carrés à l'extrême SW du feuillet 22I/14 appartiennent à cette entité. L'autre définit une entité d'extension beaucoup plus limitée de granite porphyrique à ocellé à biotite et hornblende; elle est restreinte au coin SW du feuillet 22I/14 et sa signature aéromagnétique permet d'anticiper son extension dans la partie NW du feuillet 22I/11. Le dyke de gabbronorite du lac Volant auquel sont associées des minéralisations de Cu-Ni-Co constitue une phase intrusive tardive de ce complexe.

La *Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre* définit régionalement une masse irrégulière amiboïde d'environ 150 km de diamètre. L'extrémité NW de cette masse, en partie isolée du corps principal par une profonde et étroite indentation de gneiss du Complexe de Manitou, appartient au

1. INRS-Géoressources

2. Commission géologique du Canada

3. Université du Québec à Chicoutimi

RÉSUMÉ (suite)

territoire que nous avons cartographié. Le vocable «lobe nord-ouest» est accolé à cette masse circonscrite qui occupe la plus grande partie du quart NE du feuillet 22I/14. La roche qui le compose est une anorthosite ou une leuconorite qui, en quelques endroits, exhibe un litage magmatique spectaculaire; de la norite, du gabbro et de la troctolite complètent l'assemblage lithologique de la partie centrale de ce lobe. Ses bordures ouest et sud-ouest sont quant à elles à prédominance de gabbronorite et de norite; quelques niveaux de pyroxénite, localement minéralisés, y affleurent également dans des séquences litées d'anorthosite, de leuconorite et de norite. Dans le coin SE du feuillet 22I/14, le «bloc de Sheldrake» constitue quant à lui l'extrémité SW d'une masse anorthositique à laquelle la signature aéromagnétique régionale infère un diamètre d'une trentaine de kilomètres. Une organisation interne semblable à celle du lobe nord-ouest semble la définir. La partie la plus interne du «bloc de Sheldrake» est anorthositique et leuconoritique alors que les bordures s'enrichissent en matériel gabbronoritique et noritique; aucune minéralisation n'a jusqu'à présent été repérée dans cette bordure.

L'Anorthosite de Tortue définit une masse circonscrite ovale, orientée NW-SE, d'environ 250 km² et située à la limite des feuillets 22I/13, 22I/14 et 22P/03. Elle est composée d'anorthosite et accessoirement de gabbro, de leuconorite, de norite et de pyroxénite.

De nombreux dykes mafiques de gabbro, de gabbronorite et de diabase, peu ou pas déformés, affleurent à travers l'ensemble de la région cartographiée. Le plus notable de ces dykes dans la région de Manitou est un dyke fortement magnétique de leucogabbronorite à biotite. Il s'inscrit dans la continuité ESE d'un dyke semblable et porteur de minéralisations sulfurées, disséminées de Cu-Ni, dans le coin SE du feuillet 22I/13. Mentionnons en outre la particularité de quelques dykes diabasiques d'être accompagnés de matériel granitique.

L'analyse des données structurales recueillies lors du présent levé et celles de Hogan dans la partie ouest permettent de reconnaître une déformation polyphasée très complexe. Parmi ce cortège de déformation, la linéation régionale NNW à plongement SSE apparaît comme le trait structural marquant dans la région et traduit l'empreinte des poussées NNW de l'orogénèse grenvillienne; le chevauchement de la nappe de Matamec sur le Complexe de Manitou est associé à cet événement.

Les roches gneissiques du Complexe de Manitou présentent des assemblages minéralogiques stables au faciès des amphibolites supérieur et des granulites. Toutefois de nombreux réajustements minéralogiques affectent ces paragenèses, tout comme d'ailleurs les différentes lithologies de l'Anorthosite de Tortue ou de la Suite de Havre-Saint-Pierre. Ce rétro-métamorphisme, dont les derniers stades ont atteint le faciès des schistes verts, affecte également bon nombre de dykes tardifs de diabase.

Huit échantillons répartis sur les feuillets 22I/13 (Lac Nipisso) et 22I/14 (Lac Manitou) ont été analysés pour datation sur zircon par la méthode U-Pb. Quatre appartiennent au Complexe de Matamec (22I/13), deux aux unités felsiques du Complexe de Manitou (22I/14) et les deux derniers à des entités post-cinématiques, dont le Granite de Bigot (22I/13). Le magmatisme à l'intérieur du Matamec s'inscrit entre 1377 et 1351 Ma et peut être référé à l'Elsonien. Un magmatisme felsique entre 1168 et 1140 Ma caractérise le Complexe de Manitou. Nos données géochronologiques associées à celles de Van Breeman indiquent que les poussées à l'origine de la linéation régionale NNW que nous associons à l'orogénèse grenvillienne ont accompagné la mise en place et le début du refroidissement de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre entre 1062 et 1042 Ma. Enfin le magmatisme post-cinématique est enregistré à 1030 Ma pour le Granite de Bigot (22I/13) et à 974 Ma pour la composante felsique d'un dyke composite de granite et de diabase de la région de Manitou (22I/14).

Plusieurs types de minéralisations ont été répertoriés dans la région de Manitou :

- 1 - des minéralisations de Cu-Ni-(Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques;
- 2 - des minéralisations de Fe-Ti $\pm$ P dans les intrusions mafiques;
- 3 - des minéralisations de Fe $\pm$ Ti $\pm$ P $\pm$ Cu $\pm$ ÉTR $\pm$ F $\pm$ Mo $\pm$ Au d'origine hydrothermale probable;
- 4 - des minéralisations Cu-Zn $\pm$ Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux;
- 5 - des minéralisations Cu $\pm$ Ni $\pm$ Zn $\pm$ Pb $\pm$ Au d'origine tectonométamorphique; et,
- 6 - une minéralisation non classifiée de Cu.

Les minéralisations du premier type, associées au lobe nord-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, apparaissent comme les cibles d'exploration les plus prometteuses de la région.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR «GÉOLOGIE QUÉBEC»

Direction

Jean-Louis Caty

Supervision des inventaires géologiques

Alain Simard

Lecture critique

Serge Perreault

Édition et mise en pages

C. Dubé

Dessin assisté par ordinateur

Charlotte Grenier

Supervision technique

A. Beaulé

Document accepté pour publication le 99/02/23

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE	6
But du travail	6
Localisation et accès	6
Physiographie	6
Travaux antérieurs	9
Travaux en cours	9
Remerciements	9
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	10
DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES	15
Complexe de Canatiche	15
Complexe de Manitou	15
Unités gneissiques	16
Unités intrusives felsiques	21
Unités intrusives mafiques à ultramafiques (unités mpPmnt3)	24
Complexe de Matamec	26
Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre	26
Unité non différenciée d'anorthosite et de leuconorite (mPhsp1)	26
Unité de bordure à gabbronorite, norite et pyroxénite (mPhsp2)	29
L'Anorthosite de Tortue	30
Unité non différenciée d'anorthosite et de leuconorite (mPtor1)	30
Zone de bordure à prédominance de leuconorite (mPtor2)	31
Roches monzonitiques foliées et ocellées (unité mPtor3)	31
Unités intrusives tardives	31
Dyke de leucogabbronorite massif (unité lithologique I3Q, MG, LX)	31
Dykes mafiques diabasiques	32
GÉOLOGIE STRUCTURALE	32
Éléments analysés	33
Éléments structuraux dans le Complexe de Manitou	33
Éléments structuraux dans le Complexe de Matamec	34
Analyse structurale	34
Analyse des linéations : définition des grands domaines lithotectoniques	34
Analyse des trajectoires de foliations et de linéations	36
Nappe de Matamec et ses extensions	38
Signature interne du Complexe de Matamec	38
Signature du chevauchement	38
Bloc granitique du secteur du lac Élinore	41
Événements de déformation	41
MÉTAMORPHISME	43
Métamorphisme du complexe de Matamec	43
Métamorphisme du Complexe de Manitou	43
Métamorphisme rétrograde	44

GÉOLOGIE HISTORIQUE	44
Données géochronologiques	44
Événements magmatiques	44
Événements métamorphiques	49
Discussion : chronologie relative des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques	50
Conclusion : la région de Nipisso-Manitou dans le contexte de l'orogénèse grenvillienne	54
INVENTAIRE DES INDICES ET DES SITES MINÉRALISÉS	55
Introduction	55
Classification des indices et des sites minéralisés du projet Manitou	55
Minéralisations dans le feuillet 22I/14	57
Type 1 : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques	57
Type 2 : Fe-Ti±P dans les intrusions mafiques	60
Type 3 : Fe±Ti±P±Cu±ÉTR±F±Mo±Au d'origine hydrothermale probable	60
Type 5 : Cu-Zn±Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux	62
Type 6 : Cu ±Ni ±Zn ±Pb ±Au tectonométamorphique	62
Type 7 : Minéralisations non classifiées	63
Conclusions	63
RÉFÉRENCES	64
ANNEXE : TABLEAU 3	67

INTRODUCTION GÉNÉRALE

But du travail

Le présent document rapporte une partie des résultats des deux premières phases du projet Manitou, soit celle de 1996, année de démarrage du projet, et celle de 1997. Ce projet de levé géologique au nord-est de Sept-Îles s'insère dans le Programme d'exploration minière du Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec. L'objectif principal du volet recherche scientifique de ce programme vise à améliorer la connaissance du potentiel minéral de la Côte-Nord, région qui, jusqu'au milieu des années 1990, montrait un niveau d'exploration nettement insuffisant pour assurer la diversification de son industrie minière. Aussi, l'objectif du projet Manitou est-il d'intégrer les données des nouveaux levés aux informations préexistantes, d'en faire la synthèse à la lumière des connaissances géologiques et gîtologiques actuelles et d'élaborer des modèles pour orienter les travaux d'exploration vers les secteurs les plus prometteurs.

Localisation et accès

La programmation de l'été 1996 du projet Manitou portait sur les parties est des feuillets SNRC 22I/13 (Lac Nipisso) et 22I/14 (Lac Manitou); celle de l'été 1997 sur les feuillets 22P/02 (Rivière Baune), 22P/03 (Lac à l'Aigle) et sur le tiers est du feuillet 22P/04 (Lac Canatiche). Le présent rapport traite du feuillet 22I/14; les résultats du levé géologique du feuillet 22I/13 sont présentés séparément dans le rapport de Gobeil *et al.* (1999) alors que ceux des feuillets 22P/02 et 22P/03 font l'objet de cartes préliminaires (Gobeil *et al.*, 1997b; Chevé *et al.*, 1997) et seront présentés dans un rapport qui inclura les données du feuillet 22P/04 et une mise à jour de cette carte.

La région d'étude, centrée en longitude et en latitude sur le lac Manitou, est située à une centaine de kilomètres au NNE de Sept-Îles (figure 1). Elle couvre une superficie d'environ 975 km² limitée au sud et au nord respectivement par les latitudes 50°45' et 51° 00' et, à l'est et à l'ouest, par les longitudes 65°00' et 65°30'.

La région n'est accessible que par voie aérienne. Le lac Manitou et quelques autres lacs permettent l'amerrissage d'hydravions à partir de la base du lac des Rapides située à 10 km au NW de Sept-Îles. La ligne de chemin de fer de la *Quebec North Shore and Labrador Railway* (QNSL) qui relie Sept-Îles à Wabush et Schefferville de même que la ligne hydroélectrique d'Hydro-Québec provenant de Churchill Falls (Labrador) passent à une quarantaine de kilomètres à l'ouest de la région.

Physiographie

La région cartographiée se situe à la limite sud du Bouclier canadien et offre une topographie accidentée typique du rebord du Plateau laurentien. Dans la région, celui-ci peut être divisé en trois paliers topographiques.

L'uniformité générale dans l'altitude des sommets témoigne d'une ancienne pénéplaine, le premier palier étant au niveau, ou tout près du niveau, des présents sommets de notre région et des régions adjacentes. Dans la région de Manitou, cette pénéplaine trouve son expression au nord-ouest de la carte, entre le lac Tortue, à l'est (en marge de la carte), et le lac Manitou à des élévations de l'ordre de 1000 m. Des collines complètement dénudées, séparées par des vallées faiblement boisées, caractérisent ce secteur qui, avec des dénivelés locaux de 150 à 200 m, culmine à 1100 m d'altitude. Le socle rocheux est formé de roches appartenant à l'Anorthosite de Tortue.

Le second palier topographique se développe à une altitude moyenne plus faible, de l'ordre de 675 à 700 m. Dans notre région, il est morcelé et se retrouve à l'extrême est (secteur à l'est de la rivière Sheldrake surtout) et au sud-ouest (secteur du lac Élinore) c.-à-d. de part et d'autre de la rivière Tortue. Les paysages et la végétation de ces deux secteurs diffèrent totalement. Dans le secteur à l'est de la rivière Sheldrake, sur les assises anorthositiques de la Suite de Havre-Saint-Pierre, le paysage se compare à celui du secteur du lac Tortue; le plateau dénudé y est toutefois plus étendu et son relief généralement moins échancré. Dans le secteur du lac Élinore, l'assise granitique est modelée par des collines arrondies aux sommets partiellement dégagés ou recouverts d'une végétation rabougrie de type toundra. Les versants des vallées adjacentes sont l'hôte d'une végétation plus luxuriante alors que le fond abrite localement des conifères de quelques dizaines de mètres de hauteur. Ce secteur marque en fait l'extension vers l'est des hauteurs caractéristiques des assises gabbro-noritiques du feuillet adjacent (Gobeil *et al.*, 1999).

Le troisième palier couvre la plus grande partie de la région, de part et d'autre du lac Manitou. À l'est du lac, ce palier s'amorce au nord à une altitude de 600 à 650 m sur une assise anorthositique, le lobe nord-ouest de la Suite de Havre-Saint-Pierre, et baisse progressivement de 50 à 75 m sur les terrains gneissiques du sud. Parallèlement, le réseau hydrographique s'enfonce de plus en plus profondément, les vallées s'élargissent et la végétation évolue d'un boisé de conifères clairsemés de type taïga à une forêt de conifères serrés au sous-bois peu accueillant. À l'ouest du lac, ce profil général nord-sud est profondément incisé, dans sa partie centrale, par la rivière Llyod qui draine le versant SE des sommets anorthositiques vers le lac Manitou.

Une profonde vallée glaciaire, occupée par la rivière Manitou et son élargissement naturel, le lac Manitou, tra-

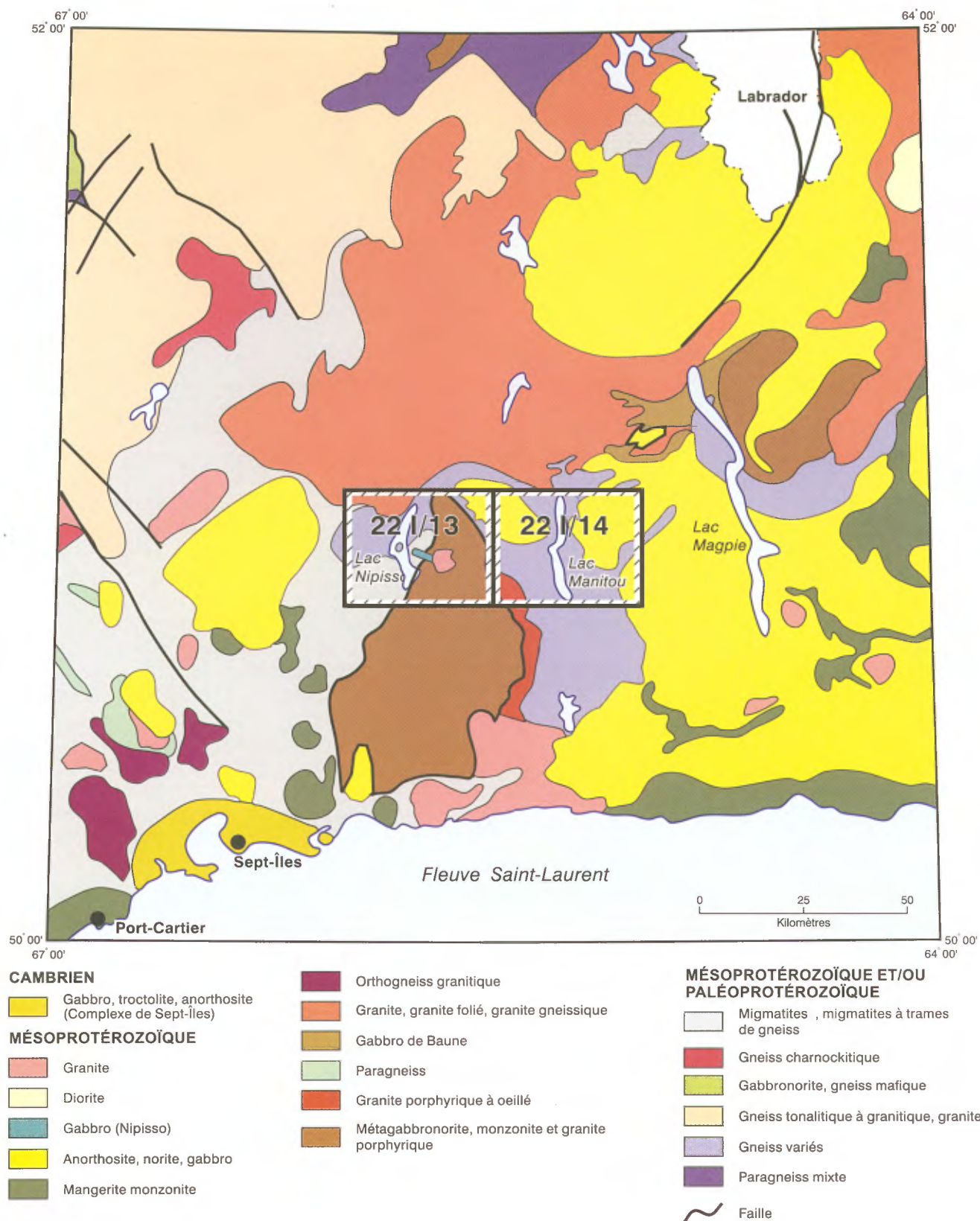


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée dans le cadre géologique de la Côte-Nord. Géologie simplifiée d'après Avramtchev (1985) et Davidson (1996).

verse la région du nord au sud dans sa partie centrale (voir photo de la page couverture). À l'extérieur du lac, tant en amont qu'en aval, la rivière serpente sur un lit de sable et de gravier entrecoupé de barres rocheuses et de rapides. À son extrémité nord-ouest, le lac Manitou reçoit une rivière tumultueuse, la rivière Lavaivre, qui canalise les eaux du lac à l'Aigle et des terrains situés au nord de notre région. La région proprement dite est drainée par un réseau de torrents et de petites rivières qui en drainent les principales hauteurs. À l'est de la vallée, il s'agit de la Petite rivière Manitou et, à l'ouest, du ruisseau de l'Épinette, de la rivière Llyod et de la rivière à la Truite. Le coin sud-ouest de la région est profondément entaillé par la rivière Tortue qui achemine les eaux du lac Tortue et de son bassin versant vers le golfe du St-Laurent. Il en est de même pour la rivière Sheldrake qui prend naissance et collecte les eaux de la partie orientale de notre territoire. Un régime torrentiel et tumultueux, ponctué de nombreuses chutes et de nombreux rapides, caractérise le débit de ces rivières.

L'empreinte de la glaciation trouve sa meilleure expression dans le profil en auge de la vallée de la rivière Manitou et sur le modelé des affleurements qui bordent la rive ouest du lac Manitou au nord du ruisseau à l'Épinette. Les stries glaciaires, les broutures en croissant et les rochers dissymétriques indiquent tous un écoulement glaciaire vers le sud. Une faible couverture de dépôts morainiques et de blocs erratiques recouvre presque toute la région, à l'exception des hauts sommets anorthositiques au nord du lac Tortue.

Travaux antérieurs

Les premiers levés géologiques systématiques aux limites de la Haute et de la Moyenne-Côte-Nord furent réalisés au tournant des années 1930 et 1940 dans la région estuarienne de la rivière Moisie (Faessler, 1945) et dans la région du lac Matamec (Greig, 1945). Le lancement en 1951 par le ministère des Mines du Québec, d'un programme de mise en carte géologique le long de la voie ferrée de la QSNL et dans les régions adjacentes permit de prolonger la connaissance géologique vers l'est, le long du fleuve Saint-Laurent (Klugman, 1954 et 1955) et vers l'intérieur des terres le long des cours inférieur et moyen de la rivière Manitou (Jenkins, 1956 et 1957) et le long de la vallée des rivières Nipissis (affluent rive gauche de la rivière Moisie) et Wacouno (tributaire rive gauche de la rivière Nipissis) (Blais 1960; Hogan, 1971). Tous ces levés (figure 2) ont été réalisés à l'échelle de 1 mille au pouce (1:63 360).

Un levé régional au 1:250 000, réalisé par le ministère des Richesses naturelles en 1970 dans le cadre du « Projet Grenville », permit de compléter l'information géologique et de faire la synthèse des données acquises antérieurement dans la région (Sharma et Franconi, 1975).

Au fil des ans, la région de la Côte-Nord a connu quelques ruées d'exploration minière. La région a été prospec-

tée pour le fer et le fer-titane au cours des années 1950 dans les régions de Gagnon-Fermont et de Havre-Saint-Pierre et pour l'uranium au cours des années 1960 et 1970 dans les régions de la Moyenne et de la Basse-Côte-Nord. La mise en évidence de plusieurs anomalies géochimiques dans le levé régional de géochimie de sédiments de fond de lac du ministère des Richesses naturelles du Québec (Choinière, 1987; Beaumier, 1989) a ravivé l'intérêt pour la prospection sur la Côte-Nord et l'a orienté vers les métaux usuels. C'est dans ce cheminement que s'inscrivent, depuis 1990, les découvertes de nombreux indices polymétalliques (Cu $\pm$ Zn $\pm$ Pb $\pm$ Au $\pm$ Ag) hydrothermaux et d'un prospect de Cu-TR (La+Ce+Sm) $\pm$ F $\pm$ Mo $\pm$ Au de type *Olympic Dam* ou *Kiruna* associé à des oxydes de fer (Perry et Raymond, 1996).

Travaux en cours

Au cours de l'été 1996 les levés de cartographie géologique du ministère des Ressources naturelles au 1:50 000 ont couvert les demies est des feuillets SNRC 22I/13 et 22I/14. La découverte de l'indice de Cu-Ni-Co du lac Volant à la fin de cette campagne de cartographie (Perreault *et al.*, 1996; Gobeil *et al.*, 1999; Nabil, 1998) a initié une exploration minière sans précédent dans la région. Le MRN a procédé à un levé régional de géophysique héliporté couvrant les feuillets SNRC 22I/11, 22I/12, 22I/13 et 22I/14 (figure 3; Dion et Scintrex, 1997a, 1997c, 1997e et 1997f) à la fin de l'automne 1996. Près de 10 000 claims ont été subséquemment jalonnés jusqu'au printemps 1997 (Perreault et Gaudreau, 1997).

Remerciements

Pour les deux saisons de travail sur le terrain, les auteurs tiennent à remercier l'aide efficace de leurs collègues géologues Chantal Bilodeau, Stéphanne Dufour, Julie Fredette, Mochine Ider, Abdelali Mouksil, Hassan Nabil et N'Golo Togola. Ces travaux n'auraient pu être réalisés sans l'assistance non moins efficace tout au long de nos cheminement de Bernard Fontaine, Natacha Fournier, Isabelle Galiana et Euréka-Lissa Noël en 1996 et, en 1997, de Kathy Allard, Louis-André Ambroise, Bernard Fontaine, Julie Maillé, Joseph Malek, Frédéric Marceau, Simon Paquet, Nadine Petit et de Mélanie Tremblay. Les travaux de Edgar St-Onge (1996 et 1997) au camp et les talents culinaires de Raymond Pelletier (1996 et 1997) et de Steve Bellemare (1997) furent grandement appréciés. Nous ne voudrions passer sous silence le professionnalisme des pilotes d'hélicoptère Bruce Tébiscon de Viking Hélicoptère Ltd en 1996 et de George MacLean et Zotique Lemieux des Services aériens gouvernementaux du Québec en 1997 qui ont su nous conduire en toute sécurité dans les régions les plus difficiles d'accès de notre territoire de travail. Sincères remerciements également aux pilotes d'avion des

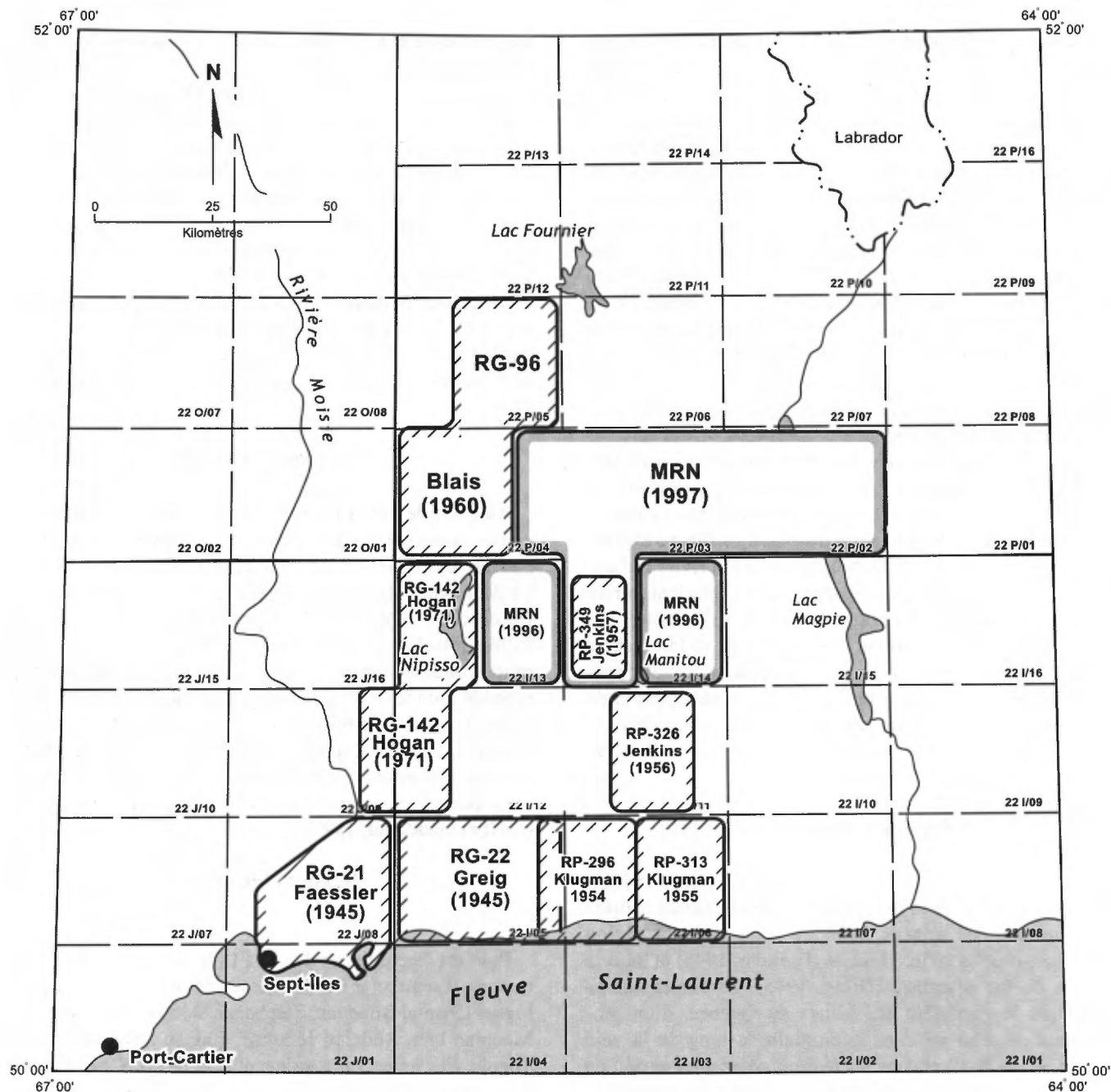


FIGURE 2 - Localisation des travaux antérieurs dans la région étudiée et les régions adjacentes et des travaux du ministère des Ressources naturelles (1996 et 1997) dans le cadre du projet Manitou.

compagnies Alexandair et Air Saguenay qui nous ont ravitaillés respectivement en 1996 et 1997.

L'expertise de Mme Sarah-Janes Barnes de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) fut grandement appréciée. Enfin, un grand merci au Dr. K. N. M. Sharma qui nous a particulièrement aidé lors de nos travaux de pétrographie.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Manitou et traitées dans le présent rapport et dans celui de Gobeil *et al.* (1999) sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Province géologique de Grenville. Elles font

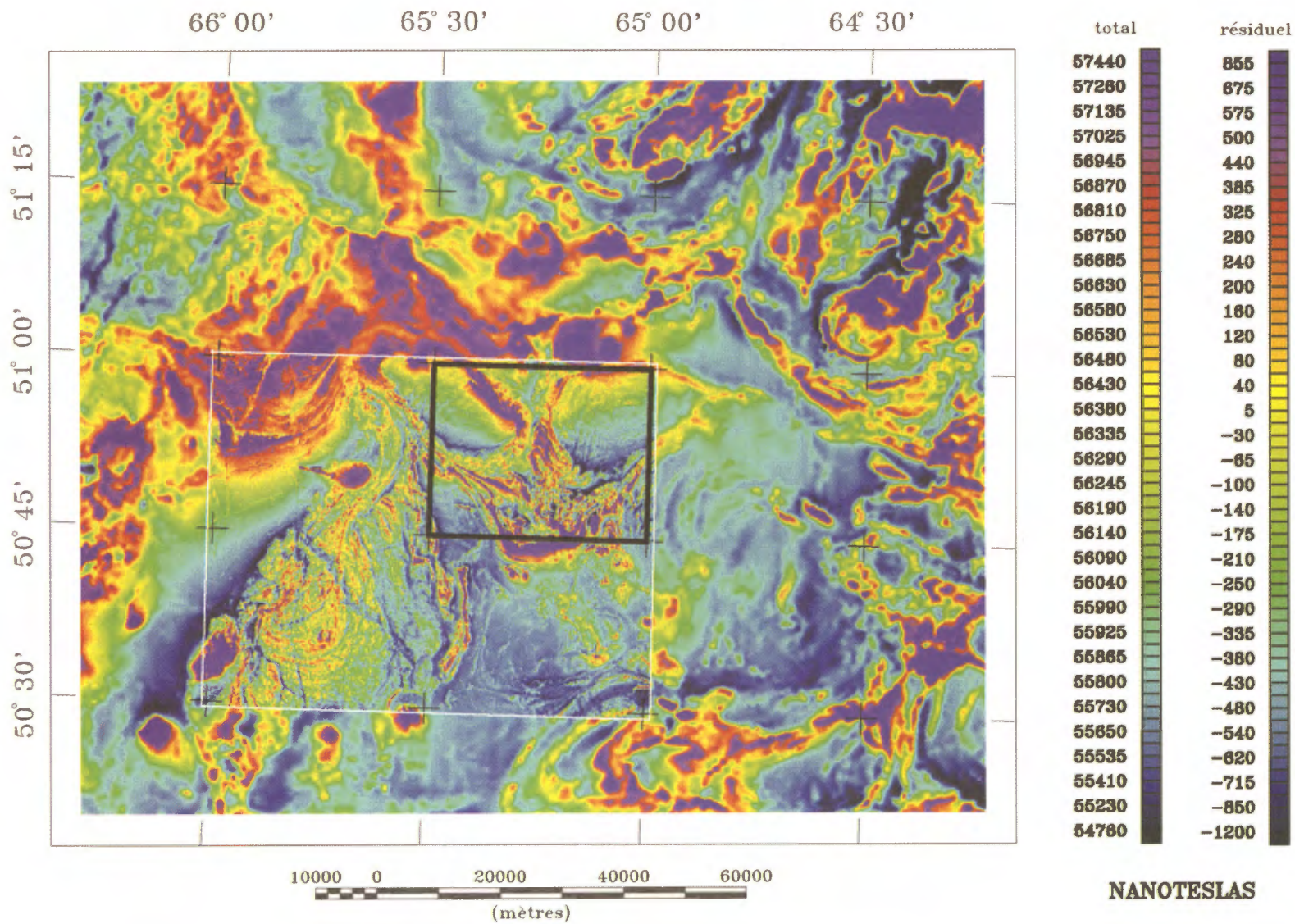


FIGURE 3 – Carte régionale du champ magnétique total résiduel de la région du projet Manitou et localisation du levé magnétique hélicoptère réalisé par le Ministère des Ressources naturelles au cours de l'automne 1996 et de l'hiver 1997 (cadre blanc). Le cadre noir limite le feuillet SNRC 221/14 couvert par le présent rapport.

partie de la ceinture allochtone polycyclique (Rivers *et al.*, 1989) et de la ceinture magmatique interne (Gower *et al.*, 1991; Gower, 1996).

L'intégration de nos levés géologiques des étés 1996 et 1997 aux levés préexistants (Jenkins, 1957; Hogan, 1971) et aux données aéromagnétiques permettent de reconnaître cinq grands ensembles géologiques dans la région de Nipisso-Manitou¹. Nous les identifions comme : le Complexe de Canatiche, le Complexe de Manitou, le Complexe de Matamec, l'Anorthosite de Tortue et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figure 4).

Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillettes et des enclaves de roches anorthositiques et/ou gabbroïques et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches calcosilicatées et de formations de fer (Chevé *et al.*, 1997). Dans la région de Manitou, une petite superficie de matériel granitique et pegmatitique au NNW du lac Manitou est assignée au Complexe de Canatiche.

Le *Complexe de Manitou* constitue une entité géologique essentiellement gneissique au travers de laquelle ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées. Le gneiss quartzofeldspathique, le gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende ($\pm$ biotite, $\pm$ grenat) et le gneiss granitique constituent les lithologies gneissiques dominantes. Elles sont accompagnées de paragneiss (à sillimanite et/ou graphite, quartzite et roches calcosilicatées) et de métagabbro et/ou amphibolite à pyroxènes. Les unités intrusives sont représentées par de la mangérite, du leucogranite rose à magnétite, du granite folié à gneissique, de la syénite, de la syénite à néphéline et un cortège de petites masses de matériel granitoïde syn-, tardi- ou post-cinématiques de composition granitique à tonalitique. Le Complexe de Manitou tel que défini sur le plateau qui domine l'est du lac Manitou (présent rapport) peut être suivi, à l'ouest de ce même lac, avec une direction générale E-W puis NW-SE. Aux limites des feuillettes 22I/13 et 22I/14, il se pince et se tectonise intensément entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue (couloir tectonique du ruisseau Plat). Au-delà, vers l'ouest, sur les terrains cartographiés par Hogan (1971) à l'ouest du lac Nipisso, son attitude devient E-W. Dans ce secteur nous avons incorporé l'unité d'orthogneiss ocellé de Hogan (1971) au Complexe de Manitou.

Toutes les roches du Complexe de Manitou ont atteint des conditions de métamorphisme régional de haut degré. Ces dernières sont au faciès des granulites au pourtour du lac Manitou et ont enregistré une rétrogradation au faciès inférieur des amphibolites dans le pincement entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue. Dans la

région du lac Nipisso, les paragenèses rapportées par Hogan (1971) témoignent d'un métamorphisme au faciès des amphibolites, suggérant ainsi un gradient métamorphique croissant d'ouest en est, c'est à dire en se rapprochant de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Le *Complexe de Matamec* correspond à l'ensemble de roches à hypersthène que Hogan (1971) considérait comme le Groupe de Moisie. Circonscrit grâce à une signature magnétique spécifique et à une anomalie gravimétrique positive, le Complexe de Matamec constitue une entité géologique régionale d'environ 70 km d'extension nord-sud et de 40 km de largeur est-ouest dont seule la partie nord est exposée sur les terrains cartographiés au cours de l'été 1996 (demie est du feuillet 22I/13) dans le cadre du projet Manitou. Les relations de terrain qui y ont été observées permettent de considérer le Complexe de Matamec comme une nappe de chevauchement transportée sur le Complexe de Manitou et ceinturée par une zone de cisaillement ductile.

Dans le secteur cartographié, le Complexe de Matamec est composé de gabbronorite à grain fin, de mangérite, de monzonite, de quelques intrusions de gabbronorite à olivine et de granite à phénocristaux de feldspath potassique. Ces roches sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. La foliation de ces roches est d'origine ignée ou tectonique; elle varie en intensité à travers le complexe. Quelques septa de gneiss d'extension kilométrique et de puissance hectométrique soulignent localement le tracé d'un cisaillement interne d'importance dont la trace est particulièrement bien mise en évidence par le levé électromagnétique hélicoptère réalisé pour le ministère des Ressources naturelles au cours de l'automne 1996 et de l'hiver 1997 (Dion et Scintrex, 1997c et 1997d). Le dyke de gabbronorite du lac Volant auquel sont associées des minéralisations de Cu-Ni-Co constitue une phase intrusive tardive de ce complexe (Gobeil *et al.*, 1999).

La *Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre* définit sur les cartes synthèses au 1:250 000 de Sharma et Franconi (1975) une masse irrégulière amiboïde inscrite dans un polygone d'environ 150 km de diamètre. L'extrémité nord-ouest de cette masse, en partie isolée du corps principal par une profonde et étroite indentation de gneiss du Complexe de Manitou, appartient au territoire que nous avons cartographié (22I/14). La roche qui le compose est principalement une roche massive à texture protoclastique de composition anorthositique ou leuconoritique qui, en quelques endroits, exhibe un litage magmatique spectaculaire; de la norite, du gabbro et de la troctolite complètent l'assemblage lithologique. Les bordures ouest et sud-ouest sont quant à elles à prédominance de gabbronorite et de norite; quelques niveaux de pyroxénite, localement minéralisés, alternent dans des séquences litées avec de l'anorthosite, de la leuconorite et de la norite.

L'*Anorthosite de Tortue* définit une masse circonscrite ovale orientée NW-SE d'environ 250 km² et sise à la limite

¹ Pour fin de clarté dans la suite du présent rapport nous référerons au feuillet SNRC 22I/13 sous le vocable de région de Nipisso, au feuillet 22I/14 sous celui de région de Manitou et à l'ensemble de ces deux régions sous le vocable de région de Nipisso-Manitou.

