

RG 2002-01

Géologie de la région du lac De La Blache, 22K/03 et 22K/04

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2002-01

Géologie de la région
du lac De La Blache
(22K/03 et 22K/04)

André Gobeil
Claude Hébert
Thomas Clark
Marc Beaumier
Serge Perreault

Accompagne les cartes
SI-22K03-C3G-02C
SI-22K04-C3G-02C



Gneiss droit caractérisant la faille orientée NNE-SSW qui marque le contact entre la Suite plutonique de De La Blache à l'ouest et les gneiss du Complexe de Hulot à l'est.

Géologie de la région du lac De La Blache (22K/03 et 22K/04)

André Gobeil
Claude Hébert
Thomas Clark
Marc Beaumier
Serge Perreault

RG 2002-01

(Accompagne les cartes SI-22K03-C3G-02C et SI-22K04-C3G-02C)

RÉSUMÉ

La région cartographiée à l'échelle 1 : 50 000 au cours de l'été 2000 se situe à 140 km au NNW de Baie-Comeau. La partie est de la région est occupée par le réservoir Outardes 4.

Toutes les roches appartiennent à la ceinture allochthone polycyclique de la province de Grenville. On y trouve :

a) des intrusions de composition variée allant des monzonites aux granites ou leurs équivalents charnockitiques. Ces roches se sont mises en place avant ou pendant le dernier épisode de déformation régionale, marqué par une tectonique en raccourcissement et en chevauchement. Elles ont percé à travers un couvert de roches supracrustales dont il ne reste que quelques lambeaux de faibles dimensions représentés par des gneiss variés, des paragneiss alumineux et des roches calcosilicatées. Toutes ces roches sont foliées ou gneissiques. Elles sont métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites.

b) la Suite plutonique mafique de De La Blache. Cette suite est constituée de deux assemblages bien individualisés tant par leur géographie que par leur lithologie; le cœur de la masse est constitué de roches de granulométrie grossière représentées par des anorthosites, des leucotroctolites ou des leuconorites; elles forment une antiforme plongeant vers l'est. Cet assemblage est ceinturé par une frange de roches de granulométrie fine à moyenne constituées principalement de gabbronorite, de leuconorite et localement de péridotite et de pyroxénite.

c) des roches de composition variée mises en place après la déformation régionale. Ce sont des gabbronorites, des gabbros, des mangérites ou des granites. Elles forment des masses de faibles dimensions et des dykes qui coupent les deux premiers ensembles.

Outre le plissement et le chevauchement régional, les autres éléments structuraux importants sont les zones de mylonites à linéation subhorizontale affectant la frange de gabbronorite de la Suite plutonique mafique de De La Blache. On note également des zones de mylonites orientées NNE-SSW, des déformations tardives par rapport aux mylonites E-W.

Du point de vue de l'économie, la Suite plutonique mafique de De La Blache apparaît comme une cible pour la recherche de gîtes cupro-nickélifères ou de fer titané. En plus des indices déjà connus, les anomalies géochimiques de fonds de lacs font ressortir d'autres cibles potentielles où les travaux de cartographie ont d'ailleurs mis en évidence d'importantes masses de roches mafiques et ultramafiques.

PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géologiques

Robert Marquis

Document accepté pour publication le 11 janvier 2002

Lecture critique

Réal Daigneault

Pierre Verpaelst

Édition et mise en pages

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Charlotte Grenier

Paul Brouillette

Nathalie Drolet

Supervision technique

A. Beaulé

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
But du travail	5
Localisation et accès	5
Physiographie	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	7
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	7
DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES	7
Introduction	7
Complexe de Hulot	7
Faciès gneissique	8
Le gneiss tonalitique à dioritique et les gneiss associés (pPmPulo1)	8
Faciès ignés	9
Enderbite foliée à gneissique (pPmPulo2)	9
Tonalite à diorite foliée à gneissique (pPmPulo3)	9
Granite-monzonite mégacristique, folié, rapakivique (pPmPulo4)	9
Granite folié (pPmPulo5)	10
Charnockite foliée (pPmPulo6)	10
Brèche à matrice mangéritique (pPmPulo7)	10
La Suite plutonique mafique de De La Blache(mPbla)	10
Introduction	10
Structuration interne	10
Les roches anorthositiques et leucotroctolitiques	11
L'anorthosite (mPbla1)	11
La leucotroctolite (mPbla2)	13
Leucotroctolite, troctolite, leuconorite, norite (mPbla3)	13
L'anorthosite à globules (mPbla4)	13
Magnétite ilménitifère (mPbla5)	13
Les roches de bordures	14
Le gabbronorite (mPbla6)	14
Les roches ultramafiques (mPbla7 et mPbla8)	14
La mangérite (mPbla9)	15
La brèche du lac Playboy(mPbla 10)	15
Les intrusions tardives	15
Mangérite mégacristique(I2Oa)	15
Mangérite folié (I2Ob)	15
Mangérite mégacristique massive à foliée (I2Oc)	16
Gabbronorite, norite, leuconorite, troctolite (13Qa)	16
Dykes mafiques	16
Dykes felsiques	16
Pegmatite (I1G)	16
Dykes de Granite (I1BGS, I1B)	17
GÉOLOGIE STRUCTURALE	17
Éléments structuraux	17
Foliation	17

Gneissosité	17
Linéations	17
Litage, foliation et linéation dans la SPDLB	17
Analyse structurale	18
Domaines 1 à 5	18
Zones de déformation	21
Contacts nord et sud de la SPDLB	21
Les zones de cisaillement NNE-SSW	21
Interprétation	21
Métamorphisme	22
GÉOCHIMIE	23
Géochimie de fonds de lacs	23
Analyses	23
Historique	23
Présentation des données	24
Observations	24
Domaine géochimique à teneurs faibles en nickel	24
Domaine géochimique à teneurs élevées en nickel	26
Lithogéochimie	26
Analyses de roches :	26
Les roches felsiques	27
Discrimination tectonique et interprétation	29
Roches anorthositiques et mafiques	29
Discrimination tectonique	33
Interprétation	33
GÉOCHRONOLOGIE	33
Introduction	33
Discussion des résultats :	34
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	36
Introduction	36
Type 1 – Minéralisations de sulfures de Ni-Cu magmatiques	36
Type 1a – Sulfures de Ni-Cu dans ou associés à des massifs anorthositiques-troctolitiques : indices Outardes (bloc nord), Outardes (bloc sud) et Thibault (sud); sites Boudrias (Est), Doyon et autres	36
Type 1b – Sulfures de Ni-Cu dans des intrusions tholéïtiques diverses	43
Type 2 – Minéralisations d’oxydes de Fe-Ti magmatiques	43
Type 2a – Oxydes (et sulfures mineurs) associés aux roches ultramafiques-mafiques ferrifères : Boudrias (ouest) et autres	43
Type 2b – Oxydes associés aux anorthosites : Hervieux-Ouest, Hervieux-Est, lac Schmoor, De La Blache-Est et autres	44
Type 3 – Minéralisations d’uranium, de thorium et d’éléments des terres rares dans les pegmatites granitiques	45
CONCLUSION	45
RÉFÉRENCES	46
ANNEXE	48

INTRODUCTION

But du travail

Ce rapport présente les résultats d'un projet de cartographie géologique et de compilation qui a été effectué au cours de l'été 2000 dans la région du réservoir Outardes 4 au NNW de Baie-Comeau. Ce levé portait sur les feuillets SNRC 22K/03 (lac Hulot) et la demie est du feuillet 22K/04 (lac Praslin)(Figure 1). La demie ouest du feuillet 22K/04 a été compilée à partir des résultats des travaux de Franconi *et al.* (1975) dans la région des rivières Betsiamites et Moisie en 1968 et 1969. Ce projet s'insère dans le programme de cartographie géologique de la région de la Côte-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec. L'objectif principal de ce