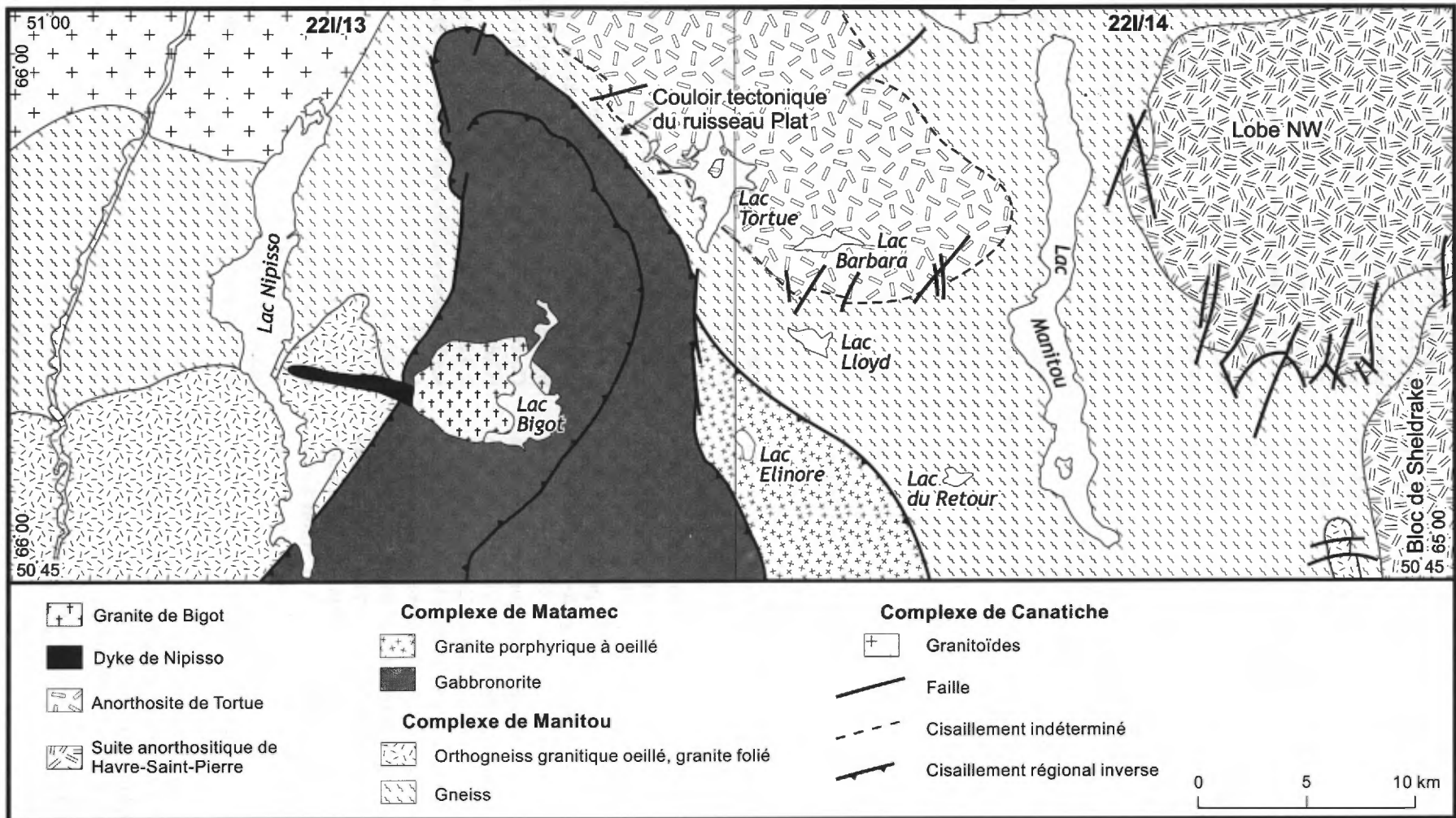


FIGURE 4 – Les grands ensembles géologiques de la région de Nipisso-Manitou. Fond géologique simplifié de la carte accompagnant le présent rapport et celui de Gobeil *et al.* (1999).

des feuillets SNRC 22I/13, 22I/14 et 22P/03. Hormis le litage magmatique, l'Anorthosite de Tortue offre des lithologies comparables à celle de la Suite de Havre-Saint-Pierre.

Des intrusions tardives de granite et de nombreux dykes de gabbro, de gabbro ou de diabase recoupent les unités précédentes. Le *Granite de Bigot* (Gobeil *et al.*, 1999), qui forme une masse circulaire d'environ 5,5 km de diamètre à l'ouest du lac Nipisso, représente la principale intrusion granitique cartographiée. Le Granite de Bigot, intrusif dans le gabbro du Complexe de Matamec, trouve probablement son équivalent lithologique dans le granite à biotite décrit par Hogan (1971) au NW du lac Nipisso.

Un dyke de gabbro ophitique à biotite, le *Dyke de Nipisso* (Gobeil *et al.*, 1999), orienté WNW, long de 6 km et large d'environ 600 m constitue l'autre élément intrusif d'importance dans le secteur ouest du lac Nipisso. À cet endroit, il recoupe l'unité d'orthogneiss ocellé du Complexe de Manitou et, selon les indications aéromagnétiques, la zone de chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou.

De nombreux dykes mafiques de gabbro, de gabbro et de diabase, peu ou pas déformés, d'épaisseur décimétrique à métrique, de longueur limitée et d'attitude variable affleurent à travers l'ensemble des régions cartographiées. Quelques dykes diabasiques offrent, en outre, la particularité d'être accompagnés de matériel granitique.

DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Complexe de Canatiche

Le Complexe de Canatiche constitue un nouveau lithodème introduit suite à la cartographie des feuillets 22P/02, 22P/03 et 22P/04 pour décrire les assises granitiques des terrains situés immédiatement au nord de notre région (Chevé *et al.*, 1997; Gobeil *et al.*, 1997b; Chevé *et al.*, en préparation) et considérés par Blais (1960) comme un ensemble de roches intrusives et métasomatiques anciennes.

Le Complexe de Canatiche fera l'objet d'une description détaillée dans le rapport accompagnant la publication des cartes géologiques des feuillets 22P/02, 22P/03 et 22P/04 (Chevé *et al.*, en préparation). Tel que nous l'avons défini, le Canatiche constitue un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillets et des enclaves hectométriques à kilométriques de roches ignées mafiques (anorthosite et gabbro) ou de gneiss variés non granitiques (gneiss à biotite et hornblende, métagabbro,

amphibolite, roches calcosilicatées et formation de fer pour les plus représentatives).

Dans la région du lac Manitou, une petite superficie de matériel granitique folié (unité *mpPcan1c*) et pegmatitique (unité *mpPcan1b*) au NNW du lac Manitou est attribuée au Complexe de Canatiche.

La présence de *roches granitiques foliées* (unité *mpPcan1c*) est inférée à partir de la cartographie du feuillet 22P/03 (Chevé *et al.*, 1997) au nord. Dans ce secteur, il s'agit d'un granite à grain fin à moyen, gris clair à rosé, dans lequel la foliation, faible à modérée, s'exprime surtout par l'orientation des micas. Au microscope l'assemblage quartz-microcline-plagioclase définit une texture granoblastique hétérogranulaire qui laisse le microcline et le plagioclase former les grains les plus grossiers. De fines lamelles de biotite brun verdâtre, le plus souvent chloritisées et, en moindre quantité, de muscovite caractérisent la composante phyllosilicatée. La minéralogie accessoire est représentée par de petits grains inframillimétriques de minéraux opaques, d'épidote, d'allanite, de sphène et de zircon.

L'unité *mpPcan1b* est une unité restreinte qui caractérise une zone de pegmatite et/ou de granite grossier à la limite des terrains gneissiques du Manitou et des terrains granitiques du Canatiche. Au nord-ouest du lac Manitou, cette zone chevauche les territoires couverts par les feuillets 22I/14 et 22P/03 (Chevé *et al.*, 1997). À proximité, des dykes de pegmatite de faible puissance (quelques décimètres à quelques mètres) apparaissent généralement en concordance ou en faible obliquité avec la gneissosité ou la foliation des roches encaissantes. Des dykes satellites discordants recoupent le substrat dans des attitudes très variées. Le matériel de remplissage est rarement homogène. Des variations, surtout granulométriques (graduelles ou au contraire très nettes mais toujours disposées en bandes centimétriques subparallèles), mettent en évidence plusieurs injections dans un même conduit. Une foliation discrète, probablement ignée, se manifeste localement subparallèlement aux épontes externes des dykes ou des différentes injections. Ces caractéristiques se retrouvent dans le secteur cartographié sous l'étiquette *mpPcan1b*. Des enclaves métriques à décamétriques de roche encaissante suggèrent sur de nombreux affleurements de ce secteur que nous sommes en présence d'une zone d'injection de dykes de plusieurs dizaines de mètres de puissance plutôt que d'une intrusion majeure. Les grandes surfaces exposées en quelques endroits résulteraient alors de la combinaison topographie, épaisseur et pendage modéré comme le suggère l'attitude de la foliation ou de la gneissosité enregistrée dans les enclaves et dans les roches encaissantes.

Complexe de Manitou

Nous avons introduit le terme de «Complexe de Manitou» pour décrire un ensemble de roches gneissiques, de

roches intrusives felsiques et de roches mafiques à ultramafiques déformées et métamorphisées localisées, à l'exception du dernier groupe, sur le plateau qui domine l'est du lac Manitou. La signature magnétique de ces roches permet de suivre le complexe à l'ouest, au travers du demi-feuillet 22I/14 W et du feuillet 22I/13, jusqu'à la vallée de la rivière Nipississ (cf. figure 3). Une partie de ces terrains a fait l'objet d'une cartographie antérieure par Jenkins (1957) et par Hogan (1971). Jenkins fait référence à ces lithologies sous le vocable de «roches métasédimentaires et roches ignées associées» alors que Hogan y réfère sous celui de «paragneiss de type Grenville».

Dans le présent rapport nous traitons du Complexe de Manitou tel qu'il se caractérise dans la région où nous l'avons défini. Les variations qui le particularisent dans la région du lac Nipisso sont abordées dans le rapport géologique portant sur le feuillet 22I/13 (Gobeil *et al.*, 1999). Dans notre traitement nous décrivons les unités lithologiques gneissiques et, subséquemment, les unités intrusives felsiques et les unités mafiques et ultramafiques.

UNITÉS GNEISSIQUES

Dans le cadre d'un levé géologique au 1:50 000, la mise en carte d'unités lithologiques de puissance métrique et d'extension longitudinale limitée (c'est-à-dire difficiles à tracer d'un cheminement à un autre) ne peut se faire sans nuire, le plus souvent, à la clarté de la carte. Pour cela, nous avons défini les unités gneissiques du Complexe de Manitou à partir de la prédominance d'une lithologie. Dans la région du lac Manitou, ces lithologies sont au nombre de cinq, soit :

- le gneiss quartzofeldspathique;
- le gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende ($\pm$ biotite et grenat);
- les paragneiss;
- le gneiss granitique; et,
- les amphibolites et/ou métagabbros.

Dans la présentation des unités gneissiques qui suit, la pétrographie de chacune de ces lithologies sera traitée dans l'unité où elle prédomine.

Unité à prédominance de gneiss quartzofeldspathique leucocrate (unité mpPmnt1a)

L'unité à prédominance de gneiss quartzofeldspathique constitue l'unité de fond du Complexe de Manitou. Des niveaux, non cartographiables au 1:50 000, de puissance décimétrique à hectométrique et de continuité longitudinale limitée de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende, de gneiss granitique et de paragneiss accompagnent le gneiss quartzofeldspathique dans la définition de l'unité mpPmnt1a. Ces lithologies sont communément l'hôte de niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolite semblable à celle qui caractérise l'unité mpPmnt1e. Le comportement rhéologique de ces derniers, plus com-

pétents, révèle dans une large mesure les effets des premières déformations.

Typiquement le gneiss quartzofeldspathique est une roche foliée à rubanée, à grain fin à moyen et de couleur claire à moyenne dans des teintes de gris, de rose ou de vert. Sous le microscope, il montre une texture granoblastique isogranulaire à hétérogranulaire. Il est composé de 35 à 50 % de quartz, de 15 à 40 % de feldspaths et généralement de moins de 30 % de minéraux colorés. Le plagioclase et l'orthose perthitique se partagent la composante feldspathique de la roche en des quantités variables l'un par rapport à l'autre mais communément avec une dominance plagioclasique. La biotite, vert brunâtre à brun rouge selon les échantillons, constitue le minéral commun, mais pas nécessairement le plus abondant, de la composante non felsique du gneiss. Elle est accompagnée dans la paragenèse métamorphique d'un ou de plusieurs des minéraux suivants : muscovite, grenat, sillimanite ou, plus rarement, hornblende et/ou clinopyroxène. La minéralogie accessoire est représentée par des minéraux opaques (magnétite et/ou pyrite; jusqu'à 5 % dans certains faciès), du sphène, de l'apatite et du zircon. Les réajustements minéralogiques tardifs les plus prononcés régionalement se manifestent par la damouritisation du plagioclase à des degrés divers, mais généralement peu intense, et par la choritisation de la biotite.

Les effets de la déformation régionale intense ont conduit à la naissance de gneiss droit. Sans affecter véritablement la paragenèse, cette déformation se manifeste au microscope par une microgranulation périphérique des grains de la trame quartzofeldspathique qui conduit à une texture cloisonnée. L'intensité de la déformation augmentant, celle-ci évolue vers une véritable texture mylonitique.

Unité à prédominance de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende (unité mpPmnt1b)

L'unité à prédominance de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende constitue par sa distribution géographique la seconde unité gneissique en importance du Complexe de Manitou. Telle que nous l'avons cartographiée, elle définit des bandes peu épaisses, 500 m à un kilomètre généralement, qui se poursuivent latéralement sur quelques kilomètres de long en suivant le grain tectonique. Des niveaux non cartographiables de gneiss quartzofeldspathiques et de gneiss granitiques complètent la définition de cette unité qui, en outre, se caractérise par l'omniprésence de bandes centimétriques à décimétriques d'amphibolite ou de gneiss amphibolitique.

Le gneiss de référence de l'unité mpPmnt1b est une roche à grain moyen, foliée plutôt que rubanée et de couleur gris verdâtre. À l'affleurement la structure gneissique est surtout révélée par les bandes de matériel amphibolitique qui l'accompagnent et qui représentent communément de 10 à 20 % des surfaces exposées. La composante felsique du gneiss représente 50 à 60 % de la roche; elle est essen-

tiellement plagioclasique, le quartz n'excédant que rarement 10 %. Elle se lie, avec les pyroxènes et la hornblende, en une texture granoblastique généralement isogranulaire. La scapolite, lorsque présente, adopte le même habitus textural. Les minéraux mafiques constituent 35 à 45 % de la minéralogie du gneiss; le clinopyroxène, incolore à faiblement verdâtre sous le microscope, en est le minéral caractéristique, mais pas nécessairement le plus abondant. Il est typiquement accompagné de quantités variables (traces à 20 % individuellement) d'orthopyroxène et de hornblende verte et de quantités mineures (< 2 %) de biotite brune et de grenat. Localement, toutefois, ces deux derniers minéraux constituent, avec le clinopyroxène, la paragenèse caractéristique du gneiss. Dans tous les cas, quelque soit l'assemblage métamorphique, la minéralogie accessoire primaire est définie, par ordre d'abondance décroissante, par des minéraux opaques (< 10 % et surtout composée de magnétite), de l'apatite (< 2 %) et du zircon (traces).

Les effets du métamorphisme rétrograde et/ou de l'altération se manifestent à des degrés variables, mais généralement peu intenses dans la région du lac Manitou. Les minéraux les plus sensibles sont l'orthopyroxène et la biotite. Le premier s'entoure alors de matériel microcristallin jaune orangé à brun rougeâtre (iddingsite ?) au travers duquel il apparaît localement en reliques alors que le second subit différents degrés de chloritisation (chloritisation contrôlée par le clivage et accompagnée de fines granules de minéraux opaques et/ou de sphène). Les réajustements minéralogiques de la hornblende, du clinopyroxène et du plagioclase sont plus limités. Lorsqu'ils se manifestent, la hornblende s'enveloppe généralement d'une couronne plus ou moins importante d'actinote, de biotite de néoformation et de chlorite; il en est de même pour le clinopyroxène avec une couronne d'ouralite alors que le plagioclase subit une saussuritisation interne d'intensité variable.

Unité à prédominance de paragneiss (unité *mpPmnt1c*)

L'unité *mpPmnt1c* à prédominance de paragneiss est l'unité qui, géographiquement, est la plus restreinte des unités gneissiques du Complexe de Manitou. Elle se limite à des bandes hectométriques se poursuivant latéralement sur quelques kilomètres de long de part et d'autre du lac Manitou. Plusieurs niveaux de ces gneiss étant porteurs de graphite, ces bandes sont particulièrement bien mises en évidence sur les levés de géophysique héliportés du ministère des Ressources naturelles (Dion et Scintrex, 1997a) par la concentration d'anomalies électromagnétiques. Ainsi s'expliquent les regroupements d'anomalies et les conducteurs A, B, C, E et F de la figure 5. Des niveaux métriques à décimétriques de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende et, en quantité moindre, de gneiss quartzofeldspathique, semblables respectivement à ceux des unités *mpPmnt1b* et *mpPmnt1a*, s'intercalent dans les para-

gneiss. Le gneiss granitique de l'unité *mpPmnt1d* est peu représenté. La présence de gneiss quartzeux et de lentilles (quelques décimètres de puissance et quelques mètres de longueur) composées de grenat (> 35 %), d'orthopyroxène et/ou de hornblende constituent des particularités locales rencontrées sur le plateau dominant la partie sud-est du lac Manitou.

Le paragneiss se caractérise à l'affleurement par un rubanement centimétrique assez régulier marqué essentiellement par des variations dans le pourcentage relatif des minéraux felsiques et des minéraux ferromagnésiens. Il s'agit d'une roche communément à grain fin, de couleur gris brunâtre qui devient nettement brun rouille et friable sur les sites où une fine dissémination pyriteuse et/ou du graphite sont présents.

Au microscope le paragneiss commun offre une texture lépido-granoblastique caractérisée par des lamelles de biotite plus ou moins orientées, serties dans une matrice felsique hétérogranulaire à texture granoblastique interlobée. La fraction felsique, soit 50 à 70 % du gneiss, est composée essentiellement de quartz et de plagioclase. Des variations significatives dans le rapport de ces deux minéraux s'observent d'une lame mince à l'autre, leur abondance respective variant généralement de 20 à 50 %. Des quantités mineures d'orthose faiblement perthitique accompagnent à l'occasion le quartz et le plagioclase. Le développement significatif de ce minéral (20 à 40 %) dans des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique est le reflet soit de lits arénacés du protolithe sédimentaire, soit de veinules ou veines précoces de matériel granitique entraînées dans la déformation du gneiss.

La biotite (5 à 25 %) du paragneiss est typiquement une biotite brune à brun rougeâtre parsemée de nombreux grains de zircon de faible dimension (10 à 200 µm de diamètre). Dans les faciès pauvres en minéraux ferromagnésiens, elle se présente le plus souvent en petites lamelles isolées, disposées plus ou moins parallèlement les unes aux autres et au rubanement du gneiss. Dans les faciès les plus riches (35 à 40 % de minéraux ferromagnésiens), elle forme plutôt des agrégats irréguliers, peu orientés, de lamelles enchevêtrées. Quelques lamelles de muscovite accompagnent à l'occasion la biotite dans chacun de ces deux habitus.

Le grenat et la sillimanite s'associent inégalement à la biotite dans la paragenèse métamorphique du paragneiss. En effet, si la présence du grenat est commune, localement même abondante (20 à 35 %), celle de la sillimanite est plus restreinte. Tout comme pour son abondance, la granulométrie du grenat est très variable. Les grains les plus grossiers, de 3 à 8 mm, voire localement 1 cm, sont très craquelés, faiblement poecilolithiques et présentent communément des pourtours arrondis profondément échancrés. Il s'agit de porphyroclastes d'où sont probablement nés, par granulation, les grains irréguliers plus petits, millimétriques, qui les accompagnent dans le paragneiss. Lorsque présente, la sillimanite est bien cristallisée et forme des prismes aciculaires à sections transverses losangiques pres-

que carrées et de taille variable (arêtes de quelques millimètres pour les plus gros). La sillimanite est rarement en grains isolés; ceux-ci tendent à former de petits agrégats très étirés parallèlement à la foliation, seuls, ou, plus communément, avec de la biotite et du grenat. En présence de phénoclastes de grenat, des prismes de sillimanite, isolés ou en agrégats, participent avec la biotite, l'orthose, le plagioclase et le quartz au cortège de minéraux des inclusions.

Le graphite constitue rarement plus de 5 % de l'assemblage minéralogique du paragneiss. Des lamelles de taille comparable à celle des micas de la roche hôte le caractérisent communément. Sur certaines lames minces, il se présente en fins granules irréguliers ou, plus rarement, en un film à la périphérie des grains de quartz et de feldspath de la matrice. Ce dernier habitus est probablement à l'origine de la friabilité des gneiss graphiteux.

Des paragenèses à clinopyroxène et/ou orthopyroxène et/ou hornblende verte en présence de biotite et/ou de grenat définissent bon nombre de bandes mésocrates, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, intimement interrubanées dans le gneiss à biotite et grenat. Ces bandes s'apparentent minéralogiquement au gneiss de l'unité *mpPmnt1b* décrit précédemment. Il s'agit là probablement de variations de composition liées au protolithe sédimentaire. La présence de scapolite et de carbonate dans la trame granoblastique felsique traduit probablement un autre type de variation, carbonaté celui-là, dans l'empilement sédimentaire.

La présence de roches carbonatées dans le Complexe de Manitou n'est pas restreinte à l'unité à prédominance de paragneiss. Des sites de calcaire cristallin sont en effet localisés dans l'unité de gneiss quartzofeldspathique *mpPmnt1a* sur la pointe nord-est de la plus grande île du lac Manitou et sur les rives est et ouest du même lac, soit respectivement à environ 2 km et 800 m au nord de cette même île (sites identifiés avec le code M13 sur la carte géologique accompagnant le présent rapport). Un calcaire cristallin gris-blanc et à grain moyen à grossier, composé à plus de 90 % de calcite, caractérise cette roche porteuse de grenat, de sphène, de diopside et de hornblende dans laquelle Jenkins (1957) reconnaît également de la wollastonite. Sur les sites de l'île et de la rive est du lac Manitou, le calcaire cristallin assure le lien à des fragments arrondis de quartzite impur et à des lambeaux plissés du gneiss encaissant impliqués dans une structure chaotique et bréchoïde. Le niveau le plus important est exposé sur 3 à 5 m de large et une quinzaine de mètres de long dans la falaise qui borde la rive est du lac Manitou (le plus au sud des deux sites de cette région sur la carte géologique).

Unité à prédominance de gneiss granitique (*mpPmnt1d*)

Le gneiss granitique constitue la lithologie prédominante de l'unité *mpPmnt1d*. Sa principale région d'affleu-

rement se situe dans un territoire circonscrit à l'ouest, par la rivière Tortue, au nord, par la rivière Lloyd, à l'est, par le lac Manitou et, au sud, par la limite sud de la carte. Quelques bandes d'extension longitudinale et d'épaisseur limitée ont été cartographiées en dehors de ce territoire au travers de l'unité *mpPmnt1a* à prédominance de gneiss quartzofeldspathique. Comme pour les précédentes unités gneissiques, ces terrains exposent des quantités mineures, non cartographiables au 1:50 000, de gneiss quartzofeldspathique et de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende semblables respectivement à ceux des unités *mpPmnt1a* et *mpPmnt1b*. Ces gneiss constituent communément de 10 à 35 % des affleurements en s'intercalant plus ou moins régulièrement en bandes de puissance décimétrique entre des niveaux décimétriques à décamétriques de gneiss granitique. De telles relations suggèrent que l'unité *mpPmnt1d* correspond à une zone d'intense injection de dykes ou de filons couches de matériel granitique dans un protolithe semblable à celui des unités *mpPmnt1a* et/ou *mpPmnt1b*.

Le gneiss granitique est une roche nettement rosée, à granulométrie hétérogène variant de fin à moyen. Il contient communément moins de 10 % de minéraux colorés. Le microscope révèle un assemblage de quartz (20 à 35 %), de feldspaths potassiques (10 à 60 %; microcline, orthose faiblement perthitique et mésoperthite en proportions variables d'un échantillon à l'autre) et de plagioclase (10 à 30 %; albite probable). Ces minéraux s'agencent dans une texture granoblastique hétérogranulaire, interlobée à amiboïde selon le degré d'interpénétration des grains. La déformation de ces roches est très perceptible à l'affleurement par la coloration bleutée et par l'éirement des grains de quartz. Au microscope, elle se reflète par le développement de rubans de quartz à extinction ondulante, par l'allongement préférentiel des feldspaths et par la néoformation de petits cristaux de quartz et de feldspaths alcalins, libres de déformations internes, à la périphérie des grains de la trame quartzofeldspathique.

La biotite, seule ou accompagnée de hornblende et/ou de minéraux opaques, caractérise l'assemblage de minéraux colorés du gneiss granitique. Le plus souvent ces minéraux sont instables et montrent des évidences d'altération intense. La hornblende est déstabilisée. Elle laisse apparaître de nombreuses aiguilles de minéraux opaques dans les plages les moins altérées alors que de fines plaquettes de biotite de néoformation s'insinuent le long des plans de clivage et/ou de fracture. À un stade plus avancé, la biotite (tant celle de la matrice que celle de néoformation) est profondément chloritisée et saupoudrée de fines inclusions de leucoxène et d'épidote. De la calcite accompagne généralement cette altération qui, lorsque très prononcée, laisse un agrégat poecilitique qui limite le grain de hornblende initial. Parallèlement à ce processus, les minéraux opaques s'enveloppent d'une couronne de sphène/leucoxène. La trame feldspathique est peu affectée au cours de ce processus. Les plagioclases révèlent une saussuritisation du même

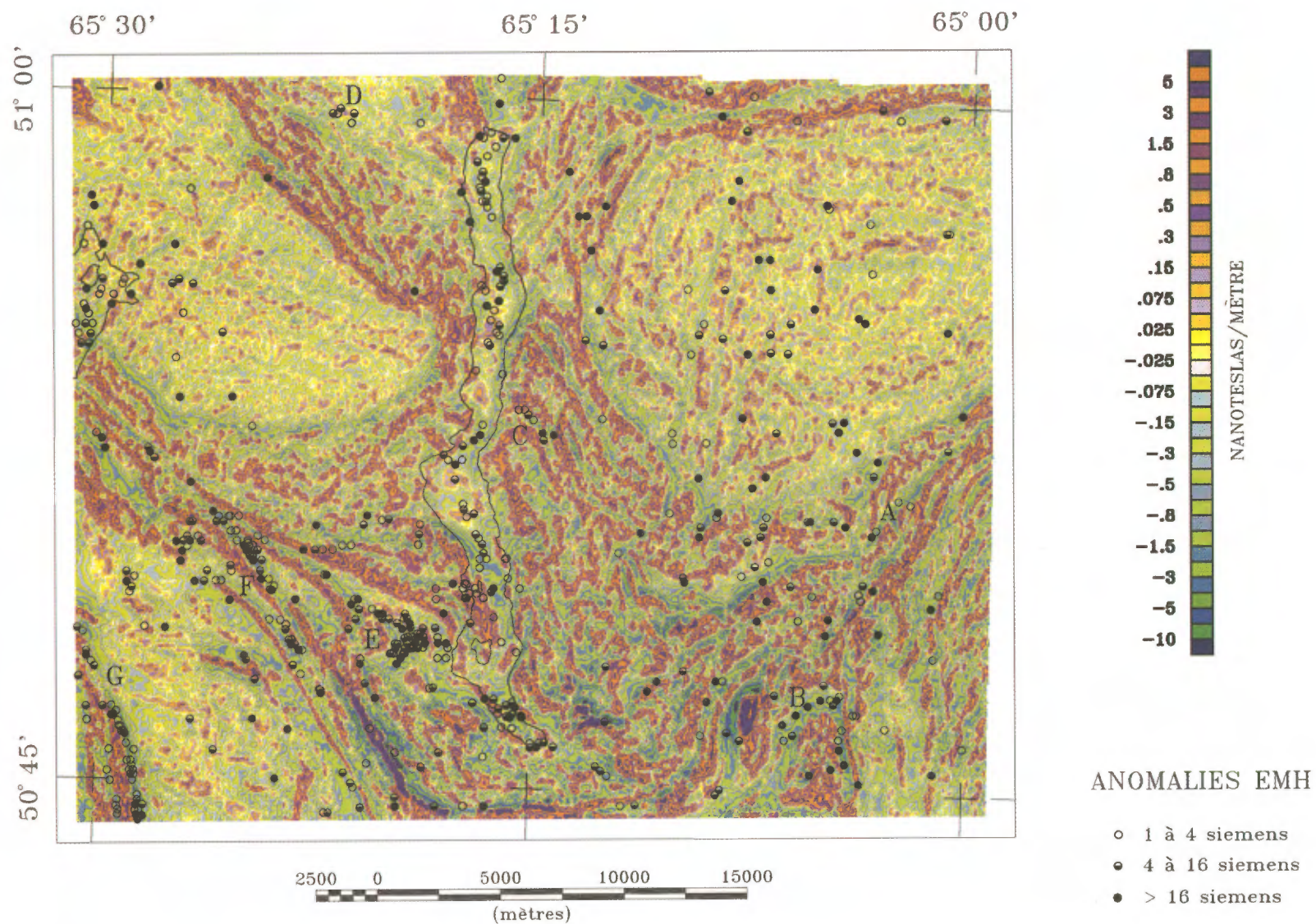


FIGURE 5 –Gradient magnétique vertical calculé et anomalies électromagnétiques de la région de Manicou (feuille 22I/14). Levés de géophysique hélicoptères du ministère des Ressources naturelles du Québec (Dion et Scintrex, 1997a et b). Les anomalies A à G sont mentionnées dans le texte.

ordre d'intensité que celle des gneiss quartzofeldspathiques ou des gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende.

Amphibolites et/ou métagabbros (unité *mpPmnt1e*)

L'unité *mpPmnt1e* définit un cortège de roches vertes mafiques, omniprésentes dans le Complexe de Manitou mais pour la plupart non cartographiables au 1:50 000. Les niveaux majeurs, d'épaisseur hectométrique et de continuité longitudinale hectométrique à kilométrique, apparaissent sur la carte qui accompagne le présent rapport. Toutefois, ces roches forment le plus fréquemment des niveaux mineurs, d'épaisseur centimétrique à métrique, dans les autres unités du Manitou, particulièrement dans les unités *mpPmnt1a* et *mpPmnt1b*.

Dans la région de Manitou, la lithologie la plus commune de l'unité *mpPmnt1e* est une amphibolite à grain moyen, vert moyen à vert foncé et de susceptibilité magnétique variable; sa structure varie de massive à foliée, voire gneissique. L'examen microscopique révèle 40 à 45 % de plagioclase et 25 à 45 % de hornblende agencés dans une texture némato-granoblastique au travers de laquelle s'enchêvêtrent 5 à 30 % de lamelles de biotite brune. Des quantités accessoires d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de grenat, de minéraux opaques, d'épidote ou de sphène/leucocène accompagnent la plupart de ces amphibolites.

Des reliques de texture ignée intergranulaire s'observent dans des lithologies de l'unité *mpPmnt1e*. Une paragenèse à plagioclase (40 à 50 %), orthopyroxène (10 à 20 %), clinopyroxène (5 à 10 %) et des quantités moindres (< 5 %), mais toujours présentes, de hornblende, de grenat, de biotite et de minéraux opaques caractérisent ces roches d'origine gabbroïque. Des traces d'apatite et de zircon accompagnent communément cet assemblage minéralogique.

L'extension modérée des roches de l'unité *mpPmnt1e* limite le type des ensembles lithologiques auxquels leurs protolithes devaient appartenir. Ainsi pouvons-nous postuler que les métagabbros sont les vestiges boudinés et démembrés de filons-couches et/ou de dykes, transposés dans le grain tectonique régional. L'origine des amphibolites est probablement plus diverse. Si une origine ignée intrusive comme celle des métagabbros ne peut être écartée, leur présence en niveaux mineurs de puissance centimétrique à décimétrique, interstratifiés dans les autres unités gneissiques du Complexe de Manitou, permet d'inférer d'autres origines. Il pourrait en effet s'agir de témoins de niveaux de volcanoclastites mafiques ou, même, de roches sédimentaires terrigènes de type grauwaacke.

UNITÉS INTUSIVES FELSIQUES

Mangérite (unité *mpPmnt2a*)

La mangérite de l'unité *mpPmnt2a* définit une masse ovoïde, bien circonscrite et à susceptibilité magnétique

élevée d'environ 4,5 km de longueur nord-sud et de 2 km de largeur est-ouest, située au SE du feuillet 22I/14. À l'affleurement, la mangérite du cœur de cette masse est une roche massive, faiblement foliée et à grain moyen. Sa patine brun cassonade caractéristique accompagne une épaisse croûte d'altération brun orangé. La roche acquiert progressivement une foliation nette et devient subgneissique en périphérie, sur quelques centaines de mètres.

Au microscope la roche offre un assemblage de feldspath alcalin, de plagioclase et de quartz agencés dans une texture grenue hétérogranulaire qui isole des agrégats irréguliers de minéraux colorés. Le feldspath alcalin constitue la phase dominante (40 à 50 %) et la plus grossière de la roche; il s'agit d'une perthite plus ou moins riche en gouttelettes ou bandelettes d'albite. Ce bâti de perthite enserre, dans ses interstices, des grains plus fins de plagioclase (environ 5 %) et de quartz (3 à 10 %). Peu de minéraux colorés sont isolés dans la trame feldspathoquartzique. Ces derniers (30 à 45 %) ont nettement tendance à former des agrégats millimétriques à centimétriques à texture granoblastique où se côtoient l'orthopyroxène, la hornblende verte, le clinopyroxène, la magnétite, l'apatite et le zircon. L'orthopyroxène et la hornblende, en des quantités sensiblement égales (10 à 20 % chacun), constituent la minéralogie de base de cet assemblage auquel s'adjoignent systématiquement 3 à 5 % de magnétite. Le clinopyroxène n'est pas présent dans tous les échantillons; là où il l'est, il excède rarement 10 %. La minéralogie accessoire d'apatite et de zircon, est quasi exclusivement associée aux agrégats de minéraux colorés. Quant à la biotite, son développement limité en petites plaquettes lamellaires dans les fractures, les plans de clivage et les bordures des grains de hornblende traduit les premiers effets de la déstabilisation rétrograde de la hornblende. Dans les faciès nettement altérés, la biotite, brune à brun rougeâtre, prend en effet le pas dans la paragenèse des minéraux de néoformation à la périphérie des grains de magnétite et aux dépens de la hornblende surtout. Au cours de ce processus, l'orthopyroxène est profondément altéré en trémolite, elle-même ceinte d'une mince couronne d'amphibole vert bleuté (amphibole sodique ?). L'altération du clinopyroxène est plus limitée; celui-ci s'entourant d'actinolite et, ultimement, d'une couronne d'amphibole vert bleuté.

La minéralogie, tant primaire que d'altération, de la mangérite foliée ou subgneissique de bordure est semblable à celle de la mangérite du cœur. Les différences texturales résident essentiellement dans le démembrement des agrégats de minéraux colorés qui conduit à la formation d'agrégats plus petits, nettement allongés et distribués plus uniformément dans la roche.

Leucogranite à magnétite (unité *mpPmnt2b*)

L'unité *mpPmnt2b* de leucogranite est exposée dans la partie SE de la carte en une masse ovoïde NNW-SSE d'environ 3 km de long et 1,5 km de large. Une susceptibi-

lité magnétique élevée souligne cette masse sur les cartes aéromagnétiques.

À l'affleurement ce granite est à grain fin, nettement rosé et pauvre en minéraux silicatés colorés (< 5%). Une fine dissémination de minéraux opaques cubiques et magnétiques qui, en certains endroits peu atteindre près de 10 %, fait exception à cette règle. Plusieurs affleurements sont sans structure interne particulière conférant à la roche un aspect massif et homogène. De nombreux autres, par contre, laissent apparaître une amorce de rubanement centimétrique à la faveur d'une variation des teintes rosées à rougeâtres de la roche. Une foliation discrète, surtout révélée par l'alignement des minéraux opaques, accompagne communément ce rubanement. Des veines quartzieuses irrégulières, de quelques centimètres d'épaisseur et d'extension longitudinale métrique, et des veines de matériel pegmatoïde rose à rougeâtre, de dimensions semblables, parcourent par endroits le granite plus ou moins parallèlement au rubanement et/ou à la foliation. Bon nombre de ces veines ont été disloquées et reprises dans la déformation enregistrée par le granite. Des agrégats centimétriques de magnétite-hématite marquent occasionnellement le contact des veines de quartz avec l'encaissant. D'autre part, près des contacts est et ouest, le granite isole des enclaves métriques à décimétriques de roches encaissantes foliées.

Au microscope, les faciès non ou peu déformés révèlent une texture grenue marquée par l'agencement de grains xénomorphes de feldspaths (70 à 85 %) plus ou moins engrenés et au travers desquels se logent des grains de quartz (15 à 25 %) plus petits. Des variations s'observent, d'un échantillon à l'autre, dans la distribution et l'abondance relative des feldspaths. Dans ce spectre de variation, l'un des pôles est illustré par un assemblage de grains d'orthose perthitique (35 à 50 %) et de plagioclase (25 à 35 %) frangés tous les deux de microcline. Ce bâti feldspathique laisse des interstices continus et jointifs, occupés par des grains plus petits de microcline (environ 10 %) et de quartz. L'autre pôle, dépourvu de plagioclase, exhibe un assemblage de microcline (50 à 60 %) et d'orthose (10 à 20 %), tous les deux perthitiques, qui isolent communément les grains de quartz les uns des autres.

Les minéraux ferromagnésiens ont été profondément altérés. Ils ont été pour la plupart remplacés par un agrégat microgrenu de chlorite, de biotite verte, de séricite et d'épidote. Quelques reliques de hornblende verte émergent à l'occasion de ces agrégats, permettant de postuler qu'il s'agit là du minéral pseudomorphosé. Les effets de l'altération sont également enregistrés dans les minéraux opaques. La magnétite initiale, tant de la fine minéralisation disséminée que des agrégats centimétriques, est remplacée à des degrés divers par de l'hématite.

Une mélasyénite quartzifère caractérise la bordure SE de l'unité *mpPmnt2b*. Cette roche particulière contient environ 35 % de minéraux colorés distribués dans une matrice de perthite (~ 50 %), de plagioclase (~ 10 %) et de quartz (~ 5 %). La perthite est une mésoperthite en bande-

lettes. Celle-ci est limitée à sa périphérie par une couronne de plagioclase en continuité optique avec celui des bandellettes plagioclasiques de la perthite qui, par endroits, a été soumise à un processus de recristallisation (extinction optique floue et ondulante mettant en évidence des plages ou subgrains irréguliers). Des petits grains de plagioclase et de quartz marquent de façon discontinue la limite des grains de perthite et comblent les rares interstices de la roche. Une texture coronitique recristallisée et spectaculaire caractérise la mélasyénite. Le clinopyroxène est systématiquement l'hôte d'épaisses lamelles parallèles qui suggèrent des exsolutions initiales d'orthopyroxène. Ces lamelles, qui représentent de 25 à 30 % du grain de pyroxène, sont actuellement remplacées par une hornblende verte très sombre et un cortège de granules plus ou moins régulièrement espacés de quartz et/ou de minéraux opaques bien cristallisés. Une couronne réactionnelle de hornblende vert foncé, semblable à celle décrite précédemment, marque aussi systématiquement le contact du clinopyroxène et de la mésoperthite. Cette couronne est communément séparée du pyroxène par un chapelet de petits grains de quartz engagés dans une texture granoblastique en mosaïque. Une telle texture met clairement en évidence les effets d'une recristallisation à haute température d'une texture réactionnelle coronitique antérieure. Une relation texturale comparable, également recristallisée, mais en partie déstabilisée minéralogiquement, caractérise le contact des agrégats de magnétite et de microcline du leucogranite. Épidote, chlorite, quartz et spinelle constituent la minéralogie de cette couronne.

La minéralogie accessoire des différents faciès de l'unité *mpPmnt2b* se partage essentiellement entre minéraux opaques, apatite et zircon. Dans la mélasyénite quartzifère de bordure, le zircon présente communément de belles formes cristallines prismées. Des grains isolés d'allanite et de minéraux bruns métamictes (minéraux de terres rares ?) parsèment la roche.

Syénite (unité *mpPmnt2d*)

La syénite de l'unité *mpPmnt2d* forme un stock subcirculaire d'un kilomètre de diamètre situé à environ 2 km à l'est du lac Manitou (tiers nord). La syénite y est relativement homogène, de patine beige, à grain moyen et localement quartzifère. Elle présente une tectonique en «L» localement très prononcée et une foliation ignée peu prononcée définie par une orientation plus ou moins marquée des bâtonnets plurimillimétriques de feldspath potassique (ou alcalin?). Les feldspaths ont une distribution et une dimension homogènes et des bordures irrégulières. Ils sont en partie recristallisés et de forme lenticulaire dans les zones fortement linéées. Les minéraux mafiques (hornblende et biotite essentiellement) sont interstitiels, de granulométrie moyenne et distribués de façon homogène. Des enclaves microgrenues dioritiques (hornblende, biotite, magnétite), centimétriques à décimétriques, équantes et bulbeuses ou

asymétriques et amiboïdes, recoupent la foliation ignée. Sur une même enclave, le contact peut comprendre des bordures en festons ou être fracturé. L'indice de coloration varie entre 30 et 60. Toutefois, quelque soit la composition de l'enclave les contacts demeurent francs. Ces relations entre enclaves et syénite révèlent un magmatisme bimodal. Les magmas de composition mafique à intermédiaire des enclaves ont été injectés dans la syénite après sa mise en place. Ces injections se sont produites après l'acquisition de la charpente feldspathique et le développement de la foliation ignée (recoupement de la foliation) mais avant la cristallisation complète du magma (bordure en festons indiquant le caractère magmatique du contact entre les deux faciès et fracturation compétente de l'enclave). L'évolution des magmas mafiques, par différenciation ou par felsification associée à du mélange avec des magmas felsiques, a eu lieu, quant à elle, avant leur injection au présent niveau d'érosion.

Syénite à néphéline (unité mpPmnt2e)

Une série d'affleurements syénitiques d'apparence gneissique définissent une lentille de quelques dizaines de mètres d'épaisseur concordante avec le contact sud du lobe ouest de la Suite anorthositique de Havre Saint. Pierre. Les faciès varient d'une *syénite rubanée*, localement quartzifère, à une *syénite à néphéline* foliée avec faciès pegmatitique massif. À la différence des gneiss encaissants, ces syénites ne sont pas migmatisées. Elles montrent une foliation et un rubanement qui témoignent d'une structuration primaire d'origine ignée; les textures varient de typiquement ignées à recrystallisées, préservant dans ce dernier cas la structuration ignée.

La *syénite rubanée* présente à l'affleurement une patine beige et sa granulométrie varie de moyenne à fine. Elle est caractérisée par un litage modal rythmique de quelques centimètres de puissance où alternent cycliquement un faciès mésocrate et un faciès leucocrate. Dans ce dernier faciès, les bâtonnets de feldspath potassique d'environ 5 mm de longueur définissent une foliation ignée, figée par les minéraux mafiques interstitiels. Les textures précoces, bien qu'encore observables mégascopiquement, sont complètement pseudomorphisées suite à la recrystallisation des bâtonnets de feldspath alcalin en un assemblage granoblastique de feldspath potassique et de plagioclase. Quant aux minéraux mafiques (individus isolés, xénomorphes et interstitiels, ou regroupés en amas interstitiels), aux oxydes (interstitiels) et aux minéraux accessoires (le zircon et l'apatite idiomorphes et, localement, le rutile interstitiel), ils préservent leur distribution et leur texture ignées. Les syénites rubanées passent à des syénites leucocrates plus homogènes.

La *syénite à néphéline foliée* et d'apparence gneissique affleure à proximité des gneiss. Elle est leucocrate, blanche en surface altérée et grise en cassure fraîche. La foliation, particulièrement prononcée dans ce faciès, est définie par

l'alignement de petits agrégats de grains d'amphibole. La syénite à néphéline se différencie surtout des autres faciès par une bimodalité granulométrique définie par des minéraux felsiques et mafiques à grain fin et par des porphyroblastes/porphyroclastes centimétriques de néphéline et d'amphibole. En un site, un faciès de syénite à néphéline pegmatitique, massive et très leucocrate, recoupe franchement la foliation de la syénite à néphéline hôte à la faveur d'un contact très irrégulier. Des cristaux de néphéline atteignant 10 cm de longueur et des zircons idiomorphes de l'ordre de 6 mm ont été observés dans ce faciès.

Entre les pôles extrêmes que sont la syénite rubanée et la syénite à néphéline, les assemblages minéralogiques varient quelque peu, les principaux étant : orthopyroxène-oxydes-grenat-zircon-apatite, clinopyroxène-amphibole-oxydes-grenat-zircon-rutile-apatite et amphibole-néphéline-feldspath potassique-plagioclase-feldspath alcalin-oxydes-zircon-apatite.

Granitoïdes syn- à tardi-cinématiques (unité mpPmnt2f)

Une série de petites masses granitoïdes d'apparence bien circonscrites et de l'ordre de 0,5 à 1 km de diamètre affleurent à l'est du lac Manitou dans le tiers sud de la demie est du feuillet 22I/14. Les roches qui les composent sont gris clair à gris rosé et à granulométrie moyenne à fine. Elles présentent communément une foliation conforme à celle des gneiss encaissants. Toutefois, le développement de cette foliation varie beaucoup d'une masse à une autre et à l'intérieur d'une même masse; certaines adoptent une structure générale massive suggérant l'absence de déformation ou une faible emprise de cette dernière.

L'examen pétrographique révèle des roches de composition granitique qui présentent comme trait commun une paragenèse à quartz (20-25 %), orthose-microcline perthitique à mésoperthitique (45-60 %), plagioclase (< 5 %), clinopyroxène (12-15 %), orthopyroxène (2-3 %), minéraux opaques (1-2 %) et, accessoirement, de l'apatite et du zircon. Les variations minéralogiques conduisent à des lithofaciès marqués par le développement de grenat (10-15 %) ou de hornblende verte (1-3 %) et de biotite brune (< 7 %). Des assemblages finement cristallisés de ces deux derniers minéraux témoignent en outre des effets d'une altération des minéraux mafiques antérieurs, plus particulièrement de l'orthopyroxène. Notons également dans ces masses la présence de pointements de leucogabbro scapolitisé. Les interstices de la trame felsique de ce dernier logent des agrégats de hornblende-actinote fibreuse, incolore à vert bleu et de biotite brune, communément en voie de chloritisation. De telles variations pétrographiques suggèrent la présence d'enclaves de matériel de composition intermédiaire à basique en voie d'assimilation par le matériel granitique, ou encore, les effets d'une diatexie incomplète.

Granite à biotite, hornblende et sphène (unité mpPmnt2g)

Le granite de l'unité *mpPmnt2g* réfère à une masse limitée d'environ 0,5 km² située immédiatement au sud du ruisseau à l'Épinette, sur la rive ouest du lac Manitou. Les relations géologiques de cette masse avec les lithologies encaissantes nous sont inconnues. La présence d'enclaves mafiques planaires de quelques centimètres d'épaisseur et de quelques décimètres de longueur présentant une foliation non dérangée en attitude par rapport à celle des gneiss encaissants suggère une injection paraconforme. Toutefois, il est possible qu'il s'agisse de matériel granitique tardif. La roche massive, homogène et à grain moyen qui le caractérise montre en effet aucune d'évidence de déformation.

L'examen microscopique confirme cette absence de déformation et met en évidence une roche à texture grenue, grossièrement équigranulaire et composée de grains xénomorphes d'orthose (20 à 25 %), de microcline (15 à 20 %) et de grains hypidiomorphes, de taille comparable, de plagioclase (15 à 20 %) entre lesquels s'insinuent des grains plus petits de quartz (10 à 15 %). L'orthose est faiblement perthitique et montre communément une résorption périphérique plus ou moins profonde par le microcline. Les mêmes relations existent également entre la plupart des plagioclases et le microcline. Les premiers montrent en outre, au hasard des grains, des gouttelettes d'exsolution d'orthose (antiperthite), des macles de Carlsbad ou une extinction zonée.

La biotite verte (15 à 20 %) constitue la principale phase des minéraux colorés. Elle est seule ou participe avec la hornblende verte (5 à 10 %) à la formation de petits amas millimétriques qui incluent une partie des minéraux accessoires; l'autre partie est distribuée dans la matrice feldspathique. Par ordre d'importance décroissante, cette minéralogie accessoire se compose de minéraux opaques (~ 3 %; magnétite probablement), de sphène (~ 2 %) et de quantités nettement moindres (< 0,5 %) d'apatite et de zircon.

Les effets de l'altération sont restreints. Ils se manifestent surtout par le développement de lamelles de chlorite interstratifiées ou à la bordure de la biotite et à une légère saussuritisation du plagioclase en séricite, calcite et petits granules d'épidote.

UNITÉS INTRUSIVES MAFIQUES À ULTRAMAFIQUES (UNITÉS mpPmnt3)

Mélagabbro coronitique à grenat ±biotite (unité mpPmnt3a)

L'unité *mpPmnt3a* est une unité restreinte géographiquement à la région sommitale de la colline isolée qui domine l'extrémité NW du lac Manitou, au nord de l'embouchure de la rivière Lavaivre. Cette unité d'une puissance de quelques décamètres coiffe le sommet de la col-

line conformément à la gneissosité des roches sous-jacentes de la falaise.

La roche qui la compose est une roche sombre, verdâtre à violacée, à grain moyen à grossier et sans déformations mégascopiques apparentes. Le microscope révèle une texture ignée ophitique bien préservée mais assujettie à d'importants réajustements minéralogiques tardi-magmatiques ou métamorphiques. L'habitus du plagioclase (10 à 30 %) se partage à peu près également entre, d'une part, des cristaux prismatiques englobés isolément dans des poecilocristaux de clinopyroxène (30 à 40 %) et, d'autre part, des agrégats interstitiels de cristaux hypidiomorphes enchevêtrés. Dans les deux cas, il se caractérise par des macles polysynthétiques fines et distinctes et une myriade de cristallites variées et d'inclusions fluides qui rendent subopaque le cœur de la plupart des cristaux. Des granules verts de spinelle parsèment les bordures limpides de ces mêmes cristaux.

Un rééquilibrage minéralogique systématique marque le contact clinopyroxène-plagioclase. Celui-ci se traduit par la formation d'une couronne réactionnelle complexe qui s'exprime par une couche à texture polygonale d'orthopyroxène et par une chaînette périphérique de grenat (~ 20 %). Dans sa couronne, l'orthopyroxène est accompagné de grains isolés et/ou de plages polycristallines de hornblende verte (~ 10 %) et de biotite brune (~ 3 %) au sein desquelles se logent les minéraux opaques (~ 3 %).

Les effets de l'altération sur ces roches se manifestent essentiellement par le développement de trémolite-actinote aux dépens de l'orthopyroxène. Ce dernier, comme la hornblende et la biotite, se retrouve alors à l'état de reliques dispersées au travers d'un mélange fibreux incolore à vert pâle, frangé d'une couronne vert bleuté qui incorpore la couronne de grenat préexistante.

Gabbronorite et gabbro à grain fin (unité mpPmnt3b)

L'unité *mpPmnt3b* consiste en une bande d'une trentaine de kilomètres de long pincée à ses extrémités SE et NW et présentant un renflement central d'environ 3,5 km de large à la limite des feuillets 22I/13 et 22I/14. Cette bande de roche très tectonisée se situe à peu de distance, voire même en contact avec le Complexe de Matamec au sud. Nos observations de terrain alliées à l'interprétation des images satellitaires et des photographies aériennes et à la signature aéromagnétique nous conduisent à limiter cette bande par deux zones majeures de cisaillement. Ces dernières se rapprochent à leurs extrémités NW et se fondent en un réseau anastomosé qui s'engage dans le couloir tectonique du ruisseau Plat.

Typiquement, la roche de cette unité est à grains fins, faiblement à modérément foliée. L'examen microscopique révèle une texture granoblastique isogranulaire parsemée de fines lamelles de biotite brune à brun verdâtre (5 à 10 %). Le fond granoblastique est composé essentiellement de microblastes subpolygonaux de plagioclase (~50 %), de

clinopyroxène (15 à 25 %), d'orthopyroxène (< 5 %), de hornblende verte (10 à 15 %) et de minéraux opaques (~ 5 %). Quelques poeciloblastes de grenat finement granulés participent à la paragenèse de cette roche; à proximité, la biotite y est nettement brune et plus abondante. Des reliques de plagioclase et de clinopyroxène s'individualisent au travers de cette trame. Il s'agit de grains de taille plus grossière que leur équivalent granoblastique qui ont préservé quelques caractéristiques ignées ou qui en ont acquis des particulières. Il en est ainsi de la forme prismatique des reliques de plagioclase et de la présence de nombreuses aiguilles d'exsolution cristallographique de minéraux opaques sur les reliques de clinopyroxène.

Les effets de la déformation ont donné naissance à toute une gamme de modifications texturales. L'anisotropie a généré des gneiss rubanés et des mylonites qui ont préservé dans une large mesure la minéralogie préexistante. Dans le premier cas, la ségrégation tectono-métamorphique a conduit à des leucosomes centimétriques de plagioclase ($\pm$ quartz) parcourus par des lamines de biotite et de hornblende et qui alternent plus ou moins régulièrement avec des bandes mésocrates à plagioclase, hornblende, clinopyroxène et minéraux opaques. Dans le second cas, la déformation a réduit la granulométrie moyenne de la roche en une matrice intensément foliée à grain fin qui moule des porphyroclastes ovoïdes mono- ou polycristallins de hornblende verte, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et, en moindre quantité, de plagioclase.

À l'opposé des phénomènes décrits précédemment, certains affleurements ont été particulièrement bien préservés des effets de la recrystallisation métamorphique et de la déformation. Une lame mince de l'un d'entre eux expose encore clairement l'enchevêtrement des plagioclases d'une texture intergranulaire qui laisse dans ses interstices des plages de clinopyroxène. L'amorce de la recrystallisation granoblastique et la minéralogie associée permettent de faire clairement le lien entre cette lame mince et la variété typique de l'unité *mpPmnt3a* décrite précédemment.

Leuconorite, norite, anorthosite, gabbro(norite) à olivine et pyroxénite (unité *mpPmnt3c*)

Nous avons regroupé dans l'unité *mpPmnt3c* un cortège de roches à grain moyen à grossier que l'on retrouve le plus souvent dans des fuseaux tectoniques d'extension kilométrique enchassés dans l'unité gabbroïque précédente. Quoique limités par des zones d'intense mylonitisation, ces fuseaux exposent généralement des roches peu déformées dans leur partie centrale. Parmi celles-ci, la leuconorite, la norite et, en moindre quantité, l'anorthosite ressemblent aux lithologies de même composition minéralogique que l'on retrouve associées aux anorthosites. Parmi les lithologies plus spécifiques notons en particulier le gabbro (norite) à olivine et la pyroxénite.

Le *gabbro à olivine* est une roche faiblement colorée, à grain moyen à grossier. En affleurement, il montre 20 à

30 % d'agrégats circonscrits millimétriques à centimétriques de ferromagnésiens vert pâle au cœur desquels se loge systématiquement un minéral altéré brun rouille. Le microscope permet d'associer ces cœurs à des agrégats mono- à polycristallins d'olivine craquelée. Un mélange d'antigorite, d'iddingsite et de minéraux opaques remplace à des degrés divers l'olivine ou s'infiltre dans le réseau de fractures. Dans la plupart des cas, la couronne qui se développe autour de l'olivine est démesurée par rapport à celle-ci. Dans sa plus simple expression, du centre vers l'extérieur, elle est définie par une bande d'orthopyroxène suivie d'une couronne de clinopyroxène. Alors que l'épaisseur de la première se restreint à quelques grains, la seconde a un développement nettement plus important et plus complexe. Les exolutions simplectiques vermiculées de spinelle vert (hercynite ?) sont, en raison de leur diversité d'expression, à l'origine de cette complexité. Leur recrystallisation polygonale qui expulse le spinelle à la limite des grains et dans les espaces interstitiels entre les grains du clinopyroxène de néoformation y contribue également.

Une texture grenue et hétérogranulaire de plagioclase xéno- et hypidiomorphe caractérise la trame qui lie les grains d'olivine et leur couronne réactionnelle. Aucun autre minéral n'est présent dans cette roche dont la minéralogie ignée de base apparaît comme celle d'une troctolite plutôt que d'un gabbro ou d'un gabbro-norite.

La *pyroxénite* est la lithologie la moins commune de celles de l'unité *mpPmnt3c*. Il s'agit d'une roche à grain moyen à grossier, d'aspect massif et de teinte vert foncé. Au microscope, elle montre une imbrication étroite de gros cristaux xénomorphes de clinopyroxène et d'orthopyroxène engagés, en quantités sensiblement égales, dans une texture grenue qui présente les apparences d'une texture magmatique d'adcumulat. Une hornblende brun verdâtre comble le faible pourcentage (< 10 %) d'interstices laissés par les pyroxènes; elle peut être accompagnée de petits grains (post-cumulus ?) d'olivine (jusqu'à 15 % dans un spécimen). Ainsi, dans la mesure où la minéralogie reconnue est le reflet de la minéralogie ignée primaire, cette roche est plus spécifiquement définie comme une webstérite.

L'interprétation à donner aux unités mafiques à ultramafiques du Complexe de Manitou, plus particulièrement aux unités *mpPmnt3b* et *mpPmnt3c*, est sujet à discussion. Deux hypothèses alternatives peuvent être avancées dans l'état actuel de nos connaissances. Au sein du Complexe de Manitou, comme nous les avons considérées dans le présent rapport, elles peuvent être interprétées comme l'expression d'un filon-couche différencié, tectonisé et démembré lors du chevauchement du Matamec sur le Manitou. Les similitudes pétrographiques avec le gabbro-norite et le gabbro-norite à olivine du Complexe de Matamec (Gobeil *et al.*, 1999) conduisent à l'hypothèse alternative. Il pourrait en effet s'agir d'unités basales du Matamec, démembrées et entraînées, comme des lambeaux de poussée, sous le plan de décollement principal de la nappe de Matamec (voir chapitre sur la «Géologie structurale»).

Complexe de Matamec

Hogan (1971) définit comme le «Groupe de Moisie», l'ensemble de roches à hypersthène que l'on retrouve à l'est du lac Nipisso et qui s'étend vers le sud de part et d'autre des cours supérieur et moyen de la rivière Matamec. Quoique justifiée lithologiquement, l'appellation de cette entité ne répond pas aux normes du code stratigraphique nord-américain et prête à confusion quant à sa distribution géographique. Pour ces raisons, Gobeil *et al.* (1997a) ont proposé de remplacer le terme de «Groupe de Moisie» par celui de «Complexe de Matamec». En outre, nos travaux de cartographie de l'été 1997 sur la partie ouest du feuillet 22I/14 ont permis de reconnaître dans les unités de syénite et de granite de Jenkins (1957) du coin sud-ouest de ce feuillet, des lithologies comparables à celles qui s'injectent dans les roches à hypersthène de Hogan (1971). Les datations effectuées sur les matériaux granitiques et monzonitiques de ces terrains (voir chapitre de «Géologie historique») sont compatibles avec cette interprétation. Ainsi, dans l'état actuel de nos connaissances, le Complexe de Matamec nous apparaît essentiellement constitué de deux corps lithologiques. L'un est dominé par des roches mafiques à orthopyroxène, des gabbronorites, injectées de matériel mangéritique et granitique; il affleure surtout sur le feuillet 22I/13 adjacent à l'ouest. L'autre définit une entité d'extension beaucoup plus limitée de granite porphyrique à oeilé, à biotite et hornblende; il est restreint au coin sud-ouest du feuillet 22I/14 et sa signature aéromagnétique (Dion et Scintrex, 1997b) permet d'anticiper une extension dans la partie nord-ouest du feuillet 22I/11.

Gabbronorite, mangérite et granite non différenciés (unités mPmat2a et mPmat2c)

Seuls quelques kilomètres carrés à l'extrême sud-ouest du feuillet 22I/14 sont occupés par le gabbronorite du Complexe de Matamec. Par contre cette composante gabbroïque du Complexe de Matamec constitue l'essentiel de la partie est du feuillet 22I/13 adjacent. Elle est décrite en détail avec ses lithologies associées dans le rapport de Gobeil *et al.* (1999).

Granite à biotite et hornblende ($\pm$ grenat) porphyrique à oeilé (unité mPmat2d)

Le couloir tectonique du ruisseau Plat (cf chapitre de «Géologie structurale») et ses prolongements SE isolent dans le secteur du lac Élinore la masse de granite porphyrique et oeilé de l'unité mPmat2d du Complexe de Matamec (cf. figure 4). Les bordures, tant occidentales qu'orientales, montrent des déformations sur toute leur longueur sur environ 1 km de large. Le cœur, quant à lui, est faiblement folié et révèle dans une large mesure la texture ignée originelle.

Cette unité affleure principalement dans la partie SW du feuillet 22I/14 et dans la partie SE du feuillet 22I/13. On peut l'individualiser aisément en raison de sa signature magnétique faible par rapport à son entourage. La roche est de couleur rosâtre. Elle est composée de quartz, de microcline, de plagioclase, de hornblende, de biotite, de grenat et de minéraux opaques. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'allanite et l'apatite. Le quartz se présente en plages; le microcline et le plagioclase forment des porphyroclastes dans une matrice granoblastique constituée de minéraux de même composition. Les couronnes d'albite entourant le microcline sont communes. Le grenat se développe entre les minéraux mafiques et le plagioclase. La biotite se développe aux dépens de la hornblende; elle forme des couronnes ou des taches autour de celle-ci; par endroits, elle contient des inclusions de hornblende.

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre définit sur les cartes synthèses au 1:250 000 de Sharma et Franconi (1975) une masse irrégulière amiboïde inscrite dans un polygone d'environ 150 km de diamètre. L'extrémité NW de cette masse, en partie isolée du corps principal par une profonde et étroite indentation de gneiss du Complexe de Manitou, appartient au territoire que nous avons cartographié (cf. figure 4). Pour ces raisons, nous conférons le vocable de *lobe nord-ouest* à la masse circonscrite qui occupe la plus grande partie du quart NE du feuillet SNRC 22I/14. Le coin SE de ce même feuillet, dans une large mesure situé à l'est et au SE de la rivière Sheldrake, constitue quant à lui l'extrême SW d'une masse à laquelle la signature aéromagnétique infère un diamètre d'une trentaine de kilomètres (*bloc de Sheldrake*).

UNITÉ NON DIFFÉRENCIÉE D'ANORTHOSITE ET DE LEUCONORITE (mPhsp1)

Lobe nord-ouest

Pétrographie

Un continuum pétrographique chevauchant les domaines de l'anorthosite et de la leuconorite caractérisent l'unité mPhsp1 du lobe nord-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Un développement plus marqué de la composante mafique dans ces roches conduit à la reconnaissance ponctuelle de norite, de gabbro et de troctolite. Indépendamment de la minéralogie, cet ensemble lithologique s'inscrit texturalement dans une gamme de roches variant du domaine des roches massives très grossières à celui des roches porphyroclastiques et saccharoïdes.

L'anorthosite massive, très grossière, sans évidence de déformation et contenant quelques pour cents seulement

de minéraux colorés constitue en fait un faciès rare qui se présente alors avec une teinte gris foncé à noire caractéristique. Les plus grandes surfaces exposées de ce faciès n'excèdent généralement pas quelques dizaines de mètres carrés. Le faciès commun est en effet une roche de teinte gris moyen à blanchâtre exhibant de nombreuses évidences de déformation qui révèlent des hétérogénéités dans les conditions de déformation, de cataclase et de recristallisation. Ces déformations s'expriment à des degrés divers. Le stade le moins déformé est typiquement protoclastique. Un film blanchâtre de très fins cristaux de plagioclase enveloppent les cristaux de plagioclase originaux de couleur gris foncé. Cette granulation plagioclasique se manifeste également le long de fines fractures qui parcourent les cristaux de plagioclase, celles se développant le long des plans de clivage et du plan de macle polysynthétique étant les plus communes. À un stade plus avancé de cataclase, la roche offre une texture porphyroclastique. Celle-ci se caractérise par des cristaux centimétriques, anguleux et irréguliers, de plagioclase cimentés par une matrice plagioclasique de granulométrie nettement plus fine qui révèle une texture granoblastique isogranulaire, interlobée à polygonale. Au paroxysme de la déformation, les porphyroclastes de plagioclase se font plus rares (au plus 10 à 15 %) et de taille plus restreinte, peu différente dans certains cas de celle des grains de la matrice granoblastique recristallisée.

Quelque soit la texture, le plagioclase primaire, trapu et hypidiomorphe dans les anorthosites massives, porphyroclastique, irrégulier et anguleux dans les anorthosites et les leuconorites déformées, offre une teinte typiquement gris foncé à noire. Cette particularité mégascopique de terrain, s'exprime microscopiquement par une myriade d'inclusions fluides micrométriques et par une quantité non moins importante de microcristaux légèrement plus grossiers (quelques dizaines de micromètres) de silicates (pyroxène et/ou amphibole) et de spinelle. Les premiers stades de déformation enregistrés par ces cristaux résident en des ploiements plus ou moins prononcés spectaculairement mis en évidence par les macles polysynthétiques du plagioclase. Les effets plus intenses de torsion se traduisent, au microscope, par une extinction ondulante au travers de laquelle se perçoit communément l'amorce de la granulation. De tels grains offrent généralement une frange limpide qui témoigne des premiers effets de la recristallisation. En effet, sans évidence de déformation, les plagioclases de la matrice présentent la même limpidité, et ce, même si les protoclastes ou les porphyroclastes adjacents qu'ils enserrent, sont affectés de profondes déformations internes. Cette particularité permet de reconnaître de petits fragments de plagioclase primaire dans les faciès les plus déformés. D'autre part, dans ce contexte, nous pouvons assumer que les quelques pourcents de hornblende et de biotite brune qui se logent dans les espaces intergranulaires de la matrice résultent en grande partie de l'épuration des cristaux magmatiques primaires de plagioclase.

Un trait caractéristique des anorthosites et des leuconorites du lobe nord-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre réside dans les textures coronitiques qui accompagnent la plus grande partie des minéraux colorés. Deux types de couronnes réactionnelles sont enregistrés entre les minéraux mafiques et le plagioclase. Le premier type se développe à la périphérie de grains isolés ou d'agrégats de quelques cristaux d'orthopyroxène magmatique primaire qui, à l'occasion, montrent des déformations internes comparables à celles des plagioclases (légère courbure des clivages et des inclusions métalliques de Schiller; extinction faiblement anisotrope). La couronne, partielle ou totale, se limite dans ce cas à une bande inframillimétrique, monocristalline et granoblastique, de clinopyroxène accompagnée de quelques grains de grenat. Peu de minéraux opaques participent à la paragenèse des minéraux colorés dans ce faciès; il s'agit communément de petits granules irréguliers ou arrondis, logés à l'intérieur des agrégats polycristallins d'orthopyroxène et enveloppés de fines lamelles de biotite brune. Le second type de couronne réactionnelle montre un développement beaucoup plus marqué. Il caractérise des agrégats centimétriques de forme irrégulière contrôlée par les plagioclases adjacents. Ces couronnes présentent une texture granoblastique polygonale et une granulométrie comparable à celle de la matrice plagioclasique; leur schéma organisationnel interne peut être résumé comme suit à la lumière de nos observations pétrographiques :

- 1) Un cœur d'orthopyroxène brun saumoné laissant dans ses interstices des minéraux opaques et du spinelle vert;
- 2) Une première couronne interne à clinopyroxène dominant et orthopyroxène, pratiquement dépourvue de minéraux opaques interstitiels;
- 3) Une seconde couronne interne à clinopyroxène dominant, hornblende vert-bleu et orthopyroxène, parsemée de minéraux opaques et de spinelles, certains d'entre eux révélant des fantômes de textures vermiculées symplectiques;
- 4) Une couronne externe continue de grenat hypidiomorphe (faces cristallines au contact du plagioclase), limpide et sans minéraux opaques, devenant granoblastique et parsemée de grains isolés de hornblende, de clinopyroxène et, plus rarement, d'orthopyroxène, de minéraux opaques et de spinelle.

Cette structuration interne des agrégats de minéraux mafiques offre de nombreuses perturbations. Le télescope dans le développement de ces textures réactionnelles, ou encore, des degrés d'avancement différents de la réaction, en sont des raisons probables. Ainsi pourrait s'expliquer la présence de couronnes complètes de grenat dans la partie centrale de quelques uns des agrégats mafiques. En d'autres cas, ce phénomène expliquerait le développement démesuré de la couronne de grenat. Le cœur de cette couronne ne laisse alors que quelques grains isolés d'or-

thopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende et/ou de minéraux opaques dans une distribution qui respecte grossièrement la zonalité typique énoncée précédemment. Une autre particularité dans le portrait des agrégats mafiques coronitiques que nous venons de décrire réside dans la présence, au cœur de l'assemblage granoblastique d'orthopyroxène de la région centrale, de petites masses microfibreuses d'iddingsite brun orangé à brun verdâtre. Quelques-unes d'entre elles sont accompagnées de grains craquelés d'olivine et, dans quelques échantillons, de grains d'olivine qui participent également à l'assemblage granoblastique d'orthopyroxène du centre. Ces observations nous amènent à penser que les agrégats mafiques granoblastiques et coronitiques résultent pour la plupart du rééquilibrage d'une association protérogène olivine-plagioclase. Dans un tel cas, malgré la prédominance de l'orthopyroxène et la présence occasionnelle de reliques d'olivine, nous serions en présence de leucotroctolite plutôt que de leuconorite.

Un faciès particulier de l'unité *mPhspI* se manifeste en plusieurs endroits de la zone centrale du lobe nord-ouest du Havre-Saint-Pierre. Il se caractérise par le développement d'une teinte générale nettement verdâtre de l'anorthosite et de la leuconorite/leucotroctolite. Cette particularité reçoit son explication dans le développement, hors de l'ordinaire dans le Havre-Saint-Pierre, de spinelle vert au dépens des minéraux opaques, pratiquement absents dans ce faciès. L'habitus de ce minéral est varié. La myriade d'aiguilles et de microcristaux de spinelle orientés du plagioclase protérogène constitue le matériel source probable du spinelle des autres habitus. Dans son second habitus, le spinelle forme de petits grains interstitiels dans la trame granoblastique de plagioclases limpides qui enveloppe les plagioclases magmatiques. L'origine de ces grains s'explique par la migration, à la limite des grains nouvellement cristallisés, du spinelle des inclusions aciculaires et microcristallines du plagioclase protérogène. Un processus comparable est postulé pour expliquer le spinelle qui, dans un troisième habitus, se présente à l'état de vermicules recristallisés et partiellement granulés dans la couronne réactionnelle des agrégats de minéraux mafiques. Le spinelle abonde alors dans les clinopyroxènes de la seconde couronne interne et de la couronne grenatifère externe. Dans ce dernier cas, le grenat, communément dépourvu d'inclusions, en contient à l'occasion.

L'anorthosite et la suite de roches qui l'accompagne dans l'unité *mPhspI* sont des roches «fraîches» qui ne montrent que très localement des évidences d'altération. Le plagioclase y est communément stable, les seules évidences d'altération résidant en une amorce de séricitisation des contacts des grains de la trame granoblastique. Les agrégats mafiques coronitiques sont également peu affectés. Ils conservent leurs caractéristiques texturales, minéralogiques et organisationnelles internes. La modification la plus tangible consiste alors en l'apparition de feuillets de biotite brune là où la hornblende est présente. Dans ces

roches, de la biotite brune, beaucoup plus finement cristallisée, se manifeste également à la périphérie des grains de minéraux opaques des agrégats mafiques et/ou de la trame plagioclasique adjacente. Les modifications les plus profondes, en réponse à l'altération deutérique ou supergène, affectent les grains d'orthopyroxène magmatique, isolés ou regroupés en agrégats de quelques individus. Dans un tel cas, la texture coronitique résultante se traduit par un cœur de cristaux enchevêtrés et fibreux de trémolite/actinote incolore à faiblement verdâtre, bordé d'une mince frange de hornblende actinolitique vert bleuté. La pseudomorphose d'orthopyroxène est appuyée dans ces agrégats amphibolitiques par la présence de reliques sombres et brunâtres d'inclusions de Schiller. L'extérieur de l'agrégat est quant à lui communément souligné par une très mince frange de séricite qui se développe au dépens du plagioclase encaissant. Des reliques arrondies de grenat accompagnent à l'occasion cette dernière couronne réactionnelle.

Structuration interne

Dans la région centrale du lobe, quelques pointements répartis sur plus de 1 km² exhibent un litage magmatique primaire spectaculaire. Celui-ci se caractérise par une alternance plus ou moins régulière de lits décimétriques d'anorthosite et de leuconorite. Le contact entre les lits est généralement net et quelques indications de stratifications obliques sont présentes. Outre le litage, plusieurs affleurements de cette région offrent une foliation minérale, voire une linéation, nettement discordante par rapport au litage. Cette foliation est matérialisée par l'orientation de petits agrégats longilignes, granoblastiques et coronitiques, de minéraux mafiques au travers d'un fond de plagioclase protoclastique à porphyroclastique.

Des évidences de litage magmatique ont été observées ou sont suggérées sporadiquement sur d'autres pointements du lobe nord-ouest du Havre-Saint-Pierre. Communément, il s'agit de niveaux d'épaisseur décimétrique et d'extension longitudinale métrique à décamétrique d'anorthosite ou de leuconorite, voire de norite, isolés dans un environnement massif de leuconorite ou d'anorthosite. Les contacts lithologiques sont généralement nets et, dans chacune des lithologies, les foliations minérales sont parallèles aux contacts. Du boudinage caractérise quelques uns de ces niveaux. Il est remarquable alors de noter que, dans les zones de constriction entre les boudins, la foliation minérale ne flue ni ne s'incurve; au contraire, elle conserve ses caractéristiques minérales et son parallélisme avec celle de l'encaissant.

Des observations comparables accompagnent les relations entre des enclaves décimétriques à métriques d'anorthosite et leur encaissant de leuconorite. De formes irrégulières, localement profondément indentées, isolées et pêle-mêle dans le matériel leuconoritique, ces enclaves ne laissent pas entrevoir leur appartenance à des niveaux stratifiés déterminés. La foliation de la leuconorite se bute à

leur contact sans aucun fléchissement qui puisse inférer quelque effet de moulage. Des filots de leuconorite au sein des enclaves (probablement de profonds embalements transverses au plan d'observation) présentent les mêmes caractéristiques.

L'ensemble de ces observations indiquent clairement que la foliation a été acquise postérieurement à la sédimentation magmatique. Son développement est également postérieur aux perturbations telluriques qui ont conduit au boudinage et au démantèlement, par injections multiples, des premiers éléments de structuration interne de la chambre magmatique. Par contre, la foliation s'est développée dans un matériau magmatique incomplètement consolidé, encore doué d'une certaine plasticité, dans lequel subsistaient des pores ou poches de liquide magmatique résiduel de composition mafique. Une fin de cristallisation magmatique sous contrainte tectonique a ultérieurement forcé une cristallisation dirigée de ces liquides résiduels et engendré les agrégats mafiques à texture granoblastique si communément reconnus dans la lobe nord-ouest du Havre-Saint-Pierre. L'extension limitée de ces agrégats, respectant dans une large mesure les contacts lithologiques des zones litées, permet de présumer d'une faible interconnexion des pores du liquide résiduel magmatique. D'autre part, dans les zones où des déformations plus prononcées s'observent, l'acquisition d'une linéation minérale comparable dans son attitude à celle des gneiss du Complexe de Manitou adjacent (cf. figure 6, stéréonet a) permet d'associer dans le temps la fin de la cristallisation de l'anorthosite du lobe nord-ouest du Havre-Saint-Pierre et la genèse de la linéation régionale L_2 (voir chapitre de «Géologie structurale»).

Bloc de Sheldrake (coin SE du feuillet 22I/14)

Dans le coin sud-est du feuillet 22I/14, l'anorthosite qui forme les versants très escarpés de la rivière Sheldrake et le plateau raboteux, ciselé et dénudé situé à l'est, est une roche massive communément gris foncé à noire. Au microscope celle-ci offre un bâti plagioclasique à granulométrie hétérogène et texture grenue hypidiomorphe. De fines inclusions lamellaires orientées dans le réseau cristallin du plagioclase permettent de distinguer les cristaux magmatiques de ceux, plus tardifs et limpides, nés de la recristallisation tardi-magmatique et/ou de déformations tectoniques ultérieures. Les minéraux interstitiels sont essentiellement de la hornblende verte et du clinopyroxène. De faibles quantités de minéraux opaques et quelques rares grains d'orthopyroxène s'y ajoutent, à l'occasion, de même que quelques porphyroblastes plurimillimétriques et subautomorphes de grenat très pauvre en inclusions minérales. L'augmentation du pourcentage de ces minéraux colorés (au delà de 10 %) amène ces roches anorthositiques dans le domaine des leucogabbros à hornblende ou dans celui des leucogabbro-norites à hornblende lorsque, dans ce dernier cas, l'orthopyroxène prédomine sur le clinopyroxène et la hornblende. Cette croissance du contenu en minéraux co-

lorés s'accompagne communément d'un développement plus régulier de porphyroblastes, voire de poeciloblastes, de grenat. Localement, elle conduit à la naissance de couronnes réactionnelles à texture interne granoblastique. D'organisation semblable, mais de développement beaucoup plus restreint que dans le lobe nord-ouest, ces agrégats mafiques coronitiques n'ont jamais révélé au microscope la présence d'un cœur d'olivine ou d'iddingsite. La biotite, brune, lamellaire et finement clivée accompagne (jusqu'à 5 %) la minéralogie colorée de quelques faciès de leucogabbro à hornblende. La biotite se présente en lamelles isolées à la limite des grains de plagioclase, en agrégats de lamelles enchevêtrées dans la trame plagioclasique ou encore en lamelles ou agrégats de lamelles enclavées dans les plages interstitielles de hornblende. Notons enfin, pour compléter la minéralogie de ces roches anorthositiques et leucogabbroïques au sud-est du feuillet 22I/14, la présence de quelques grains d'apatite.

Les effets de l'altération sont limités. Dans le secteur de la rivière Sheldrake comme dans celui du lobe nord-ouest, les roches de l'unité *mPhsp1* apparaissent essentiellement comme des roches «fraîches». L'altération du plagioclase est faible et se restreint à une amorce de damouritisation qui trouble la limpidité du minéral à la périphérie des grains ou, à l'intérieur, dans des plages contrôlées morphologiquement par les plans de clivage. La hornblende et les pyroxènes sont peu affectés si ce n'est, ici et là, par la naissance de germes microcristallins de matériel micacé brunâtre. Le grenat quant à lui n'est pas affecté directement; seules la bordure de quelques grains et les craquelures ouvertes qui les traversent, témoignent d'une minéralogie rétrograde à tremolite-actinote et chlorite. Les effets les plus notables de l'altération sont enregistrés dans la biotite brune des leucogabbros à hornblende. Dans ce faciès en particulier, la biotite s'éclaircit et s'exfolie partiellement en acceptant dans son réseau des lamelles de chlorite et/ou de séricite; parallèlement, des microgranules opaques apparaissent disposés plus ou moins régulièrement le long des clivages.

UNITÉ DE BORDURE À GABBRONORITE, NORITE ET PYROXÉNITE (mPhsp2)

L'unité *mPhsp2* réfère à un assemblage à prédominance de gabbro, de gabbro-norite et de norite contenant localement de la pyroxénite et des zones litées où alternent des niveaux métriques à plurimétriques d'anorthosite/leuconorite, de norite et de pyroxénite. Elle marque sur environ 1 km de large la bordure ouest et sud-ouest du lobe nord-ouest du Havre-Saint-Pierre et est l'hôte, dans ce secteur, de plusieurs indices minéralisés de Cu-Ni (cf. «Minéralisations de type 1» dans le chapitre «Inventaire des indices et des sites minéralisés»). Dans le coin SE du feuillet 22I/14, elle est exposée en bordure ou à quelques kilomètres de la bordure de l'amas anorthositique.

Les lithofaciès anorthositiques, leuconoritiques ou leucogabbroïques de cette unité ne se différencient pas de ceux décrits dans l'unité *mPhsp1*. La norite s'inscrit en continuité du lithofaciès anorthosite/leuconorite par un enrichissement du contenu en minéraux mafiques. Les faciès gabbroïques, quant à eux, offrent un continuum de faciès dans lesquels la hornblende verte et, à un degré moindre, la biotite brune, sont omniprésentes, voire les composantes mafiques uniques. Cette paragenèse suggère que ces roches dérivent d'un liquide différencié de fin de cristallisation riche en volatils; pétrographiquement, il s'agit surtout de gabbro et de gabbronorite à hornblende $\pm$ biotite plus ou moins riches en minéraux opaques et porteurs, quasi systématiquement, de porphyroblastes de grenat (jusqu'à 15 % dans certains faciès du sud-est de 22I/14) et de traces de petits grains d'apatite.

Dans cet environnement, l'orthopyroxénite se présente en niveaux métriques à décamétriques aux contacts généralement francs et grossièrement parallèles au rubanement des roches leucocrates encaissantes. Quelques-uns de ces niveaux, à proximité d'indices minéralisés, recoupent le rubanement et sont affectés par une déformation plicative. D'autres sont démembrés et ne laissent alors qu'un éparpillement de masses irrégulières et circonscrites, isolées au sein de l'encaissant de roches leucocrates. Ces relations suggèrent qu'il s'agit d'intrusions (probablement des filons-couches), injectées postérieurement au rubanement des roches leucocrates et engagées ultérieurement dans des déformations plicatives tardimagmatiques et/ou régionales.

Au microscope l'orthopyroxénite révèle un bâti hétérogène de cristaux plurimillimétriques à pluricentimétriques d'orthopyroxène magmatique riches en inclusions de Schiller lamellaires, subopaques et brunâtres. Du clinopyroxène et de la hornblende vert brunâtre (moins de 10 % au total pour ces deux minéraux) en grains de dimensions nettement plus petites se logent dans les joints et occupent les espaces intergranulaires. Les minéraux opaques (< 5 %) présentent généralement le même habitus. Toutefois, la plupart des orthopyroxénites sont engagées dans un processus de recristallisation d'où naît une texture granoblastique polygonale. Cette modification texturale affecte surtout l'orthopyroxène qui devient plus limpide et dépourvu d'inclusions de Schiller. Ces dernières permettent, par contre, de retracer au travers de la trame granoblastique les reliques des cristaux protérogènes.

Les déformations enregistrées par ces roches se manifestent au microscope par une torsion des clivages et des macles de l'orthopyroxène, par une extinction ondulante des cristaux, voire même par la naissance de quelques «kink band». Des microcisaillements tardifs, figés par des agrégats fibreux de trémolite-actinote, témoignent également de cette, ou de ces déformations.

L'Anorthosite de Tortue

L'Anorthosite de Tortue forme une masse ovale approximativement NW-SE de 25 km de longueur et de 10 km de

largeur qui s'étend à la limite des feuillets SNRC 22I/13, 22I/14, 22P/03 et 22P/04. Les deux tiers environ de cette masse sont exposés sur le feuillet 22I/14 et correspondent physiographiquement au plus haut palier du Plateau laurentien de la région.

Sur la carte régionale du champ magnétique (cf. figure 3), l'Anorthosite de Tortue est clairement circonscrite par une dépression magnétique qui, à l'intérieur, présente une susceptibilité magnétique progressivement croissante du SW vers le NE. Dans le secteur cartographié, nous l'avons divisée en trois unités; 1) une unité non différenciée, d'anorthosite et de leuconorite (*mPtor1*); 2) une unité de bordure à prédominance de leuconorite (*mPtor2*); et, 3) une unité de roches monzonitiques foliées et ocellées (*mPtor3*).

UNITÉ NON DIFFÉRENCIÉE D'ANORTHOSITE ET DE LEUCONORITE (*mPtor1*)

Cette unité est constituée d'anorthosite, de leuconorite et, en moindres quantités, de norite et de gabbro. L'anorthosite en est le faciès le plus commun. C'est une roche à patine grise ou blanchâtre et à grain moyen à très grossier qui ne se différencie de la leuconorite que par son contenu en minéraux mafiques. En effet, ces deux lithologies constituent un continuum pétrographique de roches grenues formées d'un bâti de cristaux trapus de plagioclase, pluricentimétriques, qui laisse dans ses interstices irrégulièrement distribués, de 5 à 15 % de minéraux colorés. Parmi ceux-ci, l'orthopyroxène, brun rouille en affleurement, pléochroïque et brun à rose saumon au microscope, est le plus commun. Il est accompagné de quantité subordonnées de clinopyroxène et de grains millimétriques de magnétite et/ou d'ilménite.

L'anorthosite massive, sombre, noire ou gris foncé et pratiquement dépourvue de minéraux colorés (< 5 %) est un faciès rare dans le Tortue. L'anorthosite présente communément une texture protoclastique qui témoigne de déformations clastiques lors de la mise en place et avant la consolidation complète de la roche. Une faible foliation accompagne ce faciès qui, par l'abondance des minéraux colorés, chevauche le champ des anorthosites et des leuconorites. Cette foliation se manifeste par une orientation fruste des prismes de plagioclase, ou de leurs reliques, et par l'allongement, conformément à cette même orientation, des agrégats interstitiels de pyroxènes et de minéraux opaques. Cette texture est en tout point comparable à celle observée dans le Havre-Saint-Pierre. Toutefois, l'intensité de la déformation clastique et de la granulation y est généralement moindre, les protoclastes préservant dans une large mesure des formes proches de leur morphologie initiale.

Les cristaux primaires de plagioclase et leurs reliques sont généralement limpides. Par endroits cependant, ils sont encombrés par une multitude de petits grains ou microcristaux de pyroxène ou de spinelle. En dehors de cet habitus, le spinelle recristallise en grains irréguliers et plus

grossiers aux jonctions polygonales (triples surtout) des grains de plagioclase cataclasés et granulés de la matrice.

Les couronnes réactionnelles, si typiques de l'anorthosite de la Suite de Havre-Saint-Pierre, sont beaucoup moins communes et, généralement, de développement plus limité dans l'Anorthosite de Tortue. Entre l'orthopyroxène et le plagioclase, de telles couronnes se manifestent généralement à la périphérie du pyroxène par un mince film verdâtre de petits grains de pyroxènes (clinopyroxène et/ou orthopyroxène) plus ou moins transformés en hornblende et biotite. Des couronnes monominéraliques de grenat, en grains polygonaux, se développent également aux contacts de ces deux minéraux; elles se manifestent aussi aux contacts de certains grains de minéraux opaques avec le plagioclase ou avec les pyroxènes. Dans leur habitus commun, les minéraux opaques sont cependant séparés du plagioclase par un agrégat de hornblende verte, de biotite et de grenat.

Le développement de hornblende, de biotite et de séricite, relativement commun dans l'Anorthosite de Tortue traduit les effets d'une circulation tardive de fluides aqueux. Par endroits, cette circulation semble avoir été plus poussée comme en témoigne le développement d'un assemblage d'épidote idiomorphe, de chlorite et de séricite; localement, elle a été accompagnée de fluides carboniques comme le suggère la présence de carbonate aux pourtours des grains de plagioclase. Il est possible que ce rétro-morphisme soit associé à la formation de la texture en mortier qui se superpose à la texture granoblastique polygonale. Localement, l'ajout de silice est marqué par la développement de myrmékites de quartz dans le plagioclase.

La *leuconorite*, la *norite* et le *gabbro* présentent les mêmes assemblages minéralogiques mais dans les proportions qui caractérisent chacun de ces faciès dans la classification de Streckeisen (1976). Les mêmes textures, structures et minéraux de rétro-morphisme que nous avons décrits dans les anorthosites sont également présents dans ces lithologies.

ZONE DE BORDURE À PRÉDOMINANCE DE LEUCONORITE (mPtor2)

La leuconorite prédomine dans la zone marginale de l'Anorthosite de Tortue. Elle est accompagnée de quantités subordonnées, mais non négligeables, d'anorthosite, de norite, de gabbro et d'orthopyroxénite. Localement, ces lithologies sont interlitées (litage décimétrique à métrique) et présentent une foliation d'origine ignée. L'unité mPtor2 s'observe essentiellement sur environ 500 m de large, le long de la bordure ouest du massif de Tortue, dans le feuillet 22I/13, où quatre indices minéralisés ont été reconnus (Gobeil *et al.* 1999). Dans le feuillet 22I/14, cette unité a un développement moindre et se restreint au sud-ouest de la masse anorthositique; elle n'est pas exprimée comme telle au pourtour du reste de l'Anorthosite de Tortue.

La leuconorite, l'anorthosite, la norite et le gabbro de l'unité de bordure mPtor2 sont identiques à ce que l'on retrouve ailleurs dans le massif (unité mPtor1). Les meilleurs affleurements d'orthopyroxénite se retrouvent sur la rive ouest du lac Tortue (Gobeil *et al.*, 1999). À cet endroit, les niveaux d'orthopyroxénite atteignent 2,5 m d'épaisseur. La roche qui les compose est massive, dense et d'un vert foncé caractéristique. Au microscope, elle révèle des porphyroclastes d'orthopyroxène protérogène et remplis d'inclusions de Schiller baignant au travers de grains plus petits d'orthopyroxène. La texture granoblastique qui lie ces derniers, l'absence d'inclusions de Schiller et leur limpidité traduisent leur origine métamorphique. La minéralogie interstitielle (~ 5 %) se limite, quant à elle, à un peu de hornblende verte, des minéraux opaques et des traces de plagioclase.

ROCHES MONZONITIQUES FOLIÉES ET OEILLÉES (UNITÉ mPtor3)

Un cortège de roches granitiques (*sens large*), gris rosé et à grain fin à moyen, définit l'unité mPtor3 sur le flanc NE de l'Anorthosite de Tortue. À la limite nord du feuillet 22I/14, celle-ci affleure en une bande fuselée de 500 m à 1 km de large qui se pince vers le SE en direction du lac Manitou. Toutes les roches de cette unité, au même titre que les roches anorthositiques adjacentes, ont été engagées dans des déformations qui leur ont conféré une texture protomylonitique foliée à gneissique, voire porphyroclastique en plusieurs endroits.

Les roches de l'unité mPtor3 définissent un continuum pétrographique entre un pôle de monzodiorite-monzonite quartzifère à orthopyroxène $\pm$ clinopyroxène (jotunitemangérite) et un pôle de syénite quartzifère et de granite à biotite $\pm$ hornblende. Quelques grains d'apatite (~ 0.5 %) et de zircon, dont quelques grains bipyramidaux émoussés, définissent la minéralogie accessoire de ces roches. Toutefois, la présence systématique de 2 à 3 % de minéraux opaques, de la magnétite surtout, en est la caractéristique principale. Cette omniprésence explique la frange intensément magnétique qui borde le NE de l'Anorthosite de Tortue (cf. figure 3) et ce, d'autant plus, que des lithofaciès granodioritiques, riches en magnétite (10 à 15 %), parsèment également l'unité mPtor3. Du grenat, en quantité sensiblement identique à la magnétite, accompagne et borde les minéraux opaques de cette roche totalement dépourvue d'autres minéraux colorés.

Unités intrusives tardives

DYKE DE LEUCOGABBRONORITE MASSIF (UNITÉ LITHOLOGIQUE I3Q, MG, LX)

Au SE du lac Élinore, un dyke de leucogabbronorite massif, non déformé et d'épaisseur hectométrique, recoupe

le granite oeilé de l'unité *mnPmat2d*. Sa susceptibilité magnétique élevée permet de présumer d'une extension approximativement WNW-ESE de l'ordre de 3 km.

L'examen pétrographique révèle un enchevêtrement de lattes jointives de plagioclase (~ 60 %) aux espaces interstitiels colmatés par de l'orthose (2-3 %), du quartz (2-3 %), de l'apatite (1-2 %) et des minéraux ferromagnésiens. Les lattes de plagioclase sont doublement maclées Carlsbad et polysynthétiques; quelques-unes, finement zonées, offrent en lumière naturelle un cœur nébuleux et brunâtre bordé d'une mince frange limpide. L'orthose interstitielle, localement hôte de perthites en filets, est limpide et communément en contact direct avec le plagioclase. La paragenèse ferromagnésienne est, quant à elle, constituée de clinopyroxène (8-10 %), d'orthopyroxène (~ 5 %), de magnétite (~ 5 %) et de biotite (10-15 %). Les trois premiers minéraux et la plupart des grains d'apatite apparaissent de cristallisation précoce par rapport à la biotite. Cette dernière est en effet une phase tardi-magmatique qui scelle en une plage de quelques cristaux poecilites seulement, la minéralogie précoce de chacun des espaces interstitiels. Des réajustements minéralogiques affectent le clinopyroxène qui, communément, montre des évidences de remplacement périphérique par de la hornblende verte; quelques cas extrêmes laissent le clinopyroxène à l'état de reliques au sein de la hornblende. De tels réajustements, dans certains cas complètement isolés dans des cristaux poecilites et stables de biotite, témoignent de réactions tardi-magmatiques plutôt que métamorphiques.

Le dyke de leucogabbro-norite au sud-est du lac Élinore affleure dans l'extension ESE d'un dyke pétrographiquement semblable localisé dans le coin sud-est du feuillet 22I/13 (Gobeil *et al.*, 1999). À cet endroit, le dyke est porteur de minéralisations sulfurées disséminées de Cu-Ni (0,14 % Cu et 0,13 % Ni sur 200 m) qui ont été découvertes en 1997 par Mines d'Or Virginia (Maisonnette et Francoeur, 1998). Ces deux dykes s'inscrivent dans le prolongement ESE du Dyke de Nipisso (Gobeil *et al.*, 1999) avec lequel ils présentent des similitudes pétrographiques et magnétiques. En fait, il nous apparaît actuellement fort probable qu'il s'agisse là de trois segments d'un seul et même dyke. Les données géochimiques à venir de ces trois segments devraient nous permettre d'infirmer ou de confirmer cette perception.

DYKES MAFIQUES DIABASIQUES

Les dykes mafiques diabasiques affleurent à travers l'ensemble de la région cartographiée et recoupent tant les unités gneissiques du Complexe de Manitou que le cortège de roches de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et de l'Anorthosite de Tortue. Ce sont des dykes d'épaisseur décimétrique à métrique, d'extension longitudinale limitée (rarement observés sur plus de quelques dizaines de mètres) et d'attitude variable, tantôt sécant, tantôt conforme à la gneissosité. Les principaux sites où ils ont été

observés sont identifiés sur la carte géologique du présent rapport avec un code «I3B».

Les roches mafiques diabasiques sont très sombres, noir verdâtre, à grain fin à très fin, voire aphanitiques, et à susceptibilité magnétique variable. Plusieurs générations sont présentes. Les plus anciennes ont en grande partie perdu leurs textures magmatiques d'origine et sont en voie, à des degrés divers, de recristallisation granoblastique. Les plus récentes révèlent des textures intergranulaires, intersertales ou fluidales (bordure des dykes surtout). Toutes, cependant, montrent les effets de réajustements minéralogiques tardifs au faciès des schistes verts. Ces effets sont illustrés par la présence de grenat, par la pseudomorphose des clinopyroxènes par de la hornblende, par la nucléation et le développement de fines paillettes de biotite et par l'apparition de grains de sphène et de granules d'épidote et de leucoxène.

En plusieurs endroits, particulièrement sur les rives NW du lac Manitou, du matériel mafique, à grain fin à très fin, accompagne du matériel granitique aplitique dans des dykes métriques à décamétriques. Les relations entre ces deux matériaux se font à l'affleurement selon des contacts festonnés et lobés qui, localement, isolent de véritables cousins décimétriques de diabase en milieu granitique. De telles relations constituent des évidences probantes de la mise en place simultanée des deux matériaux. Des veines granitiques centimétriques zigzaguent au travers de ces dykes indépendamment des matériaux présents. Texturalement et minéralogiquement, la composante mafique présente les mêmes caractéristiques que les diabases les plus récentes décrites précédemment; comme elles, elles ont enregistré des réajustements minéralogiques tardifs. La composante granitique, quant à elle, présente une minéralogie caractéristique (15 à 25 %) à biotite, minéraux opaques, sphène, muscovite et minéraux métamictes (par ordre d'importance décroissante). Le réajustement de la minéralogie affecte essentiellement la biotite qui se transforme alors en une interfoliation de biotite délavée et de chlorite verte claire parsemée de granules d'oxydes opaques, d'épidote et de leucoxène.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les éléments de géologie structurale présentés dans le présent chapitre intègrent les données recueillies sur les feuillets 22I/13 et 22I/14 par les équipes du Ministère du projet Manitou, par Hogan (1971) sur la demie ouest du feuillet 22I/13 et par Daigneault (1998). La discussion et la synthèse que nous en faisons est commune à notre rapport et à celui de Gobeil *et al.* (1999); seuls quelques points témoignent de particularités locales inhérentes à l'une ou à l'autre région.

L'absence d'horizons stratigraphiques repères alliée au manque de structures primaires imposent des limites à une analyse structurale fine. Toutefois, les relations structurales observées localement, l'analyse des mesures recueillies au cours des divers cheminements, le traitement des données géophysiques aéroportées récentes (Dion et Scintrex, 1997b et 1997d) et l'interprétation des photos aériennes et satellitaires permettent de définir, d'une part, les structures kilométriques qui contrôlent le motif structural régional et, d'autre part, les grands domaines lithotectoniques et leurs relations mutuelles.

Dans le présent chapitre, les principaux éléments structuraux sont décrits, analysés et, finalement, interprétés relativement les uns par rapport aux autres en terme d'événements de déformation. Les relations temporelles de ces derniers avec les événements métamorphiques et ignés sont discutées plus amplement dans le cadre de l'histoire géologique de la région de Nipisso-Manitou qui est développée au chapitre de « Géologie historique ».

Éléments analysés

À l'exception d'entités géologiques spatialement limitées tels le Dyke de Nipisso, les dykes de diabase et les intrusions granitiques tardives (Granite de Bigot et quelques petites intrusions et dykes dans le secteur du lac Manitou), toutes les roches de la région de Nipisso-Manitou sont foliées. Toutefois, le développement de cette foliation et des autres éléments structuraux qui l'accompagnent varie grandement selon les lithologies porteuses. Pour cela, nous les décrirons en fonction des grands ensembles lithologiques que nous avons reconnus dans la région de Nipisso-Manitou, à l'exclusion du Complexe de Matamec qui fera l'objet d'une analyse particulière.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE MANITOU

Éléments planaires

Aucune structure primaire S_0 n'a été décelée dans les différentes unités lithologiques du Complexe de Manitou. La principale structure planaire dans la région de Nipisso-Manitou est représentée par une foliation minérale pénétrative S_1 qui est communément accompagnée par la gneissosité G_1 . La foliation est définie essentiellement par la composante mafique de la roche hôte. Elle se manifeste par l'orientation préférentielle de quantités variables de biotite, de hornblende verte, de clinopyroxène et d'orthopyroxène auxquels s'associent communément le grenat, le sphène et des minéraux opaques. La gneissosité se traduit à l'affleurement par une alternance plus ou moins régulière, centimétrique à décimétrique, de bandes foliées de teinte sombre, riches en minéraux ferromagnésiens et de bandes quartzofeldspathiques claires, blanches, grises ou rosées.

Si la foliation est persistante à travers l'ensemble des lithologies du Complexe de Manitou, la gneissosité, quant à elle, est l'objet de variations locales et régionales. La région du lac Manitou (feuillet 22I/14) est le témoin de telles variations. Dans cette région, plus particulièrement au SSE de l'Anorthosite de Tortue et, à l'est du lac Manitou, dans le secteur traversé par la Petite rivière Manitou, les gneiss témoignent d'une déformation de grande intensité en adoptant une structure planaire régulière et continue qui en font de véritables gneiss droits. La foliation perd de sa continuité et se caractérise surtout par une structure en trait « streaky » plutôt que laminée. Parallèlement, les grains de quartz s'étirent, s'égrainent, recristallisent sous forme de rubans et prennent communément une teinte bleutée. Ces modifications s'intensifient vers l'ouest, à la limite des feuillets 22I/13 et 22I/14, pour donner nettement une structure mylonitique dans le couloir tectonique du ruisseau Plat qui pince le Complexe de Manitou entre l'Anorthosite de Tortue et le Complexe de Matamec (Gobeil *et al.*, 1999 et figure 4).

À l'exception de la petite masse de granite massif (unité *mpPmnt2g*) de la rive ouest du lac Manitou, la foliation S_1 est l'élément planaire dominant des unités intrusives felsiques du Complexe de Manitou. Dans ces lithologies aux minéraux mafiques peu abondants, la foliation est discrète et se matérialise communément par un fin liseré d'extension longitudinale centimétrique à décimétrique. Le développement de la gneissosité est local et surtout matérialisé à la périphérie des amas intrusifs.

Des plis intrafoliaux démembrés, sans racine, sont observés en quelques endroits, particulièrement dans les unités à prédominance de gneiss quartzofeldspathique (*mpPmnt1a*) et de gneiss à pyroxènes et hornblende (*mpPmnt1b*). Dans ces unités, les plis intrafoliaux sont caractérisés par des charnières isolées de plis semblables ou de plis concentriques très serrés montrant des épaississements dans les charnières (charnières de type 1C) et développés à la faveur de niveaux amphibolitiques de puissance centimétrique à décimétrique. La présence de petits segments rectilignes et fuselés d'amphibolite et la concentration de fines lamines de minéraux mafiques dans l'environnement immédiat de ces charnières témoignent du boudinage et de l'étirement extrême des flancs du pli initial et de leur parallélisme avec la foliation et la gneissosité G_1 régionale. Quelques affleurements permettent d'identifier la présence d'une foliation minérale F_2 confondue avec la surface axiale des charnières de plis intrafoliaux. En raison de l'amplitude et de la longueur d'onde limitée (probablement métrique) du plissement suggéré à l'affleurement, il semble donc que ces charnières isolées soient les vestiges de plis parasites d'une déformation plicative P_2 . L'absence de niveaux lithologiques repères ne permet pas d'identifier des structures régionales P_2 . Toutefois, à partir de la dispersion régionale des sites d'observation des structures précédemment décrites, nous pouvons postuler qu'il

s'agit d'un événement déformationnel qui affecte l'ensemble de la région Nipisso-Manitou.

Éléments linéaires

Trois types de linéations caractérisent les ensembles foliés et gneissiques du Complexe de Manitou. La gneissosité supporte une *linéation minérale* formée par la cristallisation tectono-métamorphique orientée de minéraux prismatiques tels la hornblende et le pyroxène. Cette linéation minérale persistante à travers la région est accompagnée, en de maints endroits, d'une *linéation d'étirement* matérialisée par la recrystallisation dirigée d'agrégats millimétriques à centimétriques riches en quartz («tiges de quartz») ou en minéraux mafiques. Le troisième type, moins commun, est une *linéation de microplissement*. Celle-ci se traduit à l'affleurement par des microplis isolés, symétriques ou asymétriques en M, S ou Z, révélés essentiellement par des lamines millimétriques de matériel quartzofeldspathique.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE MATAMEC

Une foliation discrète caractérise la fabrique planaire de l'unité gabbro-noritique du Complexe de Matamec; rarement est-elle accompagnée d'une différenciation métamorphique à structure gneissique. La foliation est beaucoup plus évidente et pénétrative dans les feuillets centimétriques à décimétriques de monzonite et de granite qui alternent plus ou moins régulièrement avec le gabbro-norite. Dans ces feuillets de roches felsiques, le développement et l'intensification de la foliation et de la déformation conduisent à de véritables gneiss ocellés aux dépens des protolithes grossiers porphyriques et à des gneiss mylonitiques à quartz étiré, souvent bleuté, aux dépens des protolithes équigranulaires plus fins et plus quartzueux. Une structuration gneissique générale s'amorce également à l'échelle de l'affleurement, là où les feuillets sont les plus minces, moins distants les uns des autres et plus régulièrement espacés.

La foliation et la gneissosité forment généralement une fabrique coplanaire. Quelques affleurements, dans la région centrale de l'unité gabbro-noritique à l'est du lac Bigot, permettent cependant, à la faveur de plis isoclinaux serrés, de mettre en évidence une foliation de plan axial S_2 recoupant la gneissosité. À cet endroit, gneissosité, plis P_2 isoclinaux et foliation S_2 associée sont repris par un plissement tardif P_3 , plus ouvert, de type 1B à 1C. À la lumière de ces observations, il ressort que le grain tectonique de la composante gabbro-noritique du Complexe de Matamec traduit les effets d'une déformation tardive sur une fabrique composite représentée par un événement gneissique ancien S_1/G_1 et une foliation F_2 axiale à un plissement isoclinal P_2 .

La recrystallisation granoblastique a, comme pour la foliation, limité le développement d'une linéation dans le gabbro-norite. En fait, la plupart des mesures enregistrées dans le Complexe de Matamec sont portées par les feuillets felsiques dans lesquels elle se matérialise par l'orientation des minéraux mafiques ou par l'étirement du quartz.

Analyse structurale

ANALYSE DES LINÉATIONS : DÉFINITION DES GRANDS DOMAINES LITHOTECTONIQUES

Comme nous venons de le mentionner, tous les grands ensembles lithologiques de la région Nipisso-Manitou sont l'hôte de linéations. Dans le Complexe de Manitou, l'analyse des linéations minérales, d'étirement et de microplissement met clairement en évidence leur colinéarité, tant dans le secteur du lac Manitou (feuille 22I/14) que dans le secteur du lac Nipisso (feuille 22I/13) cartographié par Hogan (1971). Il en est de même pour les linéations enregistrées dans les autres entités géologiques; il semble donc qu'elles soient la manifestation d'un même événement tectonique.

Une grande homogénéité régionale dans l'orientation de la linéation ressort de la figure 6. Dans la région du lac Manitou, celle-ci présente une attitude moyenne de l'ordre de $160^\circ/38^\circ$ dans la partie septentrionale et de $162^\circ/35^\circ$ dans la partie méridionale (figure 6, stéréonet b et c) dans les gneiss du Complexe de Manitou. Dans le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, son attitude est de $169^\circ/32^\circ$ (stéréonet a). Elle ne diffère que de quelques degrés en direction et plongement ($177^\circ/33^\circ$), à l'ouest du lac Nipisso (stéréonet j), dans la partie occidentale du Complexe de Manitou et dans les roches granitiques foliées et gneissiques du Complexe de Canatiche. Ces ensembles lithologiques ont donc enregistré le même événement tectonique, soit celui qui a donné naissance à la linéation L_2 .

Le Complexe de Matamec déroge et ne s'inscrit pas dans le même cursus. Dans la région du lac Bigot, les linéations minérales enregistrées dans le gabbro-norite et dans les feuillets mangéritiques et granitiques qui l'injectent, montrent une nette dispersion grossièrement centrée à $45^\circ/76^\circ$ (figure 6, stéréonet g). À son apex NNW, quoique également dispersées, les linéations mesurées dans la zone de chevauchement et immédiatement au-dessus se rapprochent dans leur orientation moyenne à $140^\circ/35^\circ$ (figure 6, stéréonet h), de celles enregistrées dans les gneiss du Complexe de Manitou adjacent. La masse de granite porphyrique et ocellé du Complexe de Matamec (*unité mPmat2d*), à la limite des feuillets 22I/13 et 22I/14, présente elle-aussi des similitudes quant à la distribution des linéations (figure 6, stéréonet d). Celles-ci se dispersent autour d'un point moyen d'attitude $178^\circ/43^\circ$ qui s'inscrit dans le même patron que les linéations en environnement gneissique du Complexe de Manitou. L'analyse des linéations des diffé-

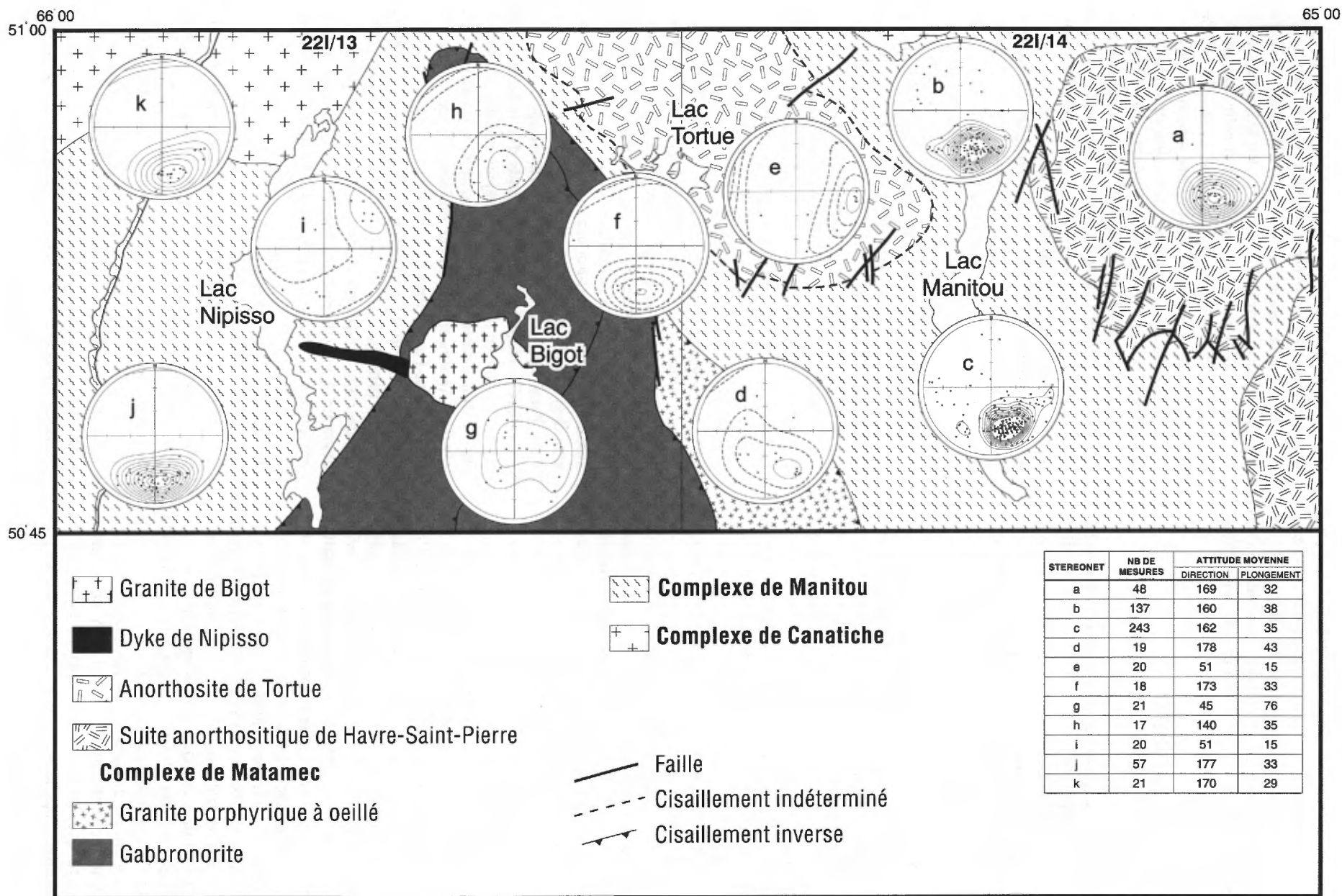


FIGURE 6 – Projections stéréographiques des linéations minérales et d'étirement L_2 dans la région de Nipisso-Manitou (feuilles 221/13 et 221/14). Projection équivalente de l'hémisphère inférieur; contours selon la méthode de Kamb

rentes composantes du Complexe de Matamec suggère ainsi que son chevauchement sur le Complexe de Manitou est contemporain à l'acquisition de la linéation L_2 de la région de Nipisso-Manitou. Elle montre également qu'un découplage s'est effectué entre les entités gabbro-noritique et granitique lors du transport tectonique.

ANALYSE DES TRAJECTOIRES DE FOLIATIONS ET DE LINÉATIONS

Les trajectoires des foliations dominantes et des linéations d'éirement minérales de la région Nipisso-Manitou sont présentées synthétiquement sur la carte de la figure 7. Cette carte permet de circonscrire les grandes lignes de l'agencement structural qui sera discuté dans les prochains paragraphes.

Trajectoires des foliations

Les principales structures planaires (foliation, gneissosité ou rubanement tectonique) sont représentées sur la figure 7 par des lignes continues sur lesquelles une symbolologie dentelée avec des triangles permet de visualiser les pendages dominants. La similitude dans le tracé de ces lignes avec le motif révélé par le gradient vertical calculé des feuillettes 22I/13 (Gobeil *et al.*, 1999; figure 5) et 22I/14 (cf. figure 5) traduit clairement l'apport que constitue un levé aéromagnétique de haute définition dans l'appréhension du grain tectonique d'une région à cartographier.

La vergence nord et la tendance générale E-W des structures planaires constituent les caractéristiques dominantes du grain tectonique sur l'ensemble de la région Nipisso-Manitou. La nappe de Matamec (Gobeil, 1999, voir chapitre sur la « Description des unités lithologiques »), plus spécifiquement sa composante gabbro-noritique où une direction N-S domine largement, fait toutefois exception. À l'ouest du lac Nipisso, les fabriques planaires principales ENE exhibent des pendages variant de faibles ($0-30^\circ$) à modérés ($30-60^\circ$) du nord au sud du feuillet. À l'est du lac Nipisso, celles-ci s'infléchissent progressivement à l'approche de la nappe. Du côté est de la nappe, les surfaces principales prennent une orientation SSE dominante, adoptent une direction E-W au niveau du lac Manitou et s'infléchissent à nouveau vers le NE à l'extrémité est du feuillet 22I/14 avant de se pincer entre le « bloc » de Sheldrake et le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Au travers de cette tendance générale, de part et d'autre du lac Manitou, de nombreuses perturbations affectent le grain tectonique. Celui-ci présente des effets de « bourrage » à l'amorce du couloir tectonique du ruisseau Plat et s'ajuste et se moule aux masses plus résistantes à la déformation que constitue l'anorthosite (cf figure 4).

La foliation interne des masses anorthositiques s'inscrit dans le même motif structural général E-W et la même vergence nord que le grain tectonique de la région de Nipisso-Manitou. Cependant, dans le détail, quelques par-

ticularités ressortent. Dans le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, tout en restant modérée ($30-60^\circ$), la fabrique planaire évolue de nettement E-W au nord, à SE dans la partie SW. En outre, sur la bordure ouest du lobe, la foliation tend à s'adapter à celle des gneiss encaissants du Complexe de Manitou. L'Anorthosite de Tortue présente une structuration moins prononcée. À l'intérieur de la masse circonscrite qui la caractérise, la foliation interne, généralement discrète, adopte, dans sa partie nord, une attitude subverticale E-W (point maximum des foliations à $95^\circ/80^\circ$) dont l'extrémité orientale du tracé entre nettement en discordance avec la trajectoire de la foliation des gneiss encaissants du Manitou. Au sud de grands linéaments ESE, qui assurent topographiquement le passage entre les hauts sommets dénudés et les sommets ondulés d'altitude plus modeste du lac Barbara (cf. figure 4), la foliation acquiert une attitude nettement SE et un pendage modéré (point maximum approximatif $50^\circ/30^\circ$). En outre, près du contact sud de l'Anorthosite de Tortue, la trajectoire des foliations suit assez fidèlement les limites de la masse anorthositique; ceci se manifeste particulièrement à l'apex SE où la foliation s'incurve significativement vers le NE, et même le nord, selon un tracé parallèle à celui des gneiss encaissants du Complexe de Manitou. Ainsi, examinés dans une perspective régionale, l'Anorthosite de Tortue et le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre semblent avoir agi comme des noyaux résistants qui auraient préservé l'attitude de la structuration planaire initiale à la manière de traînées d'inclusions dans un porphyroblaste de grenat. Dans le contexte de cette analogie, les virgations périphériques observées, tant dans le lobe NW que dans l'Anorthosite de Tortue suggèrent une amorce de rotation anti-horaire qui traduirait le caractère anté- à syn-cinématique de la foliation interne des anorthosites. Parallèlement, ces noyaux anorthositiques résistants ont obligé le réajustement de l'attitude des structures planaires, comme en témoignent les trajectoires de la foliation dans l'isthme étroit de gneiss du Complexe de Manitou qui sépare l'Anorthosite de Tortue du lobe NW de la Suite de Havre-Saint-Pierre, dans le secteur du ruisseau de l'Épinière. À cet endroit, la foliation se resserre et flue comme dans les constrictionnements laissés par le boudinage de strates de matériaux compétents et, de plus, elle s'aplatit (foliation devenant à vergence faible vers le nord) comme si elle enfourchait un corps rocheux (anorthositique ?) résistant.

Trajectoires des linéations

Comme nous l'avons reconnu dans un paragraphe précédent, les linéations de la région de Nipisso-Manitou, à l'exception du gabbro-norite du Complexe de Matamec, montrent une grande homogénéité avec des plongements dominants faibles à modérés ($30-45^\circ$) vers le SSE.

Les trajectoires des linéations de la figure 7 matérialisent graphiquement les variations directionnelles des linéations minérales et d'éirement reconnues sur l'ensem-

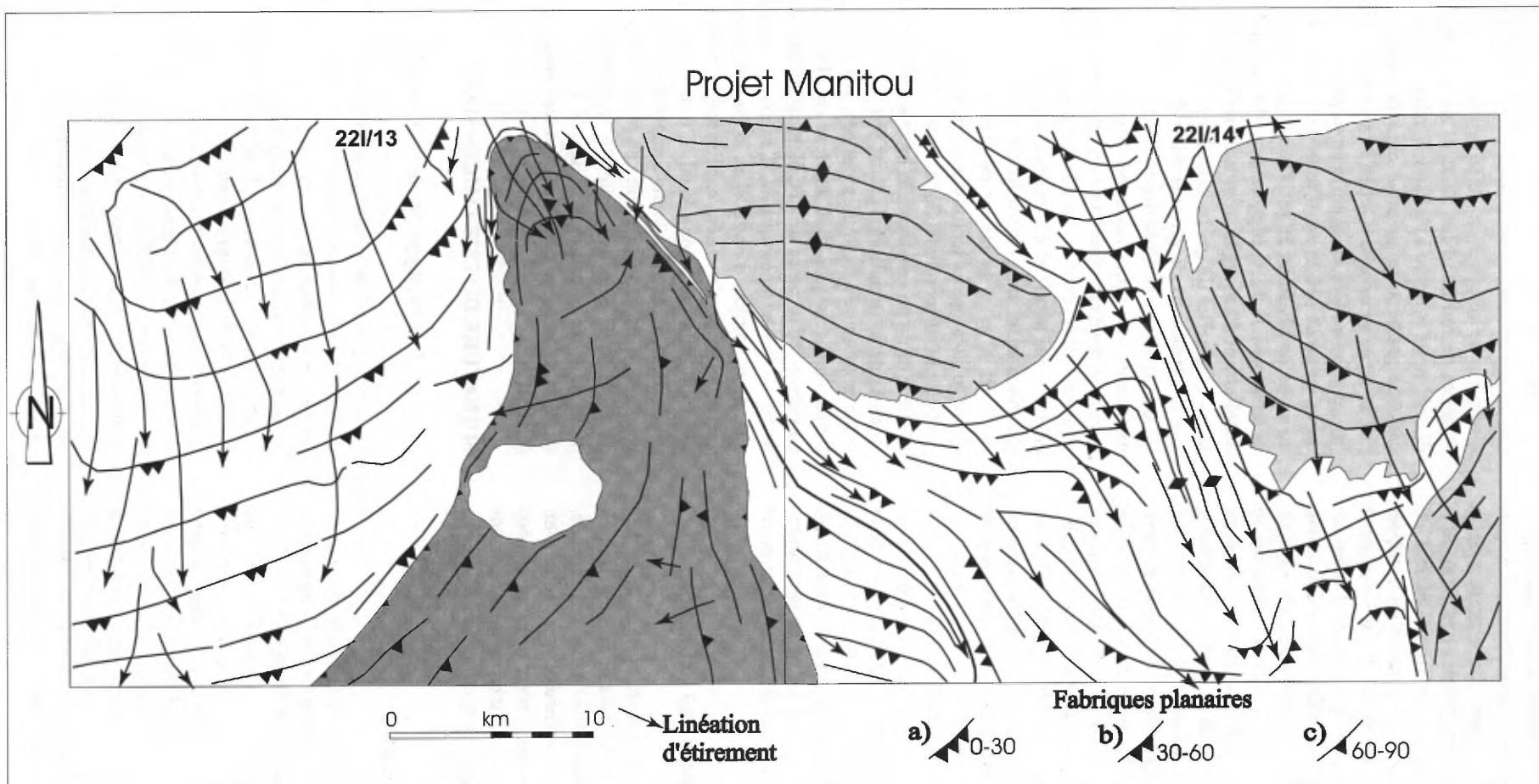


FIGURE 7 – Trajectoires des foliations et des linéations dans la région de Nipisso-Manitou (Daigneault, 1998). Fabriques planaires : a) pendage faible, b) pendage modéré, c) pendage fort.

ble de la région. L'analyse comparée de ces trajectoires avec celles de la foliation permet d'appréhender les relations de composante de mouvement. La vergence de la foliation et les relations quasi orthogonales entre trajectoires de foliation et trajectoires de linéations mettent en évidence une structuration linéaire typique d'un transport tectonique inverse important vers le NNW sur l'ensemble de la région Nipisso-Manitou. Le faible angle d'intersection entre ces deux trajectoires, voire leur subparallélisation locale, traduit par ailleurs des relations directionnelles de réajustements en décrochement. Les mieux exprimées se situent au pourtour de la nappe de Matamec et au voisinage des amas anorthositiques. Autour de la nappe de Matamec, de tels réajustements sont documentés sur le terrain. Ces derniers sont observés sur le flanc ouest de l'apex gabbro-noritique du Complexe de Matamec et dans le couloir de déformation du ruisseau Plat (cf. figure 4). Ces réajustements sont observés ponctuellement ou interprétés localement le long des prolongements mylonitiques SE de ce couloir dans le secteur du lac Lloyd. Ils accompagnent également les bordures déformées SE à SSE qui enserrent la masse de granite folié et oeilé (unité *mPmnt2d*) du secteur du lac Élinore (coin SE du feuillet 22I/14). L'apex SE de l'Anorthosite de Tortue constitue l'exemple le plus probant d'un réajustement directionnel. La virgation de la foliation alliée à la faible inclinaison de la linéation (figure 6, stéréonet e) dont le plongement varie d'est à sud, suggèrent à cet endroit l'amorce d'un décrochement sénestre qui semble avoir focalisé un accident tectonique tardif cassant.

Nappe de Matamec et ses extensions

Le caractère structural spécifique du cortège de roches gabbro-noritiques du Complexe de Matamec révélé dans les différents paragraphes de l'étude structurale qui précède, justifie le traitement particulier que nous avons décidé d'en faire. Dans les lignes qui suivent nous nous proposons donc d'en faire ressortir la signature interne et les relations tectoniques avec les ensembles lithotectoniques adjacents.

SIGNATURE INTERNE DU COMPLEXE DE MATAMEC

Comme nous l'avons vu antérieurement, la fabrique principale de la composante gabbro-noritique du Complexe de Matamec prend la forme d'une foliation-gneissosité. Dans la partie sud de la région de Nipisso, celle-ci adopte une direction dominante NE; elle s'infléchit progressivement à la latitude du lac Bigot pour s'orienter NW dans la zone apicale nord. Tout au long de cette variation directionnelle, le pendage de la foliation est abrupt, tantôt est, tantôt ouest.

L'absence de niveaux repères ne permet pas de mettre en évidence la structure interne de l'unité gabbro-noritique du Complexe de Matamec. La similitude des motifs révélés par les trajectoires de foliation (cf. figure 7) et le gradient

vertical calculé (Gobeil *et al.*, 1999, figure 5) permettent de mieux appréhender la structure interne du gabbro-noritique du Complexe de Matamec en conciliant nos informations géologiques de terrain et les données aéromagnétiques. Une discontinuité majeure à tendance générale N-S ressort de la carte de gradient magnétique dans la partie médiane de l'unité de gabbro-noritique (Gobeil *et al.*, 1999, figures 4 et 5). Son tracé parallèle au grain tectonique du compartiment ouest, apparaît nettement discordant à celui du compartiment est, au SE du lac Bigot. De minces feuillets de gneiss en soulignent le tracé, suggérant qu'il s'agit là d'un plan de décollement d'envergure régionale né à la faveur d'interstrates originelles de gneiss ou, alternativement, représentant des lambeaux de poussée arrachés au substratum. Au SE du lac Bigot, là où la discordance entre les deux compartiments est la plus marquée, le gradient magnétique et quelques mesures structurales suggèrent l'amorce d'une structure plicative ouverte dans le compartiment est, traduisant ainsi les effets d'une déformation plicative avant le chevauchement du compartiment ouest sur le compartiment est. C'est à la faveur de cette structure et dans la région où les grains tectoniques des deux compartiments sont les plus discordants (Gobeil *et al.*, 1999, figure 5, anomalies E) qu'à pris naissance la brèche hétérolithique gneissique à matrice tonalitique grenatifère de l'unité *mPmat1b*.

De nombreuses tectonites portées, pour la plupart, par les feuillets felsiques du Complexe de Matamec, donnent naissance à des zones de cisaillement de puissance décimétrique à hectométrique et d'extension plurikilométrique. Bon nombre d'entre elles occupent le fond ou les versants abrupts de vallées encaissées, orientées parallèlement au grain tectonique local. L'une de ces tectonites, située dans la zone axiale du compartiment ouest de gabbro-noritique, a été suivie, de place en place, sur une vingtaine de kilomètres. Son extrémité SE inclinée à 65° SW et porteuse d'une linéation E-W dans la vallée de l'indice du lac Volant témoigne d'un transport tectonique vers l'ouest (Gobeil *et al.*, 1999, voir carte).

SIGNATURE DU CHEVAUCHEMENT

Apex nord de la nappe de chevauchement

La limite nord de l'unité gabbro-noritique du Complexe de Matamec est caractérisée par une série d'écailles frontales de chevauchement qui, en raison de leur attitude très faiblement inclinée vers le SE, présentent localement un relief structural en cuesta à front nord. Ces écailles sont révélées par la mylonitisation plus ou moins intense des feuillets felsiques et/ou des copeaux intercalaires de gneiss, de paragneiss probablement dans certains cas, et par le développement d'une foliation très prononcée, voire d'une phyllonitisation du matériel gabbro-noritique.

La figure 8 illustre quelques éléments de microtectonique observés dans l'apex nord, qui permettent de rendre compte de la cinématique du chevauchement du Complexe de

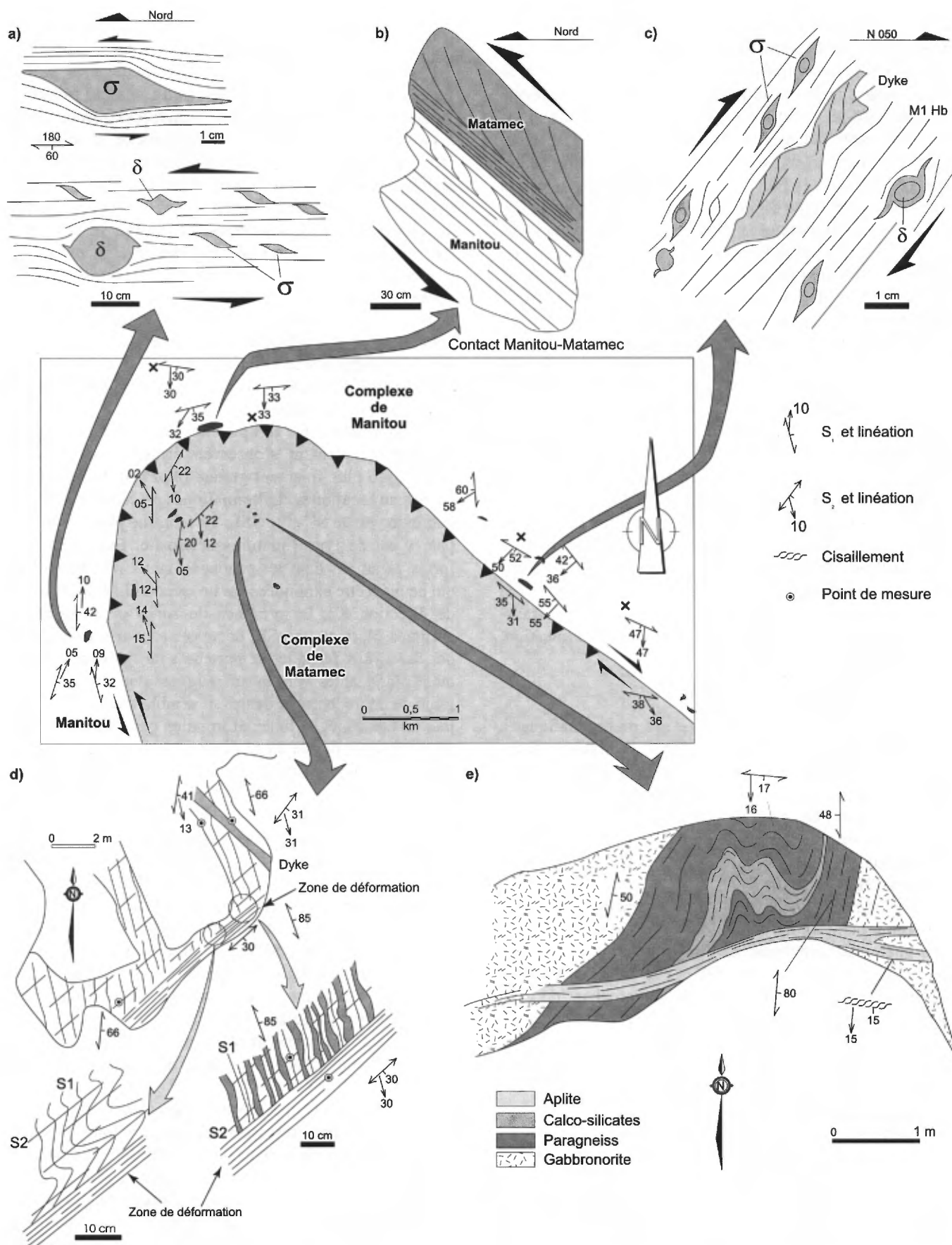


FIGURE 8 – Éléments de tectonique associés à la semelle de la nappe de chevauchement de Matamec (extrait de Daigneault, 1998). Sites a, b et c = coupes verticales parallèles à la linéation. Sites d et e = coupes subhorizontales perpendiculaires à des plis.

Matamec sur le Complexe de Manitou. Dans la zone de contact entre le Matamec et le Manitou de la partie frontale (figure 8b), le mouvement inverse amenant le gabbro-norite sur les gneiss quartzofeldspathiques du Manitou est révélé par une fabrique C/S. Sur le flanc est, le mouvement y est en composante pendage et les indicateurs de cisaillement (porphyroclastes sigma et delta) montrent un chevauchement du SW vers le NE (figure 8c). Sur le flanc ouest, la foliation mylonitique d'orientation N-S et de pendage faible vers l'est est porteuse d'une linéation faiblement inclinée vers le nord. Les indicateurs de cisaillement (figure 8a) indiquent un mouvement sénestre en composante direction par rapport au plan de cisaillement. Des observations sur des sites localisés dans la zone axiale de l'apex mettent en évidence une fabrique planaire dont le plissement, observé localement (figure 8e), semble être à l'origine du grain N-S dominant dans ce secteur. Des zones de déformation étroites et de pendage faible vers le sud recoupent la fabrique planaire principale (figures 8d et 8e). Ces zones témoignent d'un événement tardif qui aurait assuré la continuité du transport de la nappe de Matamec vers le nord à la faveur de la rotation et de la transposition des fabriques anciennes vers des directions N-S et de plans de chevauchement secondaire hors séquence. Malgré la complexité de l'agencement des fabriques, la dispersion limitée des linéations minérales et d'étiement vers le SE ($140^\circ/35^\circ$; figure 6, stéréonet h) suggère que le mécanisme de transposition est contrôlé par le transport le long de la linéation.

Couloir tectonique du Ruisseau Plat

Des roches gneissiques variées et des roches mafiques à ultramafiques assignées au Complexe de Manitou occupent une bande étroite serrée entre la nappe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue (coin NE du feuillet 22I/13). Cette bande de direction générale SE et de 1,5 km à 2 km de large reçoit informellement le nom de «couloir tectonique du ruisseau Plat» dans la partie située au NW du lac Lloyd (feuillet 22I/14 et figure 4).

La composante gneissique, exposée principalement dans la partie septentrionale du couloir, est le siège d'une foliation-gneissosité composite de direction dominante 120° et de pendage moyen vers le SW. Cette fabrique planaire devient localement mylonitique en s'approchant du contact de la nappe de Matamec. Les indicateurs de cisaillement reconnus à ces endroits témoignent d'un chevauchement vers le NE. Toutefois, certaines zones montrent des relations linéation-foliation directionnelles qui indiquent des réajustements en décrochement. Dans la partie centrale du couloir tectonique, un coin d'orientation moyenne NE de l'Anorthosite de Tortue pénètre profondément dans les gneiss et perturbe la fabrique planaire principale dans son attitude SE. Le paroxysme de cette perturbation est atteint à la pointe SW du coin d'anorthosite où des plis en fourreaux, accompagnés d'une linéation d'étiement inclinée à

environ 40° S évacuent en direction N-S le matériel compressé.

L'extrémité SE du couloir de déformation, de part et d'autre de l'extrémité sud du lac Tortue, expose essentiellement des roches mafiques et ultramafiques à grain moyen à grossier (unité *mmPmnt3c* du Complexe de Manitou). Dans ces roches plus compétentes que les gneiss encaissants, la déformation se canalise en d'étroits couloirs sinueux qui se ramifient en isolant des blocs lenticulaires et fuselés, hectométriques à kilométriques. Les tectonites qui matérialisent la déformation se développent en des niveaux de puissance décamétrique d'orientation SE, modérément à fortement inclinés SW, et localisés principalement sur les versants abrupts SW des vallées. L'intérieur des blocs est généralement peu déformé et de nombreux sites ont préservé des textures magmatiques originelles; seules des bandes centimétriques à décimétriques de mylonite témoignent de la déformation.

Des mésostructures comparables, moins bien exprimées physiographiquement, s'observent également dans l'unité gabbroïque plus finement grenue (*mpPmnt3b*) qui ensère les fuseaux mafiques et ultramafiques précédents et puis se continue vers le SE et le SSE. La fabrique planaire principale y est de type foliation-gneissosité. Elle montre de fortes variations dans les pendages, tantôt NE, tantôt SW, qui peuvent être expliquées par un raccourcissement plicatif de direction SE. La présence de zones de déformation abruptes d'orientation SE, occupées en quelques endroits par des dykes felsiques et porteuses de linéations faiblement plongeantes vers le sud, suggère par ailleurs un régime de décrochement dextre. Il semble donc que ce secteur ait été le siège d'une déformation par serrage puis par décrochement dextre en réajustement au transport nord à nord-ouest de la nappe de Matamec.

Extension orientale du couloir tectonique du ruisseau Plat

À l'est du lac Lloyd (figures 4 et 7), les trajectoires des foliations, contrôlées dans leur tracé par le gradient magnétique, divergent et amorcent un éventail qui, du nord au sud, évolue de E-W à SE. Ce grain tectonique et les grandes tendances lithologiques suggèrent que les cisaillements du couloir tectonique du ruisseau Plat se prolongent vers l'est au moins jusqu'aux rives du lac Manitou. Le corps gneissique du Complexe de Manitou apparaîtrait ainsi constitué par l'empilement d'une série de nappes de chevauchement.

Dans ce contexte interprétatif, le gradient magnétique et les foliations font ressortir une mégastucture plicative (sigmoïdale) dans le secteur du lac du Retour, à l'ouest du lac Manitou. Cette structure prend naissance à la faveur d'un décollement dextre sur le cisaillement qui enveloppe par le nord les unités mafiques et ultramafiques du Complexe de Manitou. L'homogénéité des linéations minérales

et d'étirement et leur attitude comparable à celle observée régionalement suggèrent que le développement de cette structure ait, soit préservé, soit été contrôlé par la linéation tectono-métamorphique régionale.

BLOC GRANITIQUE DU SECTEUR DU LAC ÉLINORE

Le couloir de déformation du ruisseau Plat et ses prolongements SE isolent dans le secteur du lac Élinore (cf. figures 4 et 7) la masse de granite porphyrique et oeilé de l'unité *mPmat2d* du Complexe de Matamec. Les bordures, tant occidentales qu'orientales, montrent des déformations sur toute leur longueur sur environ 1 km de large. Le cœur, quant à lui, est faiblement folié et révèle dans une large mesure la texture igné originelle.

Des couloirs métriques à décimétriques d'ortho ou d'ultramylonite, laissant entre eux des sections protomylonitiques communément plus épaisses, caractérisent la structure interne de la bordure orientale. Les enclaves de matériel gabbroïque fin ou de gneiss quartofeldspathique y sont pour la plupart déformées et aplaties parallèlement à la structure mylonitique encaissante. Les déformations enregistrées à la bordure ouest, au contact avec le gabbro norite du Complexe de Matamec, apparaissent moins marquées; le granite acquiert une structure gneissique oeilée qui n'évolue que très localement vers une tectonite.

La foliation, modérément inclinée vers le SW, est la seule structure planaire que l'on détecte dans le granite. Peu imprimée dans le cœur de la masse, celle-ci devient beaucoup plus marquée dans les bordures, plus particulièrement dans les enclaves de matériel finement grenu. Il en est de même pour la linéation. Dans le matériel granitique il s'agit essentiellement d'une linéation d'étirement qui prend son origine dans les recrystallisations à l'abri des porphyroclastes de feldspath. Dans le matériel fin des enclaves, linéation minérale et linéation d'étirement se côtoient parallèlement.

Les linéations du bloc granitique du lac Élinore, mesurées pour la plupart dans les bordures déformées, s'inscrivent dans un patron de dispersion semblable à celui des linéations en environnement gneissique du Complexe de Manitou adjacent (figure 6, stéréonet d). Cette situation permet de postuler que la fabrique linéaire a été acquise au cours du même événement tectonique. La foliation, appuyée dans son tracé par le gradient magnétique, révèle une signature sigmoïdale typique d'une déformation cisailante dextre. Ainsi, il semble que ce bloc granitique assigné au Complexe de Matamec n'ait pu suivre le même rythme de transport que le gabbro norite adjacent à l'ouest. Son découplage sur le flanc est de la nappe de Matamec l'a entraîné dans un décrochement dextre comparable à ceux enregistrés ou postulés plus à l'est et au NE dans le Complexe de Manitou (présente carte géologique).

Événements de déformation

Les données structurales de la région de Nipisso-Manitou que nous venons de discuter, ralliées à celles recueillies par Hogan (1971) à l'ouest du lac Nipisso, permettent de reconnaître six événements de déformation pour expliquer l'agencement et la distribution des lithologies.

Nous associons à une *déformation D₁* la naissance d'une fabrique planaire gneissique *G₁* pour laquelle nous n'avons d'autre information que son implication dans le plissement *P₁*. Aucun plissement tant microscopique que mésoscopique, ne lui a été associé.

L'événement *D₂* correspond à une série de phénomènes tectoniques qui s'inscrivent dans un continuum de déformation. C'est au début de cette période de déformation que nous associons le plissement *P₂* dont il ne reste que les charnières intrafoliales, isolées et aplaties, de plis parasites. Une foliation planaire axiale *S₂* accompagne localement ces charnières. L'étirement extrême des flancs du plissement *P₂*, tout en isolant les charnières, conduit, par parallélisation des surfaces *G₁* et *S₂*, à la transposition quasi totale des structures planaires antérieures en une fabrique composite foliée à rubanée. L'intensification de la déformation *D₂* accentue le litage métamorphique qui, progressivement et/ou localement, évolue vers un litage tectonique et des gneiss droits. Ce sont les différents stades d'évolution de cette fabrique gneissique *G₂* qui donnent à la région Nipisso-Manitou le grain tectonique révélé par le gradient magnétique. C'est aussi cette fabrique qui nous a guidé dans la représentation cartographique des lithologies qui apparaît sur la carte jointe au présent rapport.

La gneissosité *G₂* est porteuse régionalement d'une linéation minérale et d'étirement. La coaxialité de ces linéations et des charnières de plis *P₂* dans les secteurs de gneiss droits nous permet de postuler que ces éléments structuraux sont associés à une même déformation ductile. Ainsi, la linéation apparaît comme une linéation syn- à tardi-*D₂* et les charnières intrafoliales *P₂* colinéaires, des reliques de plis en fourreaux.

Nous avons montré dans les paragraphes précédents que cette linéation *L₂* d'attitude régionale uniforme SE, signait la semelle de la nappe de Matamec et accompagnait les bordures du bloc granitique du lac Élinore dans un décrochement dextre sur son flanc est. Dans ce contexte, le chevauchement de la nappe de Matamec sur le Complexe de Manitou apparaît comme un événement *D₂*; en fait, il pourrait s'agir de l'élément instigateur.

La troisième phase de *déformation (D₃)* reçoit sa définition dans le pli ouvert d'amplitude kilométrique et de plan axial NW qui déforme le grain tectonique à l'est du lac Manitou (Petite rivière Manitou; figure 9). L'axe moyen de ce pli diffère peu de la linéation *L₂*. Cette colinéarité n'est pas sans rappeler la situation structurale de la mégastructure plicative du secteur du lac du Retour à l'ouest du lac

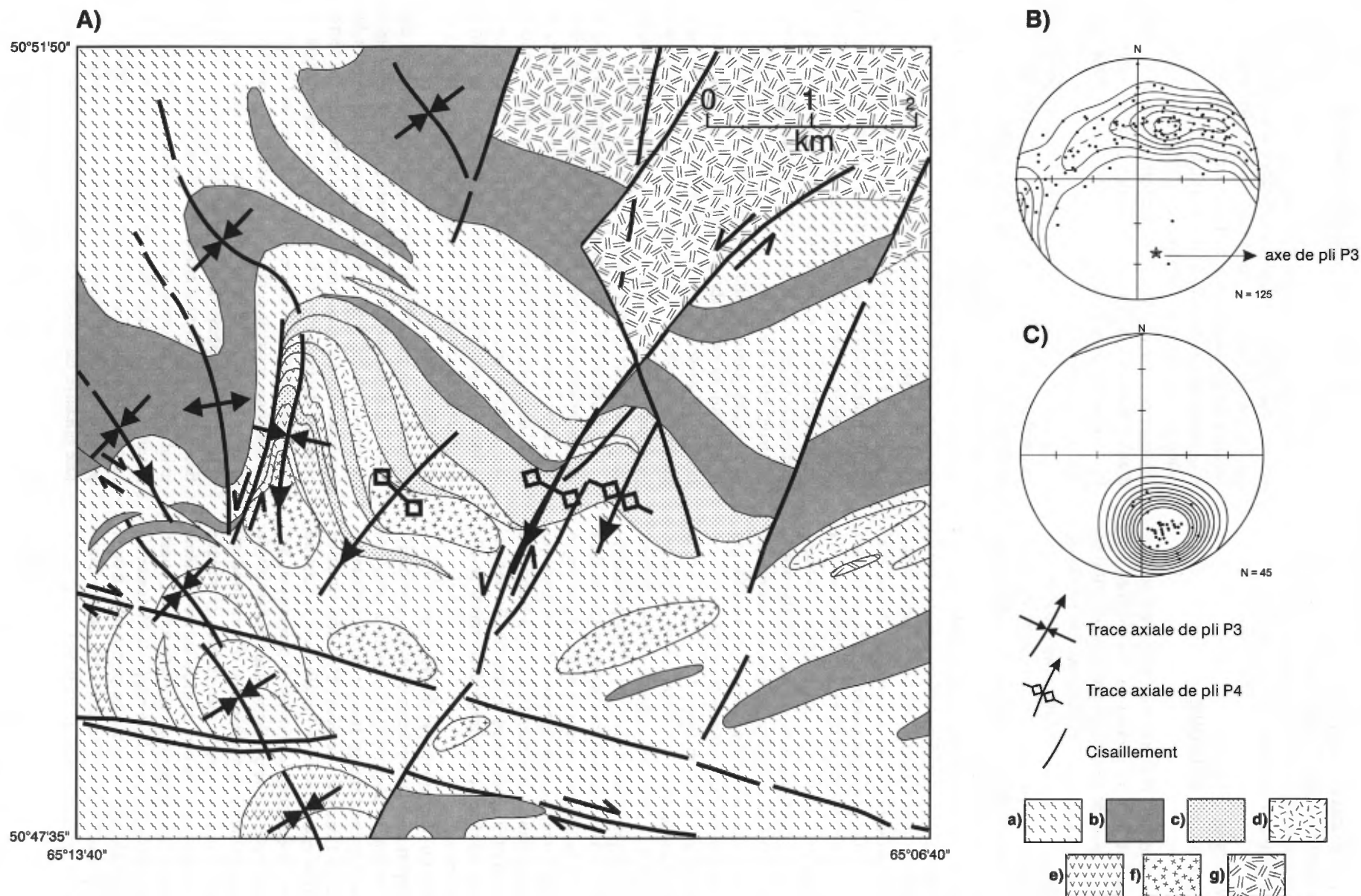


FIGURE 9 – Déformations D_3 et D_4 à l'est du lac Manito : A) extrait simplifié de la carte géologique au 1:50 000 accompagnant le présent rapport; B) stéréonet des structures planaires de foliation et de gneissosité; C) stéréonet des linéations; projection équivalente de l'hémisphère inférieur; contours de densité selon la méthode de Kamb. Symboles : a) gneiss variés, b) gneiss à pyroxènes, c) paragneiss, d) gneiss granitique, e) métagabbro, f) granitoïdes, g) Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Manitou. Ce type de déformation n'est pas discuté par Hogan (1971) à l'ouest de la nappe de Matamec. Le gradient magnétique ne permet pas non plus d'en soupçonner la présence. Dans ce contexte, D_3 s'inscrit dans un continuum de déformation avec la déformation D_2 dont elle apparaît comme des effets tardifs locaux, particuliers à la distribution, à la géométrie et au comportement rhéologique des roches de la région du lac Manitou. Elle apparaît comme le produit de l'ajustement de la gneissosité au serrage ultime des gneiss du Manitou entre la nappe de Matamec, au sud, et les noyaux rigides d'anorthosite, au nord. Dans son transport NNW, l'engagement de matériel gneissique du Manitou ne pouvant être accommodé que difficilement dans le couloir du ruisseau Plat (entre la semelle de la nappe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue), l'effet de laminage a provoqué un bourrage en aval, au SE du couloir de déformation. Ainsi a pris naissance, à la faveur d'un décollement dextre, la mégastucture plicative du secteur du lac du Retour. Plus à l'est, bloqués dans leur déplacement par les différents lobes de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, les gneiss du lac Manitou n'ont eu d'autre choix que de se plisser et de s'accommoder à l'espace ainsi délimité en se moulant aux noyaux anorthositiques. Profondément imprégnées par la linéation L_2 , à la manière d'une poignée de crayons, les gneiss ont dû se plisser selon le patron le moins contraignant possible, soit une structure qui offrait la possibilité d'évacuer le matériel déformé en direction NW-SE, selon la linéation, plutôt qu'une autre direction.

La quatrième phase de déformation (D_4) est une phase de déformation cassante, fragile à ductile, NE à NNE, qui se manifeste à toutes les échelles, de l'affleurement à celle de la carte. À l'affleurement, des fractures à espacement décimétrique à métrique plus ou moins régulier la caractérisent. Celles-ci ont pour effet de concentrer sur quelques centimètres d'épaisseur une déformation ductile, localement très prononcée qui, à la manière d'un clivage de crénulation, accentue les crochons de faille associés. À l'échelle de la carte, la déformation D_4 s'exprime par les grands linéaments régionaux NNE à NE et les ajustements plicatifs qui leur sont associés. Peu perceptibles régionalement dans les gneiss en l'absence de marqueur lithologique, les effets sont plus probants par la composante en décrochement qu'elles mettent en évidence à la périphérie des masses anorthositiques et par les flexures de type crochon de faille qu'elles impriment dans les gneiss adjacents (cf. figure 9). Ce style de déformation, caractérisé surtout à l'est du lac Manitou, ne semble pas restreint à la direction NE à NNE. Des déformations comparables affectent en effet le flanc SW de l'Anorthosite de Tortue dans le couloir de déformation du ruisseau Plat.

Nous associons les cinquième et sixième phase de déformation (D_5 et D_6) au réseau de fractures et de failles tardives qui découpent l'ensemble de la région. Aucun décrochement ou effet plicatif ne leur est associé. Les grands linéaments décakilométriques et de direction WNW qui

traversent la région eu égard à la lithologie sous-jacente en sont l'expression la plus marquante. C'est eux que nous considérons plus particulièrement comme D_5 , puisqu'ils contrôlent l'injection du Dyke de Nipisso, lui-même recoupé par le Granite de Bigot. Toutefois, d'autres fractures de direction variant généralement de NW à NE adoptent les mêmes caractéristiques. Dans la région de Nipisso ces fractures (D_6) recoupent le Dyke de Nipisso et le Granite de Bigot. De plus, parmi celles-ci, certaines apparaissent manifestement comme la réactivation de structures plus anciennes. Le linéament du lac Volant dans le compartiment ouest de gabbro-norite du Complexe de Matamec, représente une de ces structures. En effet, la trace de ce linéament porteur de roches felsiques cisailées dans le Matamec est observable, sans cisaillement apparent, dans l'intrusion granitique de Bigot qui le recoupe plus au NE.

La séquence d'événements de déformation que nous venons de présenter fait abstraction des déformations internes du Complexe de Matamec. L'analyse de sa structure a révélé deux phases plicatives à l'origine du grain tectonique à dominance N-S et un patron de dispersion des linéations diffus et différent de celui des unités adjacentes. À la lumière du patron de dispersion des linéations de la semelle du chevauchement de Matamec (à son apex nord) qui s'inscrit dans le même sens que celui des unités adjacentes, ces déformations internes apparaissent antérieures au chevauchement, donc pré- D_2 . Leur origine, leur évolution et leur relation avec celles de l'autochtone qu'elles chevauchent devraient être mieux cernées dans la partie centrale du complexe au sud de notre région (feuille 22U/12).

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme du complexe de Matamec

Les roches du Complexe de Matamec sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. Les assemblages stables dans les metabasites sont ceux à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase ou à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, grenat ou encore celui à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, hornblende brune. L'assemblage à quartz, orthose mésopertitique, plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et biotite brune est typique du faciès des granulites.

Métamorphisme du Complexe de Manitou

Les roches du complexe gneissique de Manitou présentent des assemblages minéralogiques qui sont stables au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. L'assemblage à quartz, orthose, grenat, sillimanite, biotite et muscovite marque la transition entre le faciès supérieur

des amphibolites et le faciès des granulites. Il correspond approximativement à des pressions de l'ordre de 3,5 à 5 kbar et à des températures de l'ordre de 650° à 700°C. En outre, l'assemblage à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, grenat qui est commun dans les metabasites de part et d'autre du lac Manitou est diagnostique du faciès des granulites tout comme l'est la présence d'orthopyroxène dans les mobilisats. Dans la région du lac Nipisso, le pyroxène est à toute fin pratique absent dans les assemblages métamorphiques. Les paragenèses communes sont typiques des faciès moyen à supérieur des amphibolites. Ce sont, entre autres, les assemblages à quartz, microcline, sillimanite, biotite et plagioclase ou encore les assemblages à quartz, plagioclase, hornblende et biotite.

Métamorphisme rétrograde

On observe beaucoup de phénomènes de rétro-métamorphisme dans les roches de la région. Les plus communs sont la transformation des pyroxènes, surtout l'orthopyroxène, en hornblende verte ou brune. Celle-ci se présente en taches, en couronnes ou encore elle a complètement remplacé le pyroxène dans les endroits où la rétro-morphose est plus poussée. La biotite se développe également au dépens du pyroxène ou, plus rarement, aux dépens de la hornblende. Le grenat apparaît également comme minéral rétrograde dans le métagabbronorite ou les monzonites entre autres et il semble associé en général à des zones de déformation. On remarque également le développement de chlorite aux dépens de la hornblende, de la biotite et parfois du grenat. D'autre part, le rétro-métamorphisme se traduit par la séricitisation du plagioclase. Ces phénomènes de rétro-morphose caractérisent aussi bien les paragenèses métamorphiques que les roches ignées telles les différentes lithologies de l'Anorthosite de Tortue ou de la Suite de Havre-Saint-Pierre. Enfin, ces phénomènes de rétro-métamorphisme au faciès des schistes verts avec développement de chlorite et d'épidote sont tardifs car ils affectent les roches les plus jeunes telles le Granite de Bigot et les dykes de diabase.

GÉOLOGIE HISTORIQUE

En terrain métamorphique polyphasé comme l'est la région de Nipisso-Manitou, l'acquisition de données géochronologiques s'avère essentielle pour interpréter les relations géologiques observées sur le terrain. Nous présentons dans ce chapitre les premiers résultats d'une telle démarche qui, jusqu'à maintenant, a été orientée vers les unités ignées des principaux ensembles lithologiques. Aussi, après avoir présenté les résultats de l'étude géochronologique, nous définirons les principaux événements magmatiques et métamorphiques de la région. L'intégration chro-

nologique de ces derniers aux événements tectoniques identifiés au chapitre de « Géologie structurale » constitue les fondements, dans l'état actuel de nos connaissances, de l'histoire géologique que nous établissons pour la région de Nipisso-Manitou.

Données géochronologiques

Huit échantillons ont été analysés pour datation sur zircon par la méthode U-Pb. Les sites échantillonnés sont localisés sur la figure 10. Les échantillons sélectionnés sont :

- 1) une monzonite porphyrique à hypersthène (mangérite);
- 2) un granite gneissique oeilé porphyroblastique;
- 3) un granite porphyrique oeilé;
- 4) le gabbronorite du dyke du lac Volant;
- 5) un leucogranite à magnétite;
- 6) un gneiss granitique oeilé;
- 7) un granite à biotite; et,
- 8) la composante felsique microgrenue d'un dyke composite de diabase/granite.

Les échantillons 1 à 4 de cette liste appartiennent au Complexe de Matamec, les échantillons 5 et 6 aux unités felsiques du Complexe de Manitou et les échantillons 7 et 8 à des entités post-cinématiques, dont le Granite de Bigot (échantillon 7).

Les analyses des échantillons 1, 2, 4, 5, 7 et 8 ont été réalisées par messieurs David, Parent et Machado du Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP) de l'Université du Québec à Montréal tandis que les analyses 3 et 6 résultent des travaux de madame Wodicka de la Commission géologique du Canada. Les résultats analytiques sont présentés aux tableaux 1 et 2 et les diagrammes Concordia aux figures 11 et 12.

Événements magmatiques

Dans la région de Nipisso-Manitou nous reconnaissons six événements magmatiques, la plupart étant cernés par les données géochronologiques du paragraphe précédent.

Le premier événement magmatique (1₁) réfère au magmatisme du Complexe de Matamec. L'âge de la composante gabbronoritique de ce complexe n'est pas connu. Toutefois, un feuillet de mangérite (site 1) et un niveau de granite gneissique oeilé (site 2) ont livré des âges respectivement de 1371 +7/-5 Ma et de 1371 ±2 Ma qui, tous deux intrusifs, limitent inférieurement l'âge du gabbronorite. L'âge de 1377 ±3 Ma, enregistré par le granite porphyrique oeilé du lac Élinore (site 3), apporte une contrainte supplémentaire puisque des enclaves métriques de gabbronorite, comparable à celui du Matamec, y ont été reconnues sur quelques affleurements du cœur de l'amas. De telles relations fixeraient donc l'âge minimum du Matamec à 1377 ±3 Ma. Toutefois, la mise en place contemporaine de magmas basiques et felsiques en injections multiples constituant une hypothèse alternative pour expliquer la structu-

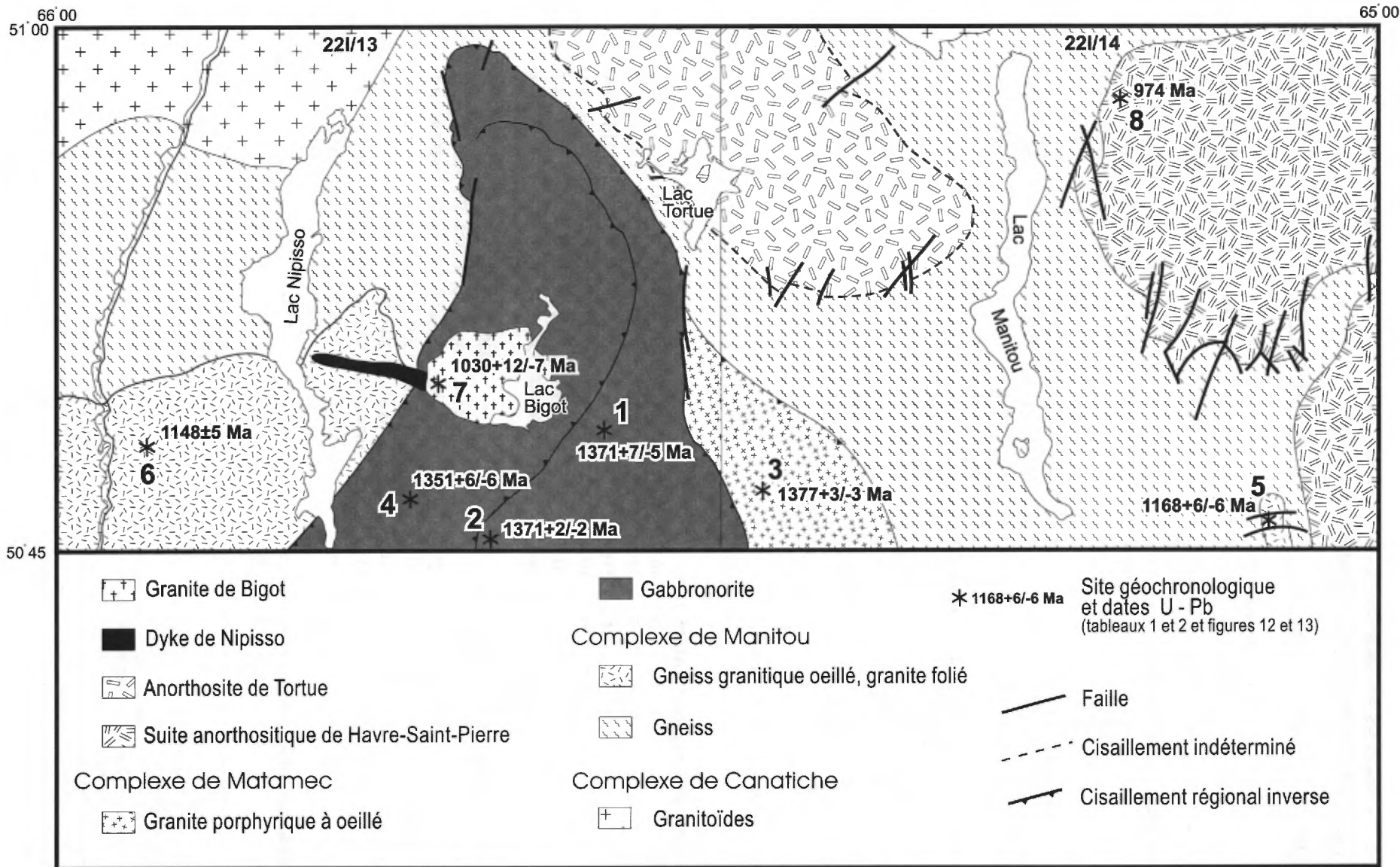


FIGURE 10 – Localisation des sites géochronologiques et datations associées exprimées en millions d'années (Ma). Fond géologique simplifié des cartes des feuillets 221/13 (Gobeil *et al.*, 1999) et 221/14 (présent rapport). Voir tableaux 1 et 2 pour les données analytiques et figures 11 et 12 pour les diagrammes Concordia.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb sur zircon de la région de Nipisso-Manitou réalisées par le laboratoire de géochronologie GEOTOP.

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc.
	[1]					[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	%
Site 1 - Monzonite porphyrique à hypersthène - (AG-96-1314)						1371±21/-8 Ma -- 539±60 Ma, 14%						
1	2z,dia	7	153	37	15	1069	.130	.2312±7	2.812±10	.08819±22	1386.7	3.7
2	3z	10	226	55	3	9136	.126	.2335±8	2.874±11	.08927±16	1409.9	4.5
3	2z,ic,dia	6	218	53	9	2084	.130	.2323±10	2.796±14	.08730±12	1367	1.7
4	2z	4	227	54	11	1221	.098	.2319±10	2.785±13	.08707±40	1362.0	1.4
5	4z,ic,dia	4	229	56	19	724	.126	.2333±8	2.797±16	.08694±34	1359.2	0.6
6	2z,ic,dia	3	298	71	18	736	.135	.2255±8	2.693±15	.08663±36	1352.3	3.4
Site 2 - Granite gneissique oeilé porphyroblastique - (AG-96-2629)						1371±2 Ma -- 10±90 Ma, 80%						
1	1z,dia	7	291	71	16	1844	.124	.2320±9	2.821±11	.08819±14	1386.7	3.4
2	1z	3	420	101	15	1260	.129	.2285±13	2.776±16	.08812±24	1385.0	4.7
3	1z,ic,dia	4	851	213	10	5044	.148	.2349±8	2.833±11	.08747±10	1370.8	0.9
4	2z	6	271	65	5	4147	.128	.2290±10	2.766±14	.08759±24	1373.5	3.6
5	2z,ic,dia	2	878	210	5	5015	.097	.2341±8	2.823±11	.08747±14	1370.9	1.2
6	2z,ic,dia	4	286	69	57	309	.128	.2300±7	2.773±14	.08745±28	1370.5	2.9
Site 4 - Gabbro-norite du dyke du lac Volant - (TC-96-0315) [5]						1351±6 Ma						
1	3z,f	1	516	134	9	847		0,23318	2,782	0,0865	1350,5	
Site 5 - Leucogranite à magnétite - (AG-96-2110)						1168±6 Ma / -68±92 Ma, 47%						
1	3z,ic,,dia	8	369	69	34	1023	.089	.18635±58	2.0294±80	.07898±16	1171.8	6.5
2	2z,ic,dia	10	447	81	13	3893	.076	.18315±74	1.9850±86	.07861±10	1162.2	7.3
3	2z,	4	396	78	4	5184	.107	.19376±64	2.1105±81	.07900±14	1172.1	2.8
4	1z	3	299	57	10	1029	.099	.18841±68	2.051±12	.07896±32	1171.3	5.4
5	1z	3	128	26	9	561	.113	.20012±88	2.167±16	.07853±44	1160.3	-1.5
6	4z,sp,dia,au	4	162	30	7	969	.113	.18070±70	1.862±10	.07474±30	1061.5	-0.9
Site 7 - Granite de Bigot - (AG-96-0297)						1030±16/-8 Ma / 429±21 Ma, 42%						
1	2z,ic,au,dia	5	419	77	13	1674	.215	.16561±48	1.6679±60	.07304±12	1015.1	2.9
2	3z,ic,dia	8	60	12	20	277	.310	.17246±66	1.748±17	.07351±58	1027.9	0.2
3	1z,ic,eq,au,nm	6	39	9	8	319	.398	.1768±18	1.807±23	.07410±52	1044.2	-0.9
4	2z,ic,eq,au,nm	8	17	4	3	447	.349	.1768±21	1.848±28	.07581±66	1090.1	4.0
5	3z	7	92	18	5	1316	.224	.16994±64	1.714±88	.07315±26	1018.1	0.7
6	5z	9	46	8	6	643	.247	.15561±76	1.554±22	.07245±92	998.5	7.1
Site 8 - Microgranite (dyke composite) - (AG-96-1047)						974.3 Ma						
1	1z,dia	18	49	8	12	764	.170	.1611±7	1.59±7	.07159±18	974.3	1.2

NOTES:

[1] = Minéral: nombre de grains z-zircon, t-titanite, ic-incolore, b-brun, au-automorphe, f-fragment, pc-prisme court, pl-prisme long, eq-équidimensionnel, susceptibilité du séparateur magnétique Frantz: dia-diamagnétique, nm-non magnétique, m0-magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi-non magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

[2] = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

[3] = Corrigé pour la discrimination de masse

[4] = Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=10 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2s. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

[5] = Machado, N. (1998, communication personnelle)

TABLEAU 2 - Résultats des datations U-Pb sur zircon de la région de Nipisso-Manitou réalisées au laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada.

Fraction	Pds (μg) [a]	U (ppm) [a]	Pb (ppm) [b]	Pb (pg) [c]	Pb 206/204 [d]	Th/U calc. [e]	Pb/U 206/238 [f]	Pb/U 207/235 [f]	Coeff Corr. [g]	Pb 207/206 [f]	Pb 207/206 Age (Ma) [h]
Site 3 - Granite porphyrique œillé - (AG-97-2510-A)						1377 $\pm$ 3 Ma					
A	8	190	48	6	3913	0.49	0.2368 $\pm$ 0.09	2.867 $\pm$ 0.10	0.90	0.08782 $\pm$ 0.05	1378.4 $\pm$ 1.7
B	8	55	14	2	2584	0.52	0.2381 $\pm$ 0.10	2.879 $\pm$ 0.12	0.82	0.08767 $\pm$ 0.07	1375.3 $\pm$ 2.7
C	6	116	30	11	981	0.55	0.2378 $\pm$ 0.11	2.880 $\pm$ 0.18	0.71	0.08782 $\pm$ 0.13	1378.5 $\pm$ 5.0
Site 6 - Gneiss granitique œillé - (AG-97-2509-A)						1148 $\pm$ 5 Ma					
A	10	128	28	6	2600	0.42	0.2081 $\pm$ 0.11	2.406 $\pm$ 0.14	0.90	0.08384 $\pm$ 0.06	1288.8 $\pm$ 2.3
B	12	94	18	4	3710	0.34	0.1918 $\pm$ 0.09	2.052 $\pm$ 0.11	0.82	0.07758 $\pm$ 0.06	1136.0 $\pm$ 2.5
C	10	327	67	5	8275	0.45	0.1950 $\pm$ 0.08	2.097 $\pm$ 0.10	0.94	0.07798 $\pm$ 0.03	1146.3 $\pm$ 1.3

NOTES :

- [a] - L'erreur sur le poids de l'échantillon est de $\pm 1\mu\text{g}$
 [b] - Pb radiogénique.
 [c] - Pb commun total provenant de l'analyse et corrigé pour le fractionnement et le traceur.
 [d] - Rapport mesuré et corrigé pour le traceur et le fractionnement de Pb.
 [e] - Rapport Th/U calculé à partir du rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
 [f] - Rapports corrigés pour les blancs de Pb et U et le Pb commun.
 [g] - Coefficient de corrélation des erreurs sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.
 [h] - L'erreur sur l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est évaluée à 2s en Ma.

ration interne du Matamec, les âges précédents refléteraient, non l'âge minimum, mais l'âge de cristallisation probable de la composante gabbro-noritique du Matamec.

Le dyke du lac Volant (site 4) et ses dykes adventifs recoupent le grain tectonique local du Matamec, tant de la composante gabbro-noritique que de la composante felsique (Perreault et al., 1996; chapitre sur l'« Inventaire des indices et des sites minéralisés » du présent rapport) et montrent des similarités géochimiques avec le gabbro-norite. L'âge U-Pb sur zircon de 1351 $\pm$ 6 Ma suggère alors une phase co-génétique tardive mise en place à la fin des périodes de déformation interne du Matamec.

Le second événement igné (I_2) est caractérisé par le magmatisme felsique du Complexe de Manitou. Plusieurs unités de composition granitique, mangéritique ou tonalitique, déformées et foliées à divers degrés, caractérisent ce magmatisme. Deux d'entre elles, le leucogranite à magnétite (unité *mpPmnt2b*) et l'orthogneiss granitique œillé (unité *mpPmnt1f*), ont été datées et ont livré respectivement des âges de 1168 $\pm$ 6 Ma (site 5) et de 1148 $\pm$ 5 Ma (site 6). L'étalement de ces âges indique clairement que l'événement I_2 correspond à une période de magmatisme, d'au moins une trentaine de millions d'années, et non à une pulsation magmatique limitée dans le temps. D'autres datations seraient nécessaires pour nous permettre de préciser l'évolution de ce magmatisme au cours de cette période.

L'événement I_3 identifie le magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Nous ne disposons dans

notre région d'aucune datation directe de matériel de cette suite. Les données géochronologiques disponibles sur les différents ensembles anorthositiques de la partie orientale du Grenville révèlent des âges de 1354 $\pm$ 3 Ma (Machado et Martignole, 1988; Nantel et Martignole, 1991) pour l'anorthosite de Rivière-Pentecôte, de 1133 $\pm$ 10 Ma et 1123 $\pm$ 4 Ma (Emslie et Hunt, 1990) pour une mangérite et un granite génétiquement associés à la suite AMCG de la rivière Atikonak et de 1062 $\pm$ 4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993) pour la cristallisation ignée finale du lobe sud-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

La structure interne révélée par l'imagerie satellitaire et par la signature magnétique montre clairement que la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre ne constitue pas une entité unique. Il est plutôt suggéré qu'il s'agit de la coalescence de plusieurs amas dont les relations structurales et pétrogénétiques restent encore à déterminer. À priori, face à la diversité des âges enregistrés dans le segment oriental du Grenville, nous ne pouvons donc attribuer sûrement l'âge de 1062 Ma à l'ensemble du Havre-Saint-Pierre. Cet âge demeure cependant le plus justifiable. En effet, il donne une signification géologique pertinente à la population de zircons faiblement discordants (-0,9 %) à 1061,5 Ma de l'échantillon de leucogranite à magnétite du Complexe de Manitou (site 5, tableau 1) prélevé en environnement granulitique à 2 km à l'ouest de l'anorthosite de Havre-Saint-Pierre. Dans ce contexte, il faut signaler à partir des données de van Breemen et Higgins (1993) l'âge faible-

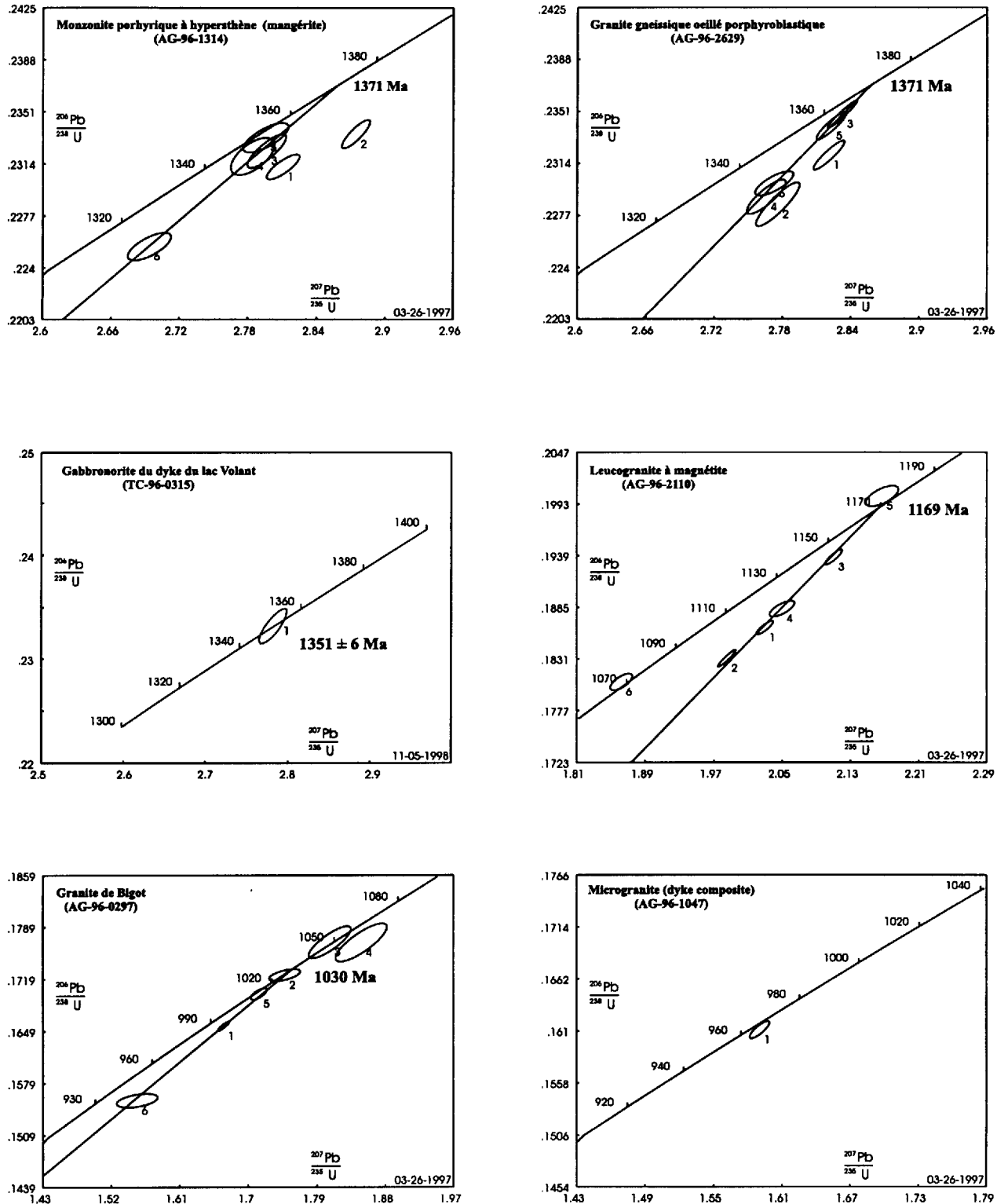


FIGURE 11 – Diagrammes Concordia de 6 échantillons de la région de Nipisso-Manitou datés par le laboratoire de géochronologie GEOTOP (cf. tableau 1)

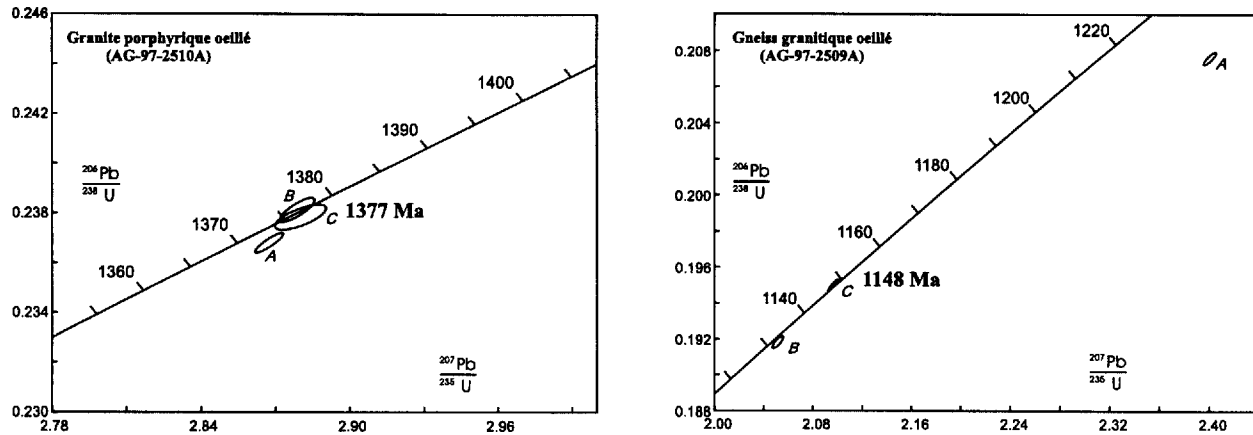


FIGURE 12 – Diagrammes Concordia de 2 échantillons de la région de Nipisso-Manitou datés par le laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada (cf. tableau 2)

ment discordant de 1051,8 Ma livré par une population de zircons que ces auteurs associent à un métamorphisme tardif lié à la déformation et au développement de couronnes réactionnelles dans l'anorthosite.

L'événement magmatique I_4 est un événement limité dans le temps que nous lions à la mise en place du Dyke de Nipisso et aux dykes minéralisés de leucogabbro localisés plus à l'est dans le même linéament. Nous ne disposons pas d'âge U-Pb pour ce dernier. Toutefois, ses relations géologiques avec l'encaissant indiquent clairement qu'il est postérieur au chevauchement du Matamec qu'il recoupe sur son flanc ouest et antérieur à l'intrusion du Granite de Bigot. Cet événement constitue la première évidence régionale de magmatisme post-cinématique.

L'événement magmatique I_5 est un événement intrusif auquel nous associons le Granite de Bigot. Ce granite non déformé et daté à $1030 \pm 12/-7$ Ma (site 7) est unique dans la région de Nipisso-Manitou. Plusieurs intrusions circonscrites, subcirculaires et très magnétiques, qui percent également le prolongement sud postulé du Matamec (feuille 22I/12), pourraient être le témoin de ce même magmatisme. Il pourrait en être de même pour certaines masses de granite non déformé identifiées dans le Complexe de Canatiche (Chevé et al, 1997).

L'événement magmatique I_6 est daté à 974,3 Ma (site 8) dans le cadre du présent rapport par la composante felsique d'un dyke composite de diabase et de granite. De tels dykes ont surtout été observés dans le secteur nord du lac Manitou où leur association à une fracturation nord à nord-est, tardive et non cisailante, peut être clairement établie en quelques sites sur la rive ouest du lac. Dans ce secteur, des dykes granitiques à syénitiques, microgrenus et rosés, présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques que la composante felsique du dyke daté; ils sont probablement associés à cet événement I_6 , même si la composante diabasique n'est pas observée. Une interprétation semblable prévaut pour les dykes de diabase qui, à l'opposé, ne

montrent pas de lien, en affleurement, avec du matériel granitique.

Événements métamorphiques

Nous ne disposons actuellement d'aucune datation de minéral qui nous permettrait de dater directement les principaux événements métamorphiques de la région de Nipisso-Manitou. L'analyse structurale et les datations sur le matériel igné présentées en début de chapitre nous permettent cependant d'en appréhender les grands traits. Dans l'évolution métamorphique de la région de Nipisso-Manitou, nous identifions ainsi cinq périodes majeures.

Nous définissons le *métamorphisme M_1* comme le métamorphisme responsable de la texture et de la minéralogie du Matamec. Il s'agit d'un métamorphisme granulitique qui ne semble pas avoir affecté le dyke du lac Volant. Son emprise sur le Matamec serait ainsi au maximum d'une vingtaine de millions d'années entre 1371 Ma et 1351 Ma.

L'analyse des assemblages métamorphiques des roches de la région Nipisso-Manitou fait ressortir un gradient métamorphique croissant d'ouest en est. Dans le secteur du lac Nipisso, les paragenèses minérales rapportées par Hogan (1971) traduisent les effets d'un métamorphisme au faciès des amphibolites moyen à supérieur. Par contre, dans la région du lac Manitou, les assemblages minéralogiques que nous avons rencontrés sont le reflet d'un métamorphisme au faciès des granulites. Nous ne disposons pas d'informations suffisamment systématiques et précises pour définir dans quelle mesure ce gradient se moule au intrusions anorthositiques du Havre-Saint-Pierre. Toutefois, les zircons qui livrent un âge concordant de 1061,5 Ma (site 5, tableau 1) dans la masse de leucogranite cartographiée à peu de distance de l'anorthosite prouvent qu'un métamorphisme de contact a accompagné le magmatisme du Havre-Saint-Pierre, tout au moins la mise en place du lobe sud-ouest distant d'une cinquantaine de kilomètres. Dans ce

contexte interprétatif régional nous définissons comme M_2 le métamorphisme régional amphibolitique et M_3 le métamorphisme granulitique.

L'âge du métamorphisme M_2 n'est pas connu, si ce n'est qu'il est antérieur à l'âge postulé de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, soit antérieur à 1062 Ma. Aucun événement igné n'est connu dans le Complexe de Manitou de notre région dans la période 1140-1062 Ma. Par contre, la période de magmatisme I_2 que les données actuellement en notre possession assignent à la période 1168-1140 Ma pour la région Nipisso-Manitou, correspond assez étroitement à une période de magmatisme AMCG, de métamorphisme de contact et de décrochements dans la région du Saguenay – Lac-Saint-Jean (Higgins et van Breemen, 1996). Elle s'inscrit également à l'intérieur de la période de magmatisme AMCG et de magmatisme mafique que Gower (1996) reconnaît de 1180 Ma à 1120 Ma dans quelques terranes de la partie orientale du Grenville. Pour ces raisons, nous considérons le métamorphisme M_2 comme synchrone au magmatisme I_2 de la région de Nipisso-Manitou.

Le métamorphisme M_3 que nous associons à la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre est par le fait même daté à 1062 Ma. Les zircons tardifs du lobe sud-ouest de cette suite (1051,8 Ma; van Breemen et Higgins, 1993) suggèrent que ces conditions de métamorphisme thermique ont prévalu durant une dizaine de millions d'années.

Nous définissons le métamorphisme M_4 comme le métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites inférieur à schistes verts qui accompagne le chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou. Ses effets, localisés dans la semelle de chevauchement, se manifestent essentiellement dans le couloir de déformation du ruisseau Plat et sur le flanc ouest de l'apex de la nappe. Son origine apparaît comme le réajustement minéralogique à une circulation de fluides engendrés et canalisés par le chevauchement aux conditions P-T qui prévalaient au cours de cet événement.

Le métamorphisme M_5 est un métamorphisme de faible température et pression du faciès schistes verts moyen à supérieur. À la différence de M_4 , pour lequel les effets sont ponctuels, M_5 est régional et impose des ajustements minéralogiques à l'ensemble des roches, y compris celles livrant les âges U-Pb les plus jeunes. Nous lui associons les altérations thermales de basse température (épidote, biotite, chlorite, feldspaths alcalins) qui accompagnent la fracturation du secteur du lac Manitou.

Discussion : chronologie relative des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques

Au cours des paragraphes précédents nous avons cerné les principaux événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques de la région de Nipisso-Manitou. Nous nous proposons dans la présente section de présenter les

relations entre ces événements. Le scénario proposé est une hypothèse de travail qui sera affinée au fur et à mesure que de nouvelles données géologiques et géochronologiques seront disponibles. Le chronogramme de la figure 13 illustre ce scénario.

Les plus anciennes unités géologiques datées reconnues jusqu'à maintenant dans la région Nipisso-Manitou sont celles du Complexe de Matamec. Nos connaissances sur l'origine, les mécanismes de mise en place et le cadre géotectonique de ce complexe sont encore embryonnaires. L'extension prévue de nos travaux de cartographie vers le sud devrait contribuer à lever le voile sur ces paramètres. Le Complexe de Matamec nous apparaît actuellement comme un ensemble igné composite de gabbro-norite et de roches felsiques (mangérite, monzonite et granite) né d'un magmatisme que nous avons identifié comme I_1 (figure 13). L'activité de la composante felsique de ce magmatisme s'est maintenue de 1377 Ma à 1371 Ma pendant et/ou postérieurement à l'activité mafique selon l'interprétation que l'on donne aux relations entre ces deux composantes. Ces roches ont été postérieurement déformées dans un épisode orogénique important par une tectonique plicative polyphasée et métamorphisées au faciès des granulites, événement M_1 . Elles ont été par la suite injectées, vers 1350 Ma, par des dykes de gabbro-norite cogénétique dont le potentiel métallifère est illustré par l'indice du lac Volant.

L'origine des feuillets de gneiss reconnus dans le complexe de Matamec reste également à préciser. Ceux-ci pourraient être des interstrates sédimentaires séparant une série de lopolithes intrusifs, les témoins d'enclaves ou de lambeaux au sein d'un complexe intrusif stratiforme ou, alternativement, des copeaux tectoniques arrachés au substrat de la nappe de chevauchement qui a transporté vers le nord, en un bloc quasi monolithique, l'ensemble du Complexe de Matamec.

La diversité des assemblages lithologiques de la composante gneissique du Complexe de Manitou rend très spéculatives les interprétations que nous pouvons faire à son sujet au stade actuel de nos travaux. Les niveaux de roches clairement identifiées à un protolithe sédimentaire sont restreints. Leur intercalation dans des gneiss quartzofeldspathiques porteurs de poches de roches calcosilicatées et de calcaires cristallins suggère un environnement peu profond de plate-forme et/ou de talus continental. Dans ce contexte, les faciès riches en minéraux mafiques (biotite, hornblende, grenat, clinopyroxène et orthopyroxène) pourraient représenter des protolithes sédimentaires impurs et/ou des protolithes volcanosédimentaires de composition intermédiaire. De même, les niveaux amphibolitiques et les unités mafiques et ultramafiques seraient les témoins d'injections lopolithiques ou discordantes (dyke, pluton) de magmas mafiques. Les gneiss granitiques dont le développement semble s'accroître vers le sud des terrains cartographiés, surtout dans la région de Manitou, témoigneraient de secteurs où un magmatisme granitique précoce a prévalu.

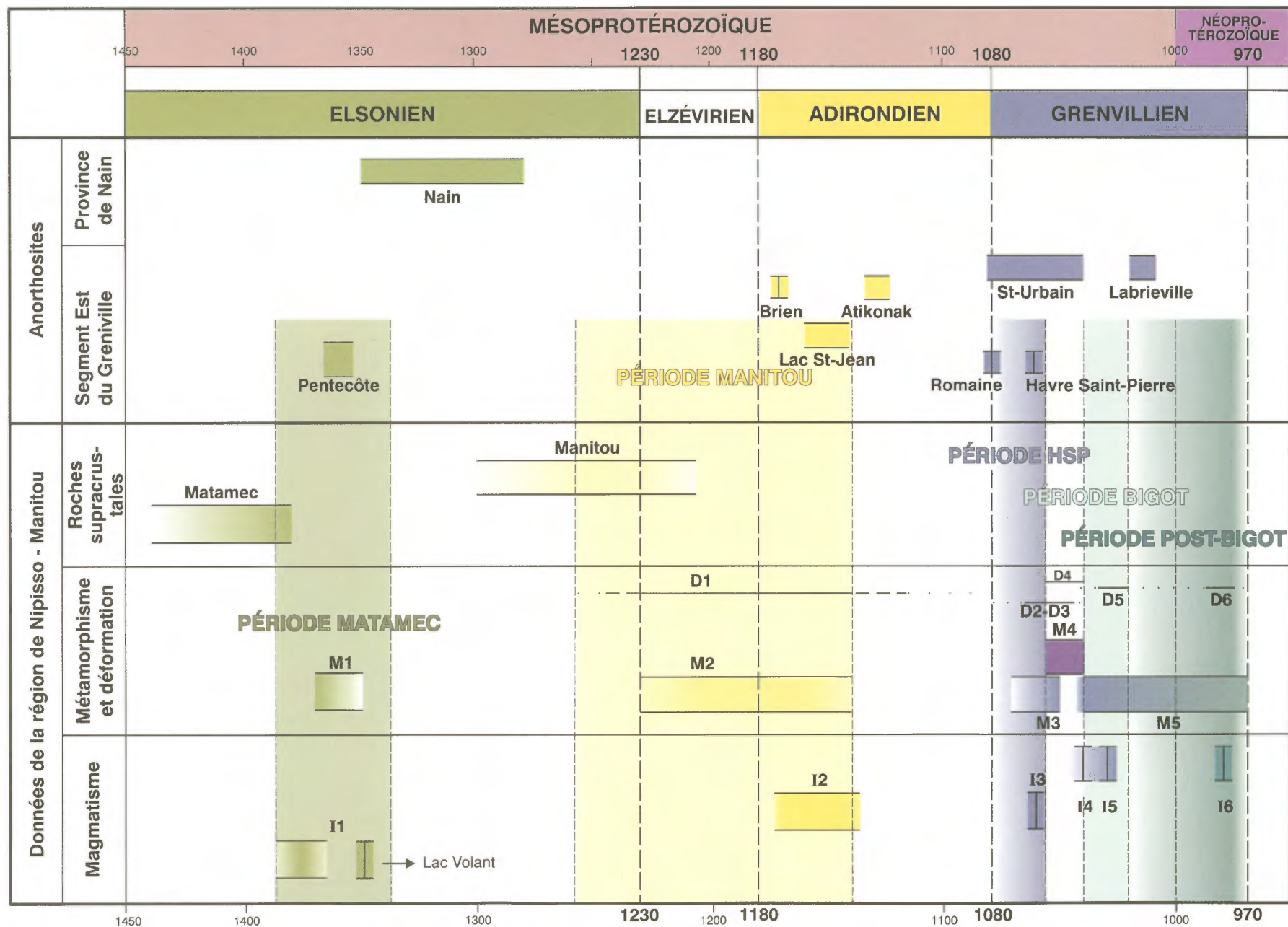


FIGURE 13 – Interprétation de la chronologie des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques à la lumière des âges radiométriques de la région de Nipisso-Manitou et des régions adjacentes. Échelle géochronologique selon Gower (1996). Période HSP = Période Havre-Saint-Pierre.

Nous ne disposons d'aucune information géochronologique sur ce cortège de roches supracrustales qui nous permette d'en définir, même approximativement, l'âge de formation. Au fil de son évolution, ce cortège a incorporé des intrusions magmatiques felsiques qui ont conservé leur entité malgré les déformations subséquentes. Deux d'entre elles ont livré les âges de 1168 Ma et de 1140 Ma que nous avons assignés à la période de magmatisme I_2 (figure 13). Les protolithes des roches supracrustales gneissiques du Complexe de Manitou apparaissent en conséquence plus vieux que 1168 Ma. Parallèlement, comme nous l'avons déjà discuté antérieurement, nous envisageons que la période 1168-1148 Ma (sites 5 et 6) accompagne tardivement l'événement métamorphique M_2 qui a porté l'empilement de roches supracrustales au faciès des amphibolites. Très spéculativement, nous postulons que ces événements magmatiques et métamorphiques sont les témoins d'une orogénèse dont le produit final serait encrypté dans la foliation-gneissosité G_1 et qui, globalement, correspond à la période de déformation D_1 .

Aucun événement igné n'a été enregistré dans la région de Nipisso-Manitou entre 1140 Ma et 1062 Ma. Aucune manifestation géologique ne semble associée à ce laps de temps de l'ordre de 75 Ma qui pourrait être le témoin d'une période anorogénique stable.

À la différence de la période précédente, la période 1062 Ma – 1030 Ma s'avère la période critique dans l'évolution tectonique de la région de Nipisso-Manitou. C'est à cette période que nous devons l'agencement actuel des principaux ensembles géologiques.

Instiguée par des contraintes dirigées vers le NW, la gneissosité G_1 est entraînée dans une déformation progressive ductile (l'événement D_2) dont le scénario nous apparaît comme suit. D'abord plicative et à l'origine de plis P_2 plus ou moins serrés (d'axes vraisemblablement perpendiculaires à la direction de transport), la déformation croît en intensité et acquiert de plus en plus d'hétérogénéités structurales. Les plis initiaux s'aplatissent, leurs charnières s'arquent et s'incurvent progressivement vers la direction de transport (plissement en fourreaux) alors que les flancs se délaminent. Au cours de ce processus, la roche développe une nouvelle structure gneissique G_2 qui, à l'écart des charnières des plis P_2 initiaux, s'inscrit parallèlement à la gneissosité G_1 antérieure. Simultanément, la roche s'imprègne de la linéation L_2 . L'accentuation de la déformation conduit à la formation de gneiss droit et à une plus profonde incrustation de la linéation.

Le chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou s'initie avec la déformation D_2 dont, en fait, il pourrait être l'instigateur plutôt que la conséquence. Le transport en bloc de la nappe de Matamec vers le NW force la virgation du grain tectonique du substratum sur lequel elle se déplace. Simultanément, se développe, à l'est, le magmatisme I_3 de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre auquel nous associons également l'Anor-

thosite de Tortue. Le synchronisme de I_3 et de D_2 (figure 13) entraîne les masses anorthositiques dans l'acquisition d'une foliation et d'une linéation minérale qui s'inscrit, au premier stade de leur refroidissement, en cohérence avec la déformation subie par l'encaissant. Les travaux de van Breemen et Higgins (1993) permettent de postuler que ces phénomènes ont été acquis au cours d'une dizaine de millions d'années. Nous pouvons également assumer que cette période correspond au paroxysme granulitique du métamorphisme M_3 .

L'apparition dans le paysage géologique de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et, plus particulièrement, de la masse ovoïde de l'Anorthosite de Tortue, complique l'avancée de la nappe de Matamec. Les matériaux impliqués dans la déformation sont ralentis ou bloqués dans leur transport NW et doivent se réajuster structurellement à la nouvelle géométrie. Telle serait la situation dans la région de Manitou suite au serrage de plus en plus intense des roches supracrustales du Manitou entre l'Anorthosite de Tortue et la semelle de la nappe de Matamec. Nous accordons à la déformation D_3 les manifestations de ces réajustements qui conduisent au couloir tectonique du ruisseau Plat ainsi qu'aux décollements, plissements et virgations forcées des secteurs est et ouest du lac Manitou, au sud de l'isthme qui sépare l'Anorthosite de Tortue du lobe NW du Havre-Saint-Pierre. Le métamorphisme rétrograde M_4 au faciès amphibolite inférieur à schistes verts accompagne le serrage des roches supracrustales de cet événement D_3 dans le couloir tectonique du ruisseau Plat et dans la zone apicale (nord et nord-ouest) de la nappe de Matamec.

La fin de la déformation D_3 laisse le motif structural de la région de Manitou essentiellement comme il nous apparaît actuellement. La déformation D_4 est une déformation tardive fragile-ductile, sans lien avec les déformations antérieures qui, à la manière d'un mégaclivage de crénulation régionale, provoque des ajustements plicatifs en crochons à proximité de linéaments régionaux NNE à NE. En impliquant les bordures foliées du lobe NW du Havre-Saint-Pierre, l'âge maximum de la déformation D_4 est probablement de l'ordre de 1052 Ma.

Le réseau de fractures et de failles WNW de la déformation D_3 apparaît comme la manifestation d'une déformation fragile. L'extension décakilométrique de ces structures et l'injection du Dyke de Nipisso avec du matériel leucogabbroïque indiquent clairement que ces structures sont des structures majeures, profondément enracinées dans la croûte, et capables de canaliser vers la surface les montées magmatiques mafiques de l'événement I_4 . L'âge de cet événement tectono-magmatique n'est pas précisément défini. Le magmatisme I_3 du Granite de Bigot (figure 10, site 7) qui recoupe à l'emporte-pièce le gabbro norite du Matamec, lui est cependant postérieur, fixant ainsi l'âge minimum de I_4 - D_3 à 1030 Ma. L'âge maximum est celui de la fin de la déformation D_4 qui ne nous est pas connue.

Nous pouvons assumer raisonnablement qu'il se situe dans l'intervalle supérieur d'incertitude du Granite de Bigot, soit vers 1040 Ma.

La déformation D_6 a été interprétée dans la continuité de D_3 . En réactivant ou traversant le Granite de Bigot et contrôlant la mise en place d'un dyke composite de diabase-granite (figure 10, site 8) de l'événement magmatique I_6 , elle voit sa période d'activité contrainte entre 1030 Ma et 975 Ma. Nous ne pouvons cependant prétendre que toute la fracturation, telle qu'elle nous apparaît sur le terrain ou qu'elle s'exprime sur les photos satellitaires soit de cette période. Des réjuvenations tardives ou de nouvelles fractures ont fort probablement vu leur naissance en réponse à des réajustements isostatiques de la croûte laurentienne et/ou à l'initiation et au développement de l'orogénèse appalachienne.

Les ajustements minéralogiques du métamorphisme M_5 qui se développent sur l'ensemble des lithologies de la région Nipisso-Manitou fixent à priori son emprise postérieurement à 975 Ma. Nous ne pouvons cependant écarter qu'il ait également prévalu au cours des magmatismes I_1 à I_6 . Le métamorphisme M_5 traduirait ainsi soit les effets tardifs, rétrogrades, du métamorphisme M_3 , soit la marque d'un événement spécifique post-grenvillien.

Conclusion : la région de Nipisso-Manitou dans le contexte de l'orogénèse grenvillienne

À partir des relations chronologiques établies dans le paragraphe précédent, l'histoire tectonique, magmatique et métamorphique de la région de Nipisso-Manitou peut être résumée en cinq périodes majeures que nous allons tenter de placer dans le contexte géologique du segment oriental de la Province de Grenville

La période Matamec définit la mise en place, la déformation polyphasée et le métamorphisme granulitique des composantes gabbro-noritiques et felsiques du Complexe de Matamec. La période reconnue dans la région de Nipisso-Manitou s'étale de ~ 1377 Ma à 1351 Ma. Dans le contexte de l'orogène de Grenville, cette période s'inscrit dans l'intervalle d'extension crustale et de magmatisme anorogénique de l'Elsonien qui s'étend environ de 1460 à 1230 Ma (Gower et al., 1995; Gower, 1996). Dans le segment oriental, plus spécifiquement, seule l'anorthosite de la rivière Pentecôte (Nantel et Martignole, 1991; Martignole et al., 1993) et son enveloppe mangéritique (Emslie et Hunt, 1990) livrent des âges comparables respectivement de 1354 $\pm$ 3 Ma et de 1365 $\pm$ 7/-4 Ma. À la lumière des compilations de Rivers (1995) et de Gower (1996) nous sommes en présence d'une période de magmatisme AMCG qui ne trouve pas d'autre expression dans la partie orientale du Grenville. Dans ce contexte, la signature et l'histoire tectonique particulière que nous reconnaissons au Complexe de Matamec, ses bordures faillées et ses signatures magnétiques et gravimétriques en font un véritable terrane, le

terrane de Matamec, dont l'origine est à rechercher bien au SE de sa position actuelle.

La période Manitou peut être définie comme la période de déposition et de structuration des protolithes qui ont donné naissance aux unités lithologiques que nous avons regroupées dans le Complexe de Manitou. L'environnement et l'étalement de la période de déposition des roches supracrustales antérieurement à 1166 Ma est inconnue. À la lumière du modèle d'évolution de Gower (1996), ces roches pourraient être associées à la genèse et à l'évolution de petits bassins océaniques ou d'arrière-arc sur la bordure SE du continent Laurentia, avant l'orogénèse Elzevirienne (1230-1190 Ma). Dans ce contexte interprétatif, leur déformation (D_1) et leur métamorphisme (M_2) s'inscriraient dans la période de fermeture et de serrage de ces bassins sur la marge du continent Laurentia, c'est-à-dire l'orogénèse Elzevirienne. L'initiation bien au sud du Grenville actuel, d'une subduction vers le nord comme le propose Gower (1996), serait alors susceptible d'expliquer le magmatisme felsique I_2 de 1166-1140 Ma que nous avons enregistré dans la région de Nipisso-Manitou.

La période Havre-Saint-Pierre est la période qui a oblitéré les principales caractéristiques géologiques préexistantes et imprimé, dans une large mesure, la région de Nipisso-Manitou du motif structural que nous lui connaissons actuellement. C'est la période où, dans un ordre plus ou moins chronologique nous reconnaissons :

- 1 - l'initiation et le développement de la déformation D_2 qui accompagne les premières étapes du chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou;
- 2 - le magmatisme anorthositique I_3 et le métamorphisme M_3 associé;
- 3 - la finalisation du chevauchement de la nappe de Matamec;
- 4 - la déformation D_3 , soit le serrage ultime et l'accommodation des unités du Manitou entre les noyaux anorthositiques rigides et la nappe de Matamec; et,
- 5 - le métamorphisme rétrograde M_4 dans le couloir tectonique du ruisseau Plat.

L'ensemble de ces événements est fixé dans le temps par le magmatisme I_3 à 1062 Ma. L'initiation de la déformation D_2 précède probablement cette date de quelques millions, ou dizaines de millions, d'années. Par contre, la fin de D_3 est postérieure à 1052 Ma, soit l'âge postulé par van Breemen et Higgins (1993) pour le développement, à l'état solide, de la foliation du lobe SW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette séquence d'événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques, marque l'empreinte du début de l'orogénèse grenvillienne (ottawaienne) sur la région. Cette orogénèse reconnue sur l'ensemble de la Province de Grenville est définie approximativement entre ~1100-1000 Ma (Rivers, 1995) ou ~1080-970 Ma (Gower et al., 1995; Gower, 1996). Elle est interprétée comme la collision continent-continent (Laurentia – proto-Amérique du Sud) qui serre, transporte et scelle sur le continent Laurentia les morphostructures des événements

accrétionnaires antérieurs. Une fabrique linéaire NW matérialise sur les terrains affectés le transport tectonique qui l'accompagne. Dans le cadre géologique régional qui nous intéresse plus particulièrement, c'est à l'amorce de cette période que le terrane de Matamec est incorporé dans la dynamique grenvillienne.

La déformation fragile-ductile D_4 est perçue, à la fin de la période de Havre-Saint-Pierre, comme précurseur des déformations fragiles D_5 et D_6 . Elle se développerait dans un contexte de remontée isostatique et/ou d'exhumation qui amènerait les conditions de déformation du domaine ductile au domaine fragile.

La période de Bigot est la période à laquelle nous associons les magmatismes I_4 du dyke de Nipisso et I_5 du Granite de Bigot, ainsi que la déformation fragile D_5 . En l'absence d'âge pour I_4 , l'âge livré par le Granite de Bigot et ses limites, soit 1042-1023 Ma, nous apparaissent comme un intervalle adéquat pour préciser une période d'activité magmatique postcinématique ou anorogénique. Il semble donc que, dans la région de Nipisso-Manitou, l'orogénèse grenvillienne ait été bloquée vers 1042 Ma, soit quelque 40 à 70 Ma avant la fin anticipée de cette orogénèse dans la partie orientale du Grenville. Quoique les limites de la période orogénique grenvillienne ne soient pas encore bien cernées, ces constatations suggèrent un asynchronisme de la tectogénèse le long de l'orogène.

La période post-Bigot est marquée par la déformation D_6 qui complète la fracturation de la région de Nipisso-Manitou. Le magmatisme diabasique et composite I_6 accompagne ou suit cette déformation vers 975 Ma. Le métamorphisme au faciès des schistes verts M_5 , dont les premiers effets pourraient être associés à D_4 , prévaut également au cours de cette période dont l'âge minimum n'est pas connu. Dans le contexte de la partie orientale du Grenville, nous sommes au début des événements post-grenvilliens de Gowers et al. (1995) qui, jusqu'aux environs de 900 Ma, enregistrent les derniers soubresauts thermiques et tectoniques de la croûte.

INVENTAIRE DES INDICES ET DES SITES MINÉRALISÉS

Introduction

Ce chapitre présente d'abord une classification des indices et des sites minéralisés répertoriés lors du projet Manitou (travaux de 1996 et de 1997 couvrant les feuillets SNRC 22I/13, 22I/14, 22P/02, 22P/03 et 22P/04). Ensuite, nous faisons état du contexte géologique, de la minéralogie et des teneurs en métaux pour chacun des types d'indice et pour les sites minéralisés situés dans le feuillet 22I/14 (les minéralisations dans les autres feuillets sont traitées dans

le rapport pertinent). Lorsque les données le permettent, des interprétations sur l'origine des minéralisations sont également présentées. Les conclusions portent sur certains aspects généraux pour les types de minéralisations les plus importants. Des descriptions brèves de toutes les minéralisations répertoriées dans le feuillet 22I/14 sont présentées au tableau 3 en annexe. Les minéralisations sont localisées sur la carte géologique et sur la figure 14.

Classification des indices et des sites minéralisés du projet Manitou

Les indices et les sites minéralisés¹ répertoriés lors du projet Manitou (travaux de 1996 et de 1997) sont classifiés dans la liste ci-dessous. Les types de minéralisation que l'on retrouve dans le feuillet 22I/14 sont indiqués par un *astérisque* *. Les autres types ne sont pas abordés dans le cadre du présent rapport et le lecteur devra se référer au rapport sur le feuillet en question pour de plus amples informations.

Type 1 : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques

Type 1a : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue *

Type 1b : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans le gabbro-norite à olivine coronitique

Type 1c : Cu-Ni-Co (-ÉGP-Au) dans les dykes mafiques peu déformés (type lac Volant)

Type 1d : Cu-Ni dans le gabbro-pyroxénite en terrain gneissique

Type 2 : Fe-Ti $\pm$ P dans les intrusions mafiques

Type 2a : Fe-Ti-P dans les roches mafiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

Type 2b : Fe-Ti dans une intrusion de leuconorite-anorthosite dans le Complexe de Manitou *

Type 3 : Fe $\pm$ Ti $\pm$ P $\pm$ Cu $\pm$ ÉTR $\pm$ F $\pm$ Mo $\pm$ Au d'origine hydrothermale probable

Type 3a : Fe-Cu-ÉTR-F-Mo-Au dans le leucogranite

Type 3b : Fe $\pm$ Ti dans le leucogranite et le gneiss à hornblende *

Type 3c : Fe-P-Ti dans le gneiss mafique *

Type 4 : Cu $\pm$ Zn dans le paragneiss quartzofeldspathique

Type 5 : Cu-Zn $\pm$ Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux *

Type 6 : Cu $\pm$ Ni $\pm$ Zn $\pm$ Pb $\pm$ Au tectonométamorphique *

Type 7 : Minéralisations non classifiées *

¹ Un « indice » est une minéralisation pour laquelle l'analyse a donné au moins une valeur au-dessus d'un seuil prédéfini. Pour les éléments suivants, ces seuils sont : Cu, 0,1 %; Ni, 0,25 %; Co, 0,5 %; Zn, 0,3 %; Fe, 20 %; Ti, 10 %; ÉGP, 0,5 ppm; Au, 0,5 ppm. Une minéralisation n'ayant pas de telle valeur est un « site minéralisé ». Une fiche de gîte existe pour chaque « indice » dans le feuillet 22I/14.

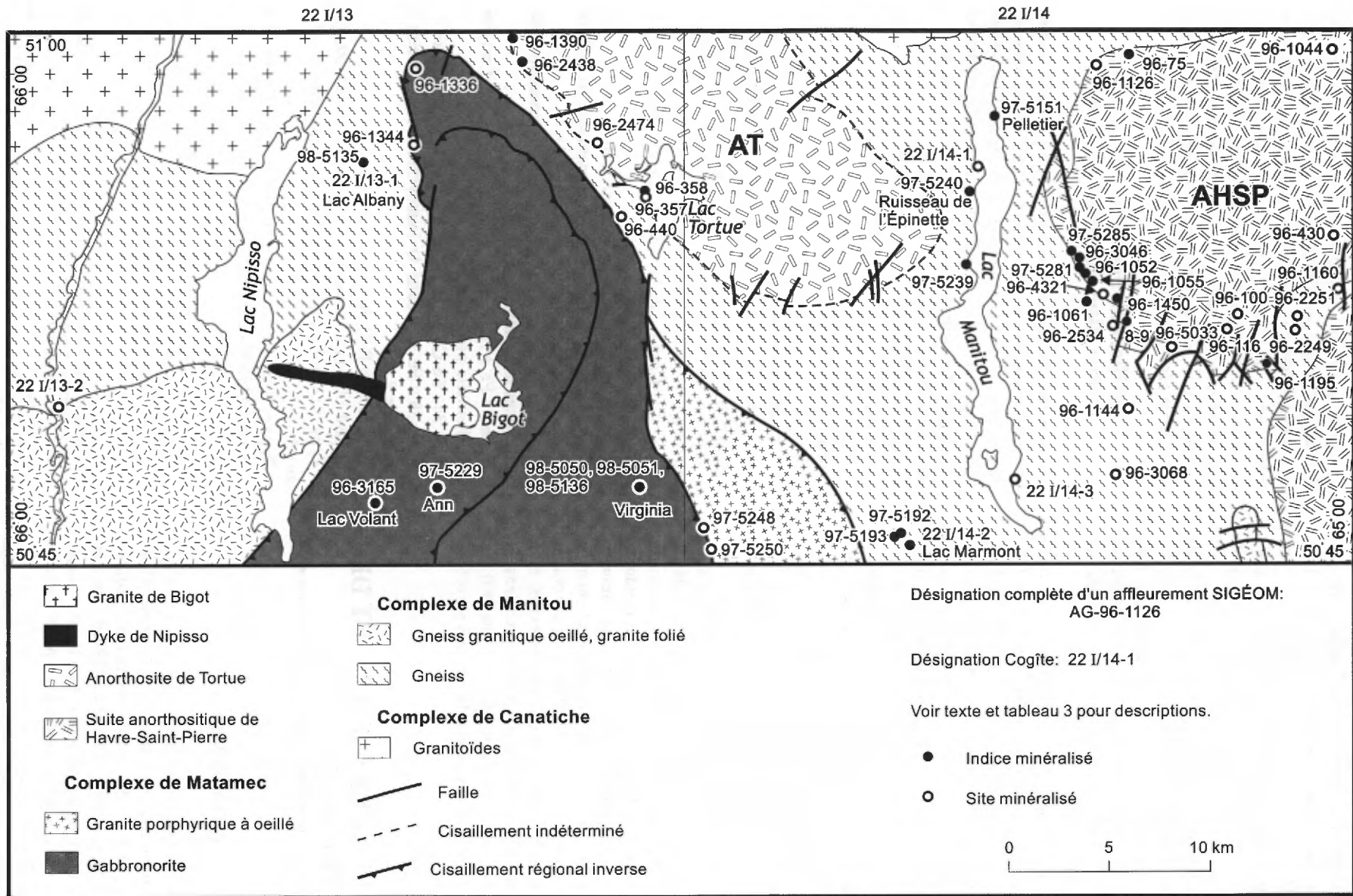


FIGURE 14 – Localisation des indices et des sites minéralisés de la région de Nipisso-Manitou (feuilles 22I/13 et 22I/14). Voir texte et tableau 3 pour descriptions. AT = Anorthosite de Tortue; AHSP = Anorthosite de Havre-Saint-Pierre.

Minéralisations dans le feuillet 22I/14

TYPE 1 : CU-NI (-CO-ÉGP-AU) DANS LES ROCHES IGNÉES MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES

Type 1a : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les massifs anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue

Plusieurs nouveaux indices et sites minéralisés ont été répertoriés dans le lobe nord-ouest du massif anorthositique de Havre-Saint-Pierre (AHSP) et dans le massif de Tortue (AT). Ces indices ont été mis au jour depuis le début du projet Manitou par le MRN en 1996 et les campagnes d'exploration subséquentes (Clark *et al.*, 1996; Perreault et Gaudreau, 1997). Environ 37 zones minéralisées sont maintenant connues dans la partie de l'AHSP située dans le feuillet 22I/14 (tableau 3). De ce nombre, une trentaine d'indices se répartissent sur une distance de 4 km principalement à l'ouest de la petite rivière Manitou (propriété d'Explorations GéoNova-Explorations Matamec). Cinq indices et sites minéralisés ont été découverts par le MRN dans le massif anorthositique de Tortue (feuillet 22I/13).

Contexte géologique du type 1a

La grande majorité des minéralisations associées au lobe nord-ouest de l'AHSP et toutes les minéralisations connues dans l'AT se situent dans la zone de bordure des massifs, à moins de 1 km de leurs contacts. Dans les deux cas, cette zone est composée majoritairement de leuconorite, de leucogabbriorite, de norite, de gabbriorite et d'anorthosite. Elle se distingue du reste du massif par la présence de niveaux d'orthopyroxénite, localement porteuse d'un peu de quartz. De plus, cette zone est relativement bien rubanée à l'échelle décimétrique à métrique. Le rubanement est généralement parallèle au contact externe des massifs et à la foliation tectonique régionale. Il a été fortement déformé, à l'étape magmatique et/ou au cours de la déformation régionale, puisqu'on remarque des plis isoclinaux tout près de certains indices. Le pendage du rubanement dans la zone de bordure autour du lobe nord-ouest de l'AHSP est modéré à fort vers le sud, le sud-ouest ou le sud-est. Ce fait suggère un déversement tectonique du massif vers le nord. Il faut noter que cette déformation régionale aurait affecté toute minéralisation mise en place antérieurement.

Orthopyroxénite : roche principale liée à la minéralisation

Les minéralisations sulfurées associées aux massifs anorthositiques sont étroitement liées aux niveaux d'orthopyroxénite. La grande majorité des indices sont logés dans des niveaux métriques à décamétriques de ce lithofaciès. Cependant, quelques-uns ont aussi été observés dans le gabbriorite ou le gabbro. Localement, on trouve des vei-

nes de sulfures massifs dans des roches plus leucocrates, généralement à proximité d'orthopyroxénite.

Il est probable que la plupart des niveaux d'orthopyroxénite coupent la séquence rubanée. Ainsi, les contacts des niveaux d'orthopyroxénite avec la roche encaissante sont généralement francs. De plus, une relation de recoupement entre l'orthopyroxénite et des roches leucocrates rubanées a été observée en affleurement à quelques endroits. La mise en place de l'orthopyroxénite a donc eu lieu après la formation des roches rubanées plus leucocrates. Étant donné que les niveaux d'orthopyroxénite sont grossièrement parallèles au rubanement, il s'agit probablement de filons-couches pour la plupart.

Des observations détaillées sur les indices indiquent que les intrusions d'orthopyroxénite ont été déformées. Elles ont été affectées par une déformation plicative. Ainsi, la foliation dans les roches leucocrates de l'encaissant affecte également les bordures (sur quelques centimètres) des niveaux d'orthopyroxénite, même si cette foliation n'est pas observée dans la partie interne des niveaux. De plus, la forme ondulante locale des contacts et la relation des ondulations avec la foliation de l'encaissant suggèrent la présence de plis ouverts à charnières arrondies qui affectent l'orthopyroxénite. Certaines masses métriques à décamétriques d'orthopyroxénite ont une forme irrégulière et circoscrite et les contacts sont localement cisailés. Sur le site d'une des minéralisations dans l'AT, les niveaux d'orthopyroxénite (jusqu'à 1 m d'épaisseur) sont boudinés. Ces faits suggèrent que, localement, un niveau ou des niveaux d'orthopyroxénite d'extension originellement plus importante aient été démembrés lors de la déformation, soit par boudinage ou par l'action de failles décrochantes.

À l'échelle mésoscopique et de la lame mince, on observe que l'orthopyroxénite est généralement fortement recrystallisée. Ainsi, des cristaux plurimillimétriques à pluricentimétriques d'orthopyroxène, considérés comme primaires, baignent dans une matrice d'orthopyroxène à granulométrie plus fine et à texture granoblastique. Cette texture est interprétée comme le résultat d'une recrystallisation métamorphique (recuite).

Distribution des sulfures du type 1a

Les minéralisations sulfurées associées aux massifs anorthositiques ont clairement une relation spatiale étroite avec les niveaux d'orthopyroxénite. L'abondance des sulfures dans l'orthopyroxénite varie énormément; on y voit des disséminations éparses, des sulfures à texture semi-réticulée à réticulée (en filets), et des concentrations semi-massives à massives. La relation spatiale étroite entre les sulfures et l'orthopyroxénite ainsi que les textures disséminées à réticulées suggèrent que les sulfures soient ultimement d'origine magmatique et liés à la mise en place d'un magma mafique. Toutefois, les concentrations semi-massives et massives logées à travers les sulfures disséminés montrent souvent des formes ou des structures de filons. On inter-

prête de telles relations comme des évidences de mobilisation locale des sulfures.

Les corps de sulfures massifs (c'est-à-dire près de 100 % de sulfures) mis en évidence à quelques endroits dans l'AHSP par dynamitage (travaux d'Explorations GéoNova) sont d'intérêt particulier. Ces corps, de taille généralement décimétrique à métrique, se localisent dans un niveau d'orthopyroxénite ou dans l'encaissant leucocrate tout près de l'orthopyroxénite. Ils montrent des contacts nets qui suggèrent une mise en place filonienne. À un endroit dans le feuillet 22I/14 (affleurement 96-3046), par exemple, une veine de sulfures massifs de 10 cm d'épaisseur et à contacts droits et nets coupe l'anorthosite à environ 1 m d'une orthopyroxénite à sulfures disséminés à massifs. À un deuxième endroit dans le feuillet 22I/14 (affleurement 97-5281), une masse irrégulière de sulfures massifs de 1 m de large est logée dans une leuconorite foliée, adjacente à un niveau métrique d'orthopyroxénite très faiblement minéralisé. La séquence leucocrate est rubanée, plissée et stérile. Cette masse coupe nettement la foliation dans l'encaissant et contient des enclaves de leuconorite foliée ainsi que des cristaux et des agrégats de cristaux d'orthopyroxène. On y observe aussi des veines de sulfures massifs qui se recoupent mutuellement et des veines courtes et droites. À un troisième endroit dans le feuillet 22I/14 (affleurement 96-1450), une veine de sulfures massifs de 2 cm de largeur et ~10 cm de longueur, dont la forme ressemble à un coin allongé, est issue d'un amas irrégulier métrique de sulfures semi-massifs et coupe l'encaissant plissé. Toutes ces veines ont pu se former par remplissage de fentes dans la leuconorite. Ces observations suggèrent que l'établissement de la forme actuelle des amas et la mise en place des veines de sulfures massifs se soient produits tardivement, vers la fin ou après la déformation plicative locale. Tel que mentionné auparavant, l'origine magmatique ou tectonique de cette déformation n'est pas clairement établie. Enfin, il est possible que des corps de sulfures massifs existaient à proximité de leur localisation actuelle avant la déformation.

Composition des sulfures du type 1a

Dans les minéralisations de type 1a, les échantillons analysés (incluant les résultats de Villeneuve, 1996) ont des teneurs en Ni généralement inférieures à 1 %. La teneur en cuivre, par contre, atteint 4,5 % (figure 15a). D'après nos analyses pour les feuillets 22I/13 et 22I/14, le rapport Cu/(Cu+Ni) montre une très grande variation. Pour l'ensemble des indices de ce type, ce rapport varie entre 0,13 et 0,96 (moyenne = 0,61) et le coefficient de corrélation pour le Cu-Ni est de 0,47. À basse teneur (moins que 1 % Cu), le rapport Cu/(Cu+Ni) est semblable à celui des indices reliés aux dykes mafiques (type 1c; figures 15c et 15d). Cependant, pour une teneur en Cu plus grande que 1 %, les indices associés aux anorthosites montrent un rapport Cu/(Cu+Ni) plus grand que les indices de type 1c (sauf pour

les échantillons exceptionnellement riches en chalcopryrite; figures 15c et 15d). Les minéralisations de basses teneurs conservent probablement leurs teneurs magmatiques initiales en Cu et Ni et un rapport Cu/(Cu+Ni) moyen d'environ 0,5. Les minéralisations ayant des teneurs plus élevées semblent avoir subi un enrichissement en Cu. Un enrichissement semblable se manifeste également dans les minéralisations de type 1c.

La teneur en Co atteint un maximum de 0,24 % (échantillon analysé par Villeneuve, 1966). D'après nos analyses, le Co se corrèle fortement avec le Ni (coefficient de corrélation = 0,89), suggérant que la pentlandite est cobaltifère puisque la majorité du Ni est dans la pentlandite. La valeur moyenne du rapport Co/Ni est de 0,36. Ces sulfures sont plus cobaltifères comparés au nickel que les sulfures de type 1c, observation qui pourrait être expliquée par des différences du facteur R (Gobeil *et al.*, 1999, page 55 : « Discussion sur le type 1c »).

À l'instar du Ni et du Cu, le Co et le Cu se corrélaient faiblement (coefficient de corrélation = 0,42). Cette variation disparate du Cu et du Co est particulièrement évidente dans les échantillons riches en métaux usuels. Ainsi, certains échantillons riches en Cu sont pauvres en Co, et *vice versa*.

D'après les échantillons prélevés par le MRN, les indices de type 1a sont assez pauvres en ÉGP. Les teneurs maximales obtenues dans nos échantillons sont de 92 ppb Pd et de 74 ppb Pt (sulfures massifs). À peu d'exceptions près, nos échantillons donnent moins que 40 ppb Pd et moins que 50 ppb Pt. Cependant, les travaux d'Explorations GéoNova ont mis au jour plusieurs indices analysant plus de 100 ppb Pd (Villeneuve, 1996). Les meilleures teneurs obtenues par cette compagnie sont de 528 ppb Pd et de 924 ppb Pt (feuillet 22I/14, échantillon 45516, Villeneuve, 1996). Le même échantillon a donné à l'analyse 3,07 % Cu, 0,92 % Ni, 0,10 % Co et 393 ppb Au. Cet indice est formé de veines décimétriques de sulfures massifs qui coupent l'anorthosite stérile et l'orthopyroxénite minéralisée. Une de ces veines est très riche en pyrite, suggérant la possibilité que ses teneurs élevées en ÉGP soient dues à la remobilisation des sulfures.

Dix échantillons de minéralisation de type 1a ont donné des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ entre -1,5 et +2,4 per mil (moyenne = +0,74), soit des valeurs proches de celles du manteau (0 à +5 per mil). Notons qu'un échantillon de paragneiss à sulfures disséminés (géofiche AG-97-5286) prélevé dans le feuillet 22I/13 a donné une valeur de +3,2, soit à l'intérieur de la variation mantellique. Le rapport S/Se pour les minéralisations de type 1a varie entre 12 000 et 1 123 000 (moyenne = 288 000 pour 10 échantillons). Ce sont des valeurs très élevées comparées aux valeurs mantelliques (~2800-4500); elles indiquent un appauvrissement important en Se tel qu'on observe dans les sédiments clastiques (Eckstrand et Hulbert, 1987). Notons que le paragneiss minéralisé a donné un rapport S/Se de 13 100. Ces résultats

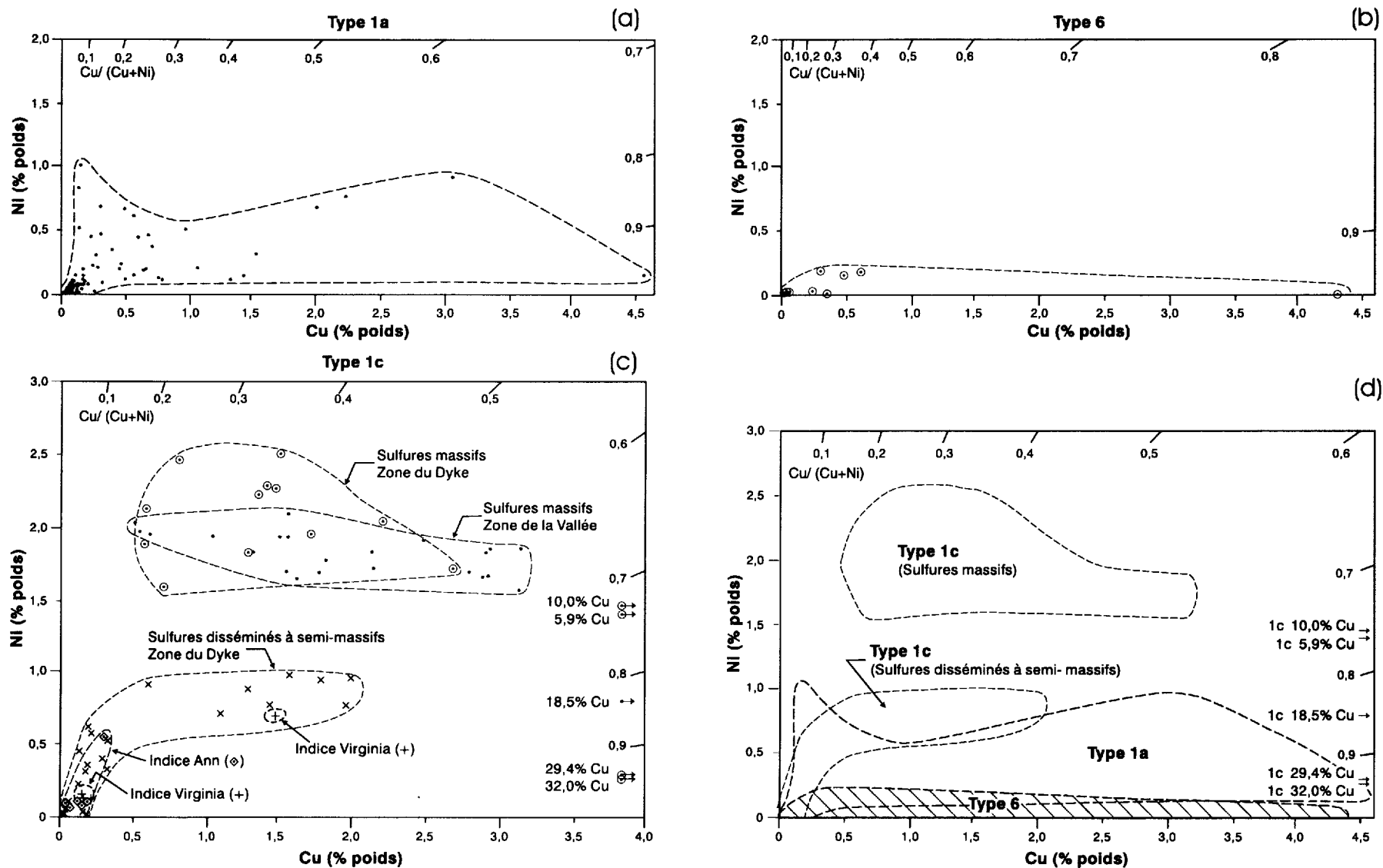


FIGURE 15 – Relations Cu (% poids) – Ni (% poids) dans les minéralisations de type 1a, 1c et 6 de la région de Nipisso-Manitou (feuilles 221/13 et 221/14). Aucune minéralisation de type 1c n'est actuellement reconnue dans la région de Manitou (feuille 221/14); leurs caractéristiques sont traitées dans le rapport de la région du lac Nipisso (Gobeil *et al.*, 1999).

suggèrent que le soufre dans les minéralisations de *type 1a* soit d'origine crustale.

Conclusions sur les minéralisations de *type 1a*

La distribution des indices de *type 1a* dans les feuillets 22I/13 et 22I/14 indique clairement que les zones de bordure des massifs anorthositiques sont plus prometteuses pour les minéralisations de Cu-Ni(-Co-ÉGP-Au) que les parties internes. Les bordures des massifs sont des lieux privilégiés pour l'injection de magmas mafiques chargés de cristaux d'orthopyroxène. Ces pulsations forment des filons-couches ou des dykes. Nos observations de terrain suggèrent que certaines unités d'orthopyroxénite se sont mises en place après l'accumulation de la séquence anorthositique-leuconoritique rubanée et avant la fin de la déformation qui affecte cette séquence. En général, l'importance de la minéralisation varie en fonction du volume d'orthopyroxénite.

L'omniprésence de sulfures disséminés dans l'orthopyroxénite appuie l'hypothèse que ces sulfures sont d'origine magmatique. L'origine ultime des sulfures massifs et semi-massifs est plus problématique. Généralement, les sulfures massifs sont filoniens, et dans certains cas, les veines se sont injectées pendant ou après la déformation. Il est possible que les veines représentent des sulfures massifs magmatiques, syngénétiques et mobilisés pendant la déformation.

En se basant sur les indices de *type 1a* découverts jusqu'à présent, on peut s'attendre à ce que les échantillons d'orthopyroxénite minéralisée dans les zones de bordure des anorthosites fournissent jusqu'à 1 % Ni et contiennent des quantités importantes et très variables de chalcopryrite. Localement, les sulfures seront enrichis (centaines de ppb) en ÉGP et or.

TYPE 2 : FE-TI±P

DANS LES INTRUSIONS MAFIQUES

Type 2b : Fe-Ti dans une intrusion de leuconorite-anorthosite dans le Complexe de Manitou

Près des gîtes de Fe ±Ti du lac Marmont (*type 3b*; tableau 3), le Complexe de Manitou contient une intrusion mafique litée et déformée composée de niveaux de leuconorite, d'anorthosite et, localement, de bandes plus mafiques. Nos travaux n'ont pas permis de délimiter l'étendue de l'intrusion. Cependant, elle est probablement de forme lenticulaire, de largeur décamétrique à hectométrique et d'extension longitudinale kilométrique. Les roches leuconorites contiennent des niveaux concordants de 1 mm à 3 cm d'épaisseur très riches en magnétite. Ces niveaux montrent des plis isoclinaux avec des axes subhorizontaux. L'intrusion mafique est pré- à syncinématique. La minéralisation montre des caractéristiques semblables au type

« fer-titane en milieu gabbroïque-anorthositique » de Gross (1996).

TYPE 3 : FE±TI±P±CU±ÉTR±F±MO±AU D'ORIGINE HYDROTHERMALE PROBABLE

Type 3b : Fe ±Ti dans le leucogranite et le gneiss à hornblende

Le gîte de Fe-Ti du lac Marmont (ou du lac Gad; affleurements 97-5192 et 98-5075) se situe dans les gneiss du Complexe de Manitou, à 6 km à l'ouest de l'extrémité sud du lac Manitou. Il est localisé dans l'axe d'une anomalie magnétique d'envergure régionale. Cette anomalie s'étend vers le SE dans le feuillet 22I/11 où les travaux du MRN en 1998 ont mis au jour un niveau de magnétite massive de 3 m d'épaisseur.

Les travaux d'exploration au cours des années 1950 (Dufresne, 1953; Grenier, 1953; Boerner, 1954) ont permis de délimiter une zone longue de 1 220 m et large de 180 m contenant des lentilles de magnétite massive et de la roche à magnétite disséminée. On a rapporté que les roches encaissantes sont des gneiss granitiques rubanés à hornblende et des amphibolites, encaissés dans un gneiss granitique et coupés par de la pegmatite. À l'intérieur de la zone minéralisée, on a identifié quatre lentilles principales consistant en minerai massif (> 45 % Fe) et minerai disséminé (20-45 % Fe). On a également délimité six gisements de moindre importance formés surtout de magnétite disséminée. Les lentilles mesurent entre 200 et 425 m de long et de 1 à 10 m de large. Orientées NW-SE et inclinées de 40° à 60° vers le SW, les lentilles sont concordantes à la structure gneissique. Dans les quatre lentilles principales, on a estimé des réserves potentielles de 34 373 t au mètre vertical. La teneur moyenne du minerai massif de ces quatre lentilles, obtenue à partir d'un échantillonnage en rainures systématique, est de 54,58 % Fe, 0,87 % TiO₂, 0,047 % P et 0,24 % Mn (Boerner, 1954; tableau 3). La compagnie a aussi estimé des réserves additionnelles de 5287 t au mètre vertical à 35,34 % Fe, 0,77 % TiO₂, 0,074 % P et 0,25 % Mn pour les six gisements secondaires et les zones disséminées des quatre lentilles principales. Un échantillon choisi de magnétite massive prélevé par le MRN a donné 50,6 % Fe, 15,8 % SiO₂, 2,38 % TiO₂, 1,04 % Al₂O₃, 0,24 % Mn, 0,01 % P₂O₅, 347 ppm Zn, 297 ppm V, 191 ppm Zr, 181 ppm Y et 92 ppm Nb.

Les propos qui suivent sont basés sur des observations faites sur le terrain par le MRN en 1997 et 1998, ainsi que sur celles de Dufresne (1953) et de Boerner (1954).

La minéralisation massive forme des bandes de largeur plurimétrique et de longueur pluridécamétrique à plurihectométrique, qui sont concordantes au grain structural. Selon la carte de Dufresne (1953), les bandes sont discontinues et lenticulaires. Elles sont interdigitées avec les encaissants par endroits. La minéralisation massive con-

siste principalement en magnétite avec un peu d'ilménite, accompagnées d'une quantité variable de minéraux silicatés, surtout du clinopyroxène vert, pléochroïque et de la hornblende, avec localement du plagioclase (?) et du mica noir [lithofaciès M15(MG)]. La présence du clinopyroxène vert est caractéristique de la proximité de la minéralisation. La minéralisation massive est communément rubanée à l'échelle plurimillimétrique à pluricentimétrique. Ce rubanement est défini par des variations dans les proportions d'oxydes et de silicates. Certains niveaux, atteignant une épaisseur métrique, consistent essentiellement en clinopyroxène et en hornblende, avec un peu de magnétite disséminée. Cette roche contient rarement des traces de pyrite disséminée. Par endroits, des veinules de quartz s'injectent parallèlement au rubanement. La minéralisation massive est coupée par des dykes non déformés de pegmatite. Les bandes riches en magnétite sont en contact net avec leurs encaissants.

Les roches encaissantes sont de composition variable et comprennent principalement du gneiss granitique et du gneiss mafique (Dufresne, 1953 ; Boerner, 1954). Le gneiss granitique, selon nos observations, consiste pour plus de 70 % en niveaux de leucogranite (alaskite) granoblastique, rose clair et à grain fin à moyen. Ces niveaux sont généralement d'épaisseur pluricentimétrique bien que localement ils atteignent une épaisseur dépassant deux mètres. L'un des niveaux épais est bien folié. La présence de magnétite disséminée fait en sorte que le leucogranite est faiblement à modérément magnétique. Les niveaux minces s'injectent de façon lit-par-lit dans une roche mélanocrate composée de proportions variables de hornblende, de biotite et de magnétite. Ces niveaux sont d'épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique. L'abondance de magnétite augmente tout près du minerai massif. Le gneiss mafique semble représenter des zones plus riches en niveaux mélanocrates à hornblende $\pm$ biotite. Les contacts entre le gneiss granitique et le gneiss mafique semblent graduels (Boerner, 1954). Les niveaux riches en hornblende se présentent surtout à proximité du minerai ferrifère (Dufresne, 1953; Boerner, 1954). Les gneiss de la zone minéralisée sont bordés au NE par une unité de granodiorite bien foliée, d'épaisseur inconnue, mais probablement pluridécamétrique. La distance qui sépare la granodiorite des bandes de minerai massif est d'environ 100 m. La granodiorite contient des enclaves sous forme de radeaux de roche mafique, dont certaines montrent une foliation discordante à celle de l'encaissant granodioritique.

Les bandes de minerai massif et les encaissants gneissiques sont plissés isoclinalement. Dans le minerai massif, les plis sont mis en évidence par le rubanement compositionnel et par les veines de quartz lorsque présentes. La structure gneissique des encaissants est aussi plissée. Ce plissement s'est produit pendant les épisodes de déformation D_2 ou D_3 . Les axes de pli observés dans le secteur minéralisé plongent avec un angle faible à modéré soit vers

le SE ou vers le NW. La forme lenticulaire ou en demi-lune des amas de minéralisation massive sur la carte de Dufresne (1953) est vraisemblablement reliée aux effets du plissement isoclinal et à un autre épisode de plissement qui aurait remplissé les plis plus anciens.

Les niveaux de leucogranite (alaskite) qui s'injectent dans les gneiss encaissants pourraient être pré- ou synminéralisation. Leur style lit-par-lit suggère qu'ils se soient mis en place dans une roche fortement anisotrope issue des déformations D_1 ou D_2 . Ils auraient été déformés pendant les déformations D_2 ou D_3 , tout comme les bandes de minerai massif. La présence commune de magnétite disséminée dans le leucogranite suggère un lien avec la minéralisation. Le minerai massif n'est pas coupé par le leucogranite, fait qui suggère aussi que celui-ci est pré- à synminéralisation.

L'interprétation de l'époque évoquait une origine problématique, parce que la magnétite ne montrait apparemment aucune relation spatiale avec des roches anorthositiques. On parlait d'une association à des lithofaciès particuliers dans les gneiss granitiques encaissants, soit les gneiss riches en hornblende et les amphibolites. Selon Jenkins (1957), les lentilles riches en magnétite ont un lien avec les nombreux niveaux d'amphibolite à proximité. Boerner (1954) a suggéré que les bandes de minerai massif aient un lien génétique avec le gneiss mafique et que le minerai remplace la roche mélanocrate.

La minéralogie du minerai massif, principalement la magnétite, le clinopyroxène vert et la hornblende, suggère que le gîte soit semblable à un skarn ferrifère. Le clinopyroxène vert, en particulier, semble lié à une altération qui accompagne la mise en place de la magnétite. La proximité des lentilles de minerai massif aux gneiss contenant des niveaux abondants riches en hornblende est probablement significative. Nous pensons que la minéralisation et les altérations qui l'accompagnent (ex. clinopyroxène vert, veines de quartz) sont les témoins de fluides hydrothermaux ferrifères émanant d'un pluton felsique. On remarque que l'analyse d'un échantillon choisi de minerai massif a donné des valeurs fortement anormales en Y et en Nb, soit 181 ppm et 92 ppm, respectivement. Cette observation suggère que l'activité hydrothermale fût d'affinité alcaline.

L'interprétation voulant que le gîte ferrifère du lac Marmont puisse être d'origine hydrothermale est importante dans le contexte de la métallogénie régionale. La minéralisation de Fe-Cu-ÉTR de SOQUEM au nord du lac Manitou (22P/03) est aussi considérée comme étant hydrothermale par Perry et Raymond (1996). Les deux gîtes sont similaires sur certains aspects et très différents sur d'autres. Les similitudes importantes comprennent l'association des deux minéralisations à des bandes de leucogranite et la présence en commun de certaines altérations. Les deux minéralisations ont également une étendue plurikilométrique. Une différence majeure est la grande diversité du contenu métal et de la minéralogie dans les gîtes de SOQUEM et la simplicité relative de ceux-ci dans le gîte du lac Marmont.

Type 3c : Fe-P-Ti dans le gneiss mafique

L'unité de gneiss à orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende et d'amphibolite du Complexe de Manitou renferme ici et là des niveaux millimétriques à décimétriques enrichis en magnétite. De plus, la magnétite et l'apatite sont des composants minéralogiques communément disséminés dans la séquence gneissique. À environ 6 km à l'est de l'extrémité sud du lac Manitou, on a identifié un niveau boudiné de 10 à 80 cm d'épaisseur composé de 60 % de magnétite accompagnée d'un peu d'ilménite, de 10 % d'apatite et de 30 % de clinopyroxène vert bleuté (affleurement 96-3068, tableau 3). Il est possible que ces concentrations de magnétite $\pm$ apatite $\pm$ ilménite accompagnées de clinopyroxène soient d'origine hydrothermale comme les minéralisations de types 3a et 3b.

TYPE 5 : CU-ZN $\pm$ NI-AU-AG DANS LE PARAGNEISS GRAPHITEUX

Cinq sites minéralisés de ce type ont été répertoriés dans le feuillet 22I/14 (tableau 3). Trois sites minéralisés (affleurements 96-1160, 96-2249, 96-2251) se situent dans la bande de paragneiss grenatifère et de gneiss quartzofeldspathique grenatifère qui sépare les deux lobes anorthositiques à l'est du lac Manitou. Un quatrième site (96-1144) se situe dans le prolongement SW de cette bande. Les niveaux minéralisés sont typiquement enrichis en graphite (jusqu'à 1 % carbone graphitique) et sulfures. Le site 96-2534, près du contact avec le lobe nord-ouest de l'AHSP, est composé de gneiss à pyroxène-hornblende et de paragneiss grenatifère, et comporte un niveau sulfuré de 15 à 20 m d'épaisseur. Une analyse a donné 0,04 % Cu et 613 ppm Zn, soit la plus grande valeur en Zn obtenue parmi tous les échantillons prélevés dans le paragneiss graphiteux.

TYPE 6 : CU $\pm$ NI $\pm$ ZN $\pm$ PB $\pm$ AU TECTONOMÉTAMORPHIQUE

Plusieurs minéralisations de ce type ont été répertoriées aux abords du lac Manitou dans le feuillet 22I/14 (tableau 3). Ces minéralisations sont typiquement épigénétiques et composées majoritairement de sulfures concentrés par des processus tectoniques et/ou métamorphiques progrades ou rétrogrades. Des sulfures primaires ont pu être présents à ces endroits avant d'être mobilisés. Certaines minéralisations sont associées à des assemblages de minéraux métamorphiques de haut degré (faciès des granulites, ex. indice Mohcine) et d'autres à des associations minéralogiques de degrés métamorphiques moins élevés (faciès des amphibolites, ex. indice du ruisseau de l'Épinette; faciès des schistes verts, ex. indice Pelletier). Dans les derniers cas, il s'agit du rétro-métamorphisme du protolite. Le rétro-métamorphisme est communément associé à une déformation fragile, conduisant à la fracturation et à la cataclase du protolite. De plus, deux sites minéralisés (affleurements

97-5248 et 97-5250) sont situés dans le tracé d'une faille ductile majeure.

Les minéralisations sont logées dans divers protolites, comprenant le gneiss granulitique du Complexe de Manitou, les roches mafiques et felsiques du Complexe de Matamec et l'orthopyroxénite. La diversité des protolites et des roches environnantes expliquerait la variation compositionnelle des minéralisations. Dans certains cas (indices Mohcine et du ruisseau de l'Épinette), la minéralisation épigénétique semble s'ajouter à une minéralisation magmatique primaire ou bien représenter une mobilisation de cette dernière. Dans d'autres cas (indice Pelletier), la minéralisation est probablement entièrement épigénétique.

À l'indice Mohcine (affleurement 97-5239), un boudin d'orthopyroxénite, long d'au moins quelques mètres, contenait probablement une minéralisation magmatique primaire de faible teneur en Cu et Ni. Le métamorphisme semble avoir causé la redistribution du Cu et du Ni, particulièrement vers les bordures du boudin, ainsi que la recristallisation des sulfures. Une altération siliceuse épigénétique (veinules de quartz-magnétite) a pu ajouter du Zn (sphalérite?) à l'orthopyroxénite, cette substance provenant probablement des encaissants gneissiques.

À l'indice du ruisseau de l'Épinette (affleurement 97-5240), une minéralisation de Cu-Ni-ÉGP est logée dans une unité mafique-ultramafique déformée d'environ 15 m d'épaisseur localisée dans les gneiss quartzofeldspathiques rubanés du Complexe de Manitou. La minéralisation est logée dans une orthopyroxénite. Les pyroxènes dans les roches mafiques-ultramafiques sont fortement altérés en hornblende verte. L'épidote est commune localement. La minéralisation est sous forme de sulfures disséminés, en filets et semi-massifs, qui sont coupés par des veines pluricentimétriques de sulfures massifs. La magnétite est l'oxyde commun associé aux sulfures. Une partie de la minéralisation disséminée à semi-massive a pu être d'origine primaire magmatique. Les veines de sulfures massifs forment un stockwerk mis en place dans des fractures résultant d'une déformation fragile. Une altération rétrograde est associée à la mise en place des veines. Ainsi, les éponges des veines sont altérées en hornblende verte, amphibole incolore et autres minéraux à grain très fin.

Dans le cas de l'indice Pelletier (affleurement 97-5151), la minéralisation se retrouve dans un protolite gneissique très altéré (silicifié surtout), localement cataclaté et fracturé. Le protolite altéré est composé de quartz, plagioclase, chlorite, épidote, titanite et hématite. Cette roche est envahie par un stockwerk de veines de quartz laiteux. La minéralisation cuprifère (pyrite, chalcoppyrite) est logée principalement dans les veines. Localement, la roche altérée contient aussi une minéralisation disséminée.

Les mylonites qui se trouvent dans la zone de faille située le long du contact oriental des gabbro-norites du Complexe de Matamec (coin sud-ouest du feuillet 22I/14) contiennent une minéralisation de sulfures et de graphite disséminés, à grain fin (affleurements 97-5248 et 97-5250).

Cette zone de faille correspond à une anomalie EM régionale importante indiquée par le levé géophysique aéroporté du MRN (Dion, D.-J. et Scintrex, 1997a et 1997b). On présume que l'origine des sulfures et du graphite est liée à la circulation de fluides dans la zone de cisaillement ductile. Le graphite, logé dans des plans de foliation espacés, est peut-être tardicinématique.

Deux autres minéralisations de ce type ont été découvertes près des rives du lac Manitou (nos. *Cogite* 22I/14-1 et 22I/14-3, *tableau* 3). Elles montrent des valeurs métalliques faibles et sont logées dans une amphibolite « broyée », dans des diaclasses ou bien près d'une zone de faille (Jenkins, 1957). Dans un cas, les sulfures (pyrite, chalcopryrite) se présentent dans des veinules de moins de 1 cm d'épaisseur.

Les minéralisations de *type* 6 titrent jusqu'à 0,2 % Ni, soit les teneurs les plus faibles des minéralisations nickélicifères (figures 15b et 15d). Leurs teneurs en Cu sont plus variables; plusieurs échantillons donnent moins de 0,7 % Cu et un échantillon atteint 4,3 % (indice Pelletier). L'indice Mohcine se révèle enrichi en Zn, donnant 0,3 % à l'analyse. Nos échantillons ne sont pas anomaux en or.

Des échantillons des indices Mohcine et du ruisseau de l'Épinette donnent des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de -0,1 et de -2,5 per mil, respectivement. Cette dernière valeur est la plus basse de tous les échantillons analysés provenant des feuillets 22I/13 et 22I/14. Les valeurs de S/Se sont de 28 000 et de 213 000 pour les deux indices, respectivement, indiquant un appauvrissement en Se. Ces résultats suggèrent que le soufre dans les sulfures de *type* 6 est d'origine crustale.

TYPE 7 : MINÉRALISATIONS NON CLASSIFIÉES

Une minéralisation répertoriée dans le feuillet 22I/14 a été regroupée dans le *type* 7. Il s'agit d'un petit affleurement (1 m x 0,5 m) minéralisé en cuivre (affleurement 96-1061) situé dans l'encaissant de l'AHSP, à 600 m de son contact. On y voit des sulfures disséminés dans un gneiss mafique granulitique à plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende $\pm$ biotite $\pm$ grenat. L'unité de gneiss, dont l'origine est incertaine, est subparallèle au contact du massif. Un échantillon choisi a donné 0,14 % Cu, 0,02 % Ni, 0,01 % Co et 0,02 % Zn. Les valeurs en ÉGP sont basses.

Conclusions

La Province de Grenville contient une très grande variété de types de gîtes. Cette variété est fonction des différents environnements géologiques et tectoniques, ainsi que de leur âge (Sangster *et al.*, 1992). La région couverte par le projet Manitou recèle un nombre, une variété et une qualité impressionnants de minéralisations. Ce fait est un reflet de la diversité et de la complexité géologiques de la région.

Dans la Province de Grenville, plusieurs massifs anorthositiques contiennent des minéralisations de Cu-Ni-Co. À titre d'exemples, on peut citer les massifs de Morin, de Shawinigan, de Lac-Saint-Jean, de Lac Vaillant, de Rivière-Pentecôte, de Berté, de Tortue et de Havre-Saint-Pierre (Clark, 1998). Les massifs anorthositiques de Harp Lake et de Michikamau, dans la Province de Churchill, contiennent également des indices. La majorité des minéralisations se situent près des bordures des massifs, soit dans des bandes de pyroxénite, ou dans des intrusions mafiques-ultramafiques olivinifères litées. Traditionnellement, les massifs anorthositiques n'ont pas été considérés comme des environnements très favorables pour les minéralisations importantes de Cu-Ni-Co (Ryan *et al.*, 1995; Sangster *et al.*, 1992). Toutefois, depuis la découverte en 1994 du gisement de Voisey's Bay (Labrador) en bordure d'une intrusion troctolitique associée à la Suite plutonique de Nain, les massifs anorthositiques sont devenus une cible majeure d'exploration pour le Cu-Ni-Co. La découverte de l'indice du lac Volant (feuillet 22I/13; Perreault *et al.*, 1996) a stimulé davantage l'intérêt pour le potentiel en Cu-Ni-Co de la Province de Grenville. Cette vague d'exploration a permis de découvrir plusieurs nouveaux indices, dont ceux des massifs anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue (*type* 1a) et l'indice Virginia dans un dyke mafique au SE du lac Bigot (*type* 1c), tous décrits dans le présent rapport ou dans celui portant sur le feuillet 22I/13 (Gobeil *et al.*, 1999).

Le *type* 3b, un autre type de minéralisation importante dans le feuillet 22I/14, a comme exemple le gîte de Fe-Ti du lac Marmont, qui s'est probablement mis en place à partir de fluides hydrothermaux ferri-fères. Certaines similitudes, telles que les roches hôtes, les altérations et une étendue plurikilométrique, suggèrent un lien génétique avec les minéralisations de Fe-Cu-ÉTR localisées dans le feuillet 22P/03 au nord de la présente région. Ces minéralisations sont généralement associées à des anomalies magnétiques très importantes.

Les minéralisations de Cu $\pm$ Ni $\pm$ Zn $\pm$ Pb $\pm$ Au tectonométamorphiques (*type* 6) dans les feuillets 22I/13 et 22I/14 sont liées au métamorphisme (faciès des granulites au faciès des schistes verts) et/ou à l'altération hydrothermale du protolite. Elles sont de forme et de composition variables. Ce fait est probablement dû aux variations des compositions du protolite, de la minéralisation préconcentrée (s'il y a lieu) et des fluides hydrothermaux, ainsi qu'aux variations des conditions métamorphiques. La majorité des exemples dans le feuillet 22I/14 se trouvent dans l'axe du lac Manitou, suggérant également un contrôle structural. Dans le cas de l'indice du ruisseau de l'Épinette, la minéralisation semble représenter la mobilisation et la reconcentration d'une minéralisation de Cu-Ni-Co syngénétique, logée dans une roche mafique. Dans le cas de l'indice Pelletier, la minéralisation de Cu est épigénétique et liée à une altération hydrothermale forte (silicification principa-

lement) à des températures relativement basses. Les minéralisations aux affleurements 96-1344 et 96-440 dans le feuillet 22I/13 sont logées dans une faille ductile majeure; celle de l'affleurement 96-1344 est associée à une altération hydrothermale forte (silicification, entre autres) qui s'est produite sous les conditions rétrogrades du faciès des schistes verts. L'aspect aléatoire de ce type de minéralisation est représenté par l'indice Mohcine. Présumément, celui-ci était originellement une minéralisation de sulfures magmatiques à faibles teneurs en Cu et en Ni logée dans un niveau de pyroxénite; maintenant ce niveau est boudiné et les sulfures sont enrichis surtout en Zn.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHÉV, L., 1985 – Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-02, carte 2000, échelle 1:1 500 000.
- BEAUMIER, M., 1989 – Cartes géochimiques des sédiments de lac, région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89 46.
- BLAIS, R., 1960 – Région de Wacouano-Waco, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 96, 63 pages.
- BOERNER, A.E., 1954 – Report on Gad Lake claims. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-02718.
- CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 1997 – Lac à l'Aigle (22 P/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI22P03-C3G-97K.
- CHOINIÈRE, J., 1987 – Géochimie des sédiments de lac - région de Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-18.
- CLARK, T., 1998 – Un aperçu du potentiel du Grenville québécois pour des gîtes de Ni-Cu±Co±EGP. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-01, 9 pages.
- CLARK, T. - GOBEIL, A., 1996 – Indices minéralisés de Cu-Ni-Co±EGP±Au près du Petit lac Manicouagan et de la rivière Sainte-Marguerite, Plateau de Manicouagan (22O/10, 22O/11, 22O/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-41.
- CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S., 1997 – Projet Manitou (phase 2) : Métallogénie de la région des lacs Nipisso (22I/13), Manitou (22I/14), à l'Aigle (22P/03) et Canatiche (22P/04), et de la rivière Baune (22P/02). Dans : Programme et résumés, 1997, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles; DV 97-03, page 36.
- CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - PERREAULT, S. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H., 1996 – Nouveaux indices de Cu-Ni-Co dans les complexes anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et du lac Tortue (Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-07, 7 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1998 – Structure du secteur Manitou - Travaux de terrain 1997. Rapport inédit soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi, avril 1998; 22 pages.
- DAVID, J. - PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal, avril 1997; 88 pages.
- DAVIDSON, A., 1996 – Geology of Grenville Province. Geological Survey of Canada; Open file 3346, scale 1:2 000 000.
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997a – Données numériques en profil du levé électromagnétique hélicoptère du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-01X (disque optique compact).
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997b – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-04.
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997c – Données numériques en profil du levé électromagnétique hélicoptère du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-02X (disque optique compact).
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997d – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-06.
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997e – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Cacaoni (22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-08.
- DION, D.-J. - SCINTREX LTÉE, 1997f – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Brézel (22I/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-07.
- DUFRESNE, C., 1953 – Report on the Gad Lake claims, Saguenay County, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-2247.
- ECKSTRAND, O.R. - HULBERT, L.J., 1987 – Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. Dans : Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada; Programme et résumés, volume 12, page 40.
- EMO, W.B., 1956 – Région du lac Mule, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-324.
- EMSLIE, R.F. - HUNT, A.P., 1990 – Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockites suites associated with massif anorthosite, Grenville Province. Journal of Geology; volume 98, pages 213-233.
- FAESSLER, C., 1945 – Région de Moisie, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 21, 16 pages.
- GOBEIL, A., 1995 – Géologie de la région de la rivière Sainte-Marguerite (Phase 1), feuillets SNRC 22O/10, Lac Boudart (demie ouest) et 22O/11, Montagne Blanche (demie est). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-45, 14 pages.
- GOBEIL, A., 1996a – Géologie de la région du lac Lacoursière (22 N/08). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-03.
- GOBEIL, A., 1996b – Géologie de la région du lac Grandmesnil (22 O/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-04.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - DAVID, J. - MACHADO, N. - DION, D.-J., 1997a – Le projet Manitou : état des connaissances.

- ces géologiques et métallogéniques. *In* : «Vers de nouvelles découvertes», Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03, page 13.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 1997b - Rivière Baune (22P/02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI22P02-C3G-97K.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.J., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19.
- GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. *In* : Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region (T.S. BREWER, editor). Geological Society; Special Publication N°112, pages 197-218.
- GOWER, C.F. - HEAMAN, L.M. - LOVERIDGE, W.D. - SHÄRER, U. - TUCKER, R.D., 1991 - Grenvillian magmatism in the eastern Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 51, pages 315-336.
- GOWER, C.F. - JAMES, D.T. - NUNN, G.A.G. - WARDLE, R.J., 1995 - The eastern Grenville Province. *In* : A workshop on the Geology and Mineral Deposits of Labrador : A guide for the Exploration Geologist (compiled by R.J. WARDLE). Workshop handout, Geological Survey, Newfoundland Department of Natural Resources, pages 73-101.
- GREIG, E.W., 1945 - Région du lac Matamec, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 22, 31 pages.
- GRENIER, P.E., 1952 - Région de la rivière Nipissis, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-272.
- GRENIER, P.E., 1953 - Rapport sur les claims du lac Gad, Comté de Saguenay, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-2360.
- GROSS, G.A., 1996 - Mafic intrusion-hosted titanium-iron. *In* : Geology of Canadian Mineral Deposit Types (O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, éditeurs). Commission géologique du Canada; Geology of Canada, volume no. 8, pages 573-582 (aussi Geological Society of America; The Geology of North America, volume P-1).
- HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1996 - Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 79, pages 327-346.
- HOGAN, H.R., 1971 - Rivière Nipissis - lac Nipisso, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 142, 43 pages.
- JENKINS, J.T., 1956 - Région de la rivière Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec. RP 326, 8 pages.
- JENKINS, J.T., 1957 - Région du lac Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec. RP 349, 8 pages.
- KLUGMAN, M.A., 1954 - Région de Charpeney-Coopman, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec. RP 296, 8 pages.
- KLUGMAN, M.A., 1955 - Région de Bailloquet, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec. RP-313, 7 pages.
- MACHADO, N. - MARTIGNOLE, J., 1988 - First U-Pb age for magmatic zircons in anorthosites : the case of the Pentecôte intrusion in Quebec. *In* : Programme de la réunion annuelle conjointe GAC-MAC 1988; volume 13, page A76.
- MAISONNEUVE, S. - FRANCOEUR, G., 1998 - Projets Volant et Matamec : rapport final des travaux d'exploration Ni-Cu réalisés par Mines d'Or Virginia inc. dans le secteur du lac Volant (Sept-Îles) au cours de l'été 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56328.
- MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - NANTEL, S., 1993 - Timing of Intrusion and Deformation of the Rivière-Pentecôte Anorthosite (Grenville Province). *The Journal of Geology*; volume 101, pages 652-658.
- NABIL, H., 1998 - Caractérisation de la minéralisation de Ni-Cu-Co du lac Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 160 pages.
- NALDRETT, A.J., 1989 - Magmatic sulfide deposits. Oxford monographs on geology and geophysics, n°14. Oxford University Press, Oxford; 186 pages.
- NANTEL, S. - MARTIGNOLE, J., 1991 - Le complexe anorthositique de Rivière-Pentecôte (Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-02, 83 pages.
- MCPHEE, D.S., 1958 - Région du lac Éric, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-369.
- PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - DION, D. - J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P., 1996 - Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06, 12 pages.
- PERREAULT, S. - GAUDREAU, R., 1997 - Territoire de la Province de Grenville. *In* : Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-01, pages 47-58.
- PERRY, C. - RAYMOND, D., 1996 - Le projet Nipissis de SOQUEM-IOC : un nouveau type de minéralisation cuprifère sur la Côte-Nord. *In* : «Vers de nouvelles découvertes», Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 96-02, page 16.
- RIVERS, T., 1995 - Lithotectonic elements of the Grenville Province. *In* : Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of 1994 Transect Meeting (compiled by J. WARDLE and J. HALL). Lithoprobe Report N° 45, University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, pages 159-199.
- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RYAN, B. - WARDLE, R. - GOWER, C. - NUNN, G., 1995 - Nickel-copper sulfide mineralization in Labrador : the Voisey Bay discovery and its exploration implications. Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador; Current Research, Report 95-1, pages 177-204, plus addendum.
- SANGSTER, A.L. - GAUTHIER, M. - GOWER, C.F., 1992 - Metallogeny of structural zones, Grenville Province, northeastern North America. *Precambrian Research*; volume 58, pages 401-426.

SHARMA, K.N.M. - FRANCONI, A., 1975 – Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville 1970). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 163, 73 pages.

STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists, Amsterdam; volume 12, pages 1-33.

VAN BREEMEN, O. - HIGGINS, M.D., 1993 – U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite

Complex, Grenville Province, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 30, pages 1453-1457.

VILLENEUVE, S., 1996 – Rapport de travaux, propriétés Petite rivière Manitou, bloc 2 et bloc 3, Côte-Nord, Québec, Canada par GéoNova Explorations Inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55425.

TABLEAU 3 - Indices et sites minéralisés de la région du lac Manitou (22 I/14). Localisation sur la figure 14.

No(s), d'affleurement(s)	96-75, 97-5055, 97-5056	96-100	96-116	96-430	96-1044	96-1052, 96-5171	96-1055	96-1061	96-1126, 97-5054	96-1144	96-1160
No. Cogite											
Nom						zone 11 (GéoNova)	zones 4, 6, 10 (GéoNova)				
Indice (I) ou site (S)	I	S	S	S	S	I	I	I	S	S	S
Type	1a	1a	1a	1a	1a	1a	1a	7	1a	5	5
Métaux	Cu, Ni, Co, Zn	Zn, Cu, Co, Ni	Zn, Cu, Ni, Co	Ni, Cu, Zn, Co	Cu, Ni	Cu, Ni, Co, Pd, Pt	Cu, Ni, Co	Cu, Ni, Zn, Co	Cu, Ni, Zn, Co	Cu, Zn	Zn, Cu
Minéraux	PO, CP, PN, PY	PO	PO	PY	SF	PO, CP, PY, PN, IM	PO, CP	SF	PO, CP, PY, MG	GP, SF	GP, SF
Distribution de la minéralisation	SD	SD	SD	SD	SD	SD	SD et SF en veines ou veinules (PO, CP); CP massive (3 cm)	SD	SD	SD	SD
Roche porteuse	I4E	I4B	I4B	I3B	I3J	I4E	I3G, I3J, GR	M1 (M ⁷) (gneiss mafique)	I4E	M12	M4, M5
Analyse	0,11 % Cu; 0,08 % Ni; 0,02 % Co; 0,02 % Zn	0,02 % Zn; 51 ppm Cu; 49 ppm Co; 34 ppm Ni	0,04 % Zn; 0,02 % Cu; 0,02 % Ni; 0,01 % Co	0,02 % Ni; 0,01 % Cu; 0,01 % Zn; 48 ppm Co	0,03 % Cu; 0,01 % Ni	2,24 % Cu; 0,77 % Ni; 0,24 % Co; < 10 ppb Pd; < 20 ppb Pt; 20 ppb Au (Villeneuve, 1996)	2,01 % Cu; 0,68 % Ni; 0,09 % Co; 304 ppb Pd; 152 ppb Pt; 0,01 % Co (Villeneuve, 1996)	0,14 % Cu; 0,02 % Ni; 0,02 % Zn; 0,01 % Co	0,05 % Cu; 0,03 % Ni; 0,02 % V; 0,02 % Zn; 0,01 % Co	0,02 % Cu; 70 ppm Zn	116 ppm Zn; 90 ppm Cu; 0,19 % Cgr
Autres caractéristiques	Corps plurimétriques plissés de I4E à SF	Niveaux décimétriques de I4B à SF	Niveaux décimétriques de I4B à SF			Jusqu'à 360 ppb Pd; 200 ppb Pt dans d'autres échantillons	Absence de I4B? Autre analyse : 0,48 % Cu; 0,16 % Ni; 0,05 % Co; 268 ppb Pd; 20 ppb Au (Villeneuve, 1996)		Bandes plissées de I4E à SF		
Contrôles principaux de la minéralisation	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie

Explications : Ligne « Métaux » : Cu, teneur > seuil d'indice minéralisé (= « indice minéralisé », I); Cu, teneur < seuil d'indice minéralisé (= « site minéralisé », S)

Abréviations : Ech., échantillon; Ind., indice; SF, sulfures; SD, sulfures disséminés; SR, sulfures réticulés; SSM, sulfures semi-massifs; SM, sulfures massifs; OD, oxydes disséminés; OR, oxydes réticulés; OM, oxydes massifs. Les abréviations des roches et des minéraux sont celles du SIGEOM (MB 96-28).

TABLEAU 3 (suite)

No(s). d'affleurement(s)	96-1195, 97-5203	96-1450, 97-5047, 97-5048, 97-5060	96-2249	96-2251	96-2534	96-3046, 96-3075, 97-5252, 97-5253	96-3068	96-4321	96-5033, 96-5176	97-5151	97-5192
No. Cogîte Nom		Ind. Hassan								Ind. Pelletier	lac Marmont (secteur nord)
Indice (I) ou site (S)	I	I	S	S	S	I	S	S	S	I	I
Type	Ia	Ia	S	S	S	Ia	3c	Ia	Ia	6	3b
Métaux	Cu, Ni, Co	Cu, Ni, Co, Pd, Pt, Au	Ni, Cu, Zn, Co, C	Cu, Zn, C	Zn, Cu, Ni, Co	Cu, Ni, Co	Fe, P, Ti	Ni, Cu, Zn, Co	Ni, Cu, Zn, Co	Cu	Fe, Ti
Minéraux	PO, CP	PO, CP, PN, PY, IM	GP, SF	GP, SF	SF	PO, CP	MG, AP, IM	PO, PY	PO, CP, PY	PY, CP	MG, CX, HB, QZ
Distribution de la minéralisation	SD	SD, SR, SSM, SM: veines et amas de SM	SD	SD	SD	SD à SSM, avec concentrations locales de CP; veine (10 cm) de SM; veinules de CP	OD, OR; AP disséminée	SD	SD	SD dans veines de QZ et dans roche altérée; placage de PY	Lentilles de OM, encaissants altérés
Roche porteuse	I3A	I4E	M5, GR, GP	M5, GR, GP	M5	I4E	M1	I4B	I3J, I3Q, I4B	M15(QZ, CLEP); R1(QZ)	M15(MG, CX); M6, HB; I3G-I3J
Analyse	0,12 % Cu; 0,03 % Ni; 0,01 % Co	Jusqu'à 5,66 % Cu; 0,70 % Ni; 0,12 % Co; 348 ppb Pd; 164 ppb Pt; 100 ppb Au dans divers échantillons (Villeneuve, 1996)	0,02 % Ni; 0,01 % Cu; 0,01 % Zn; 50 ppm Co; 1,04 % Cgr	0,01 % Cu; 61 ppm Zn; 42 ppm Ni; 21 ppm Co; 0,58 % Cgr	0,06 % Zn; 0,04 % Cu; 0,02 % Ni; 0,01 % Co	3,07 % Cu; 0,92 % Ni; 0,10 % Co; 924 ppb Pt; 528 ppb Pd; 392 ppb Au (Villeneuve, 1996)	0,01 % Zn; 0,01 % Cu; 46 ppm Ni; 16 ppb Pt; 15 ppb Pd	0,04 % Ni; 0,03 % Cu; 0,03 % Zn; 0,01 % Co	0,08 % Ni; 0,06 % Cu; 0,02 % Zn; 0,02 % Co	4,31 % Cu; 106 ppm Co; 60 ppm Zn; 58 ppm Ni	50,6 % Fe; 15,8 % SiO ₂ ; 2,38 % TiO ₂ ; 0,91 % P ₂ O ₅ ; 347 ppm Zn; 297 ppm V; 191 ppm Zr; 181 ppm Y; 92 ppm Nb; 75 ppm Ce; 22 ppm La (éch. MRN)
Autres caractéristiques		Bande déformée de I4E à SD de 1-16 m d'épaisseur; amas métriques de SM		Niveaux à GP pluridécimétriques	Niveau de gneiss rouillé de 20 m d'épaisseur		10-80 cm d'épaisseur; boudiné; séquence de gneiss à PX-HB, d'amphibolite et de roches felsiques		De nombreux lits sulfurés d'épaisseur centimétrique	Forte altération en quartz-chlorite-épidote; veines de quartz minéralisées	Roche rubanée; rapport MG/CX variable
Contrôles principaux de la minéralisation	Lithologie	Lithologie, fracturation, (re)mobilisation de SF	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie, fracturation, (re)mobilisation de sulfures	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Fracturation, altération rétrograde	Lithologie, structure

TABLEAU 3 (fin)

No(s). d'affleurement(s)	97-5193	97-5239	97-5240	97-5248	97-5250	97-5281, 97-5282, 97-5283, 97-5284	97-5285	98-5075, 98-5110, 98-5114		221 14-1	221 14-3
No. Cogite										Lac Manitou-1.	Lac Manitou-2.
Nom		Ind. Mohcine	Ind. du ruiss. de l'Épinette					Gîte du lac Marmont	zones 8, 9 (GéoNova)		
Indice (I) ou site (S)	S	I	I	S	S	I	I	I	I	S	S
Type	2b	6	6	6	6	1a	1a	3b	1a	6	6
Métaux	Fe	Zn, Cu, Ni	Cu, Ni, Co, Pd	Pas d'information	Pas d'information	Cu, Ni, Co	Cu, Ni, Co	Fe, Ti	Cu, Ni, Co	Cu	Cu, Ni, Pb
Minéraux	MG	PO, MG, CP, PY, IM, SP	PO, PY, MG, CP, PN	GP, SF	GP, SF	PO, CP, PN, PY, IM	PO, CP, PN, PY, IM	MG	SF	PY, CP	PY, CP
Distribution de la minéralisation	rubans de MG, 1 mm à 3 cm d'épaisseur	SD à SR dans I4E; SF et MG dans veinules de QZ	SD, SR, SSM; veines tardives de SM	SD fins; graphite dans plans espacés de foliation	SD fins; graphite dans plans espacés de foliation	SD, SR, SSM; concentrations locales de CP dans SSM; amas et veines de SM	SD, SR, SSM	4 lentilles de longueur plurimétrique formées de OM, OD	pas d'information	Veinules de PY, CP	Veinules de PY, CP
Roche porteuse	I3G, I3P	I4E	I4E	T2B(I1)	T2	I4E(PG)	I4E	M6, HB, I3G-I3J	pas d'information	M16	M16
Analyse		0,30 % Zn; 0,05 % Cu; 0,02 % Ni	0,62 % Cu; 0,18 % Ni; 0,06 % Co; 96 ppb Pd; 43 ppb Pt; 36 ppb Au			0,27 % Cu; 0,21 % Ni; 0,05 % Co; 18 ppb Au (SD); 1,01 % Ni; 0,15 % Cu; 0,15 % Co (SM)	0,16 % Cu; 0,15 % Ni; 0,03 % Co; 10 ppb Au	teneur moyenne des 4 lentilles : 54,58 % Fe; 0,87 % TiO ₂ ; 0,047 % P; 0,24 % Mn (Boerner, 1954)	0,76 % Cu; 0,13 % Ni; 0,04 % Co (Villeneuve, 1996)		0,05 % Cu; 0,02 % Ni; 0,03 % Pb (Jenkins, 1957)
Autres caractéristiques	Minéralisation déformée, plis isoclinaux	Boudin plurimétrique de pyroxénite dans gneiss	Unité mafique-ultramafique dans gneiss; altération rétrograde forte	Mylonite porphyro-clastique rouillée	Mylonite rouillée	Plissement isoclinal des encaissants immédiats		Minéralisation déformée		L'amphibolite est broyée (Jenkins, 1957)	L'amphibolite est broyée (Jenkins, 1957)
Contrôles principaux de la minéralisation	Lithologie	Lithologie, déformation ductile, fracturation, altération siliceuse	Lithologie, fracturation, métamorphisme rétrograde	Déformation ductile, fluides syncinématiques	Déformation ductile, fluides syncinématiques	Lithologie, fracturation, remobilisation postcinématique de SF	Lithologie, (re)mobilisation de SF	Lithologie, structure inconnue	Déformation fragile, circulation de fluides	Déformation fragile, circulation de fluides	



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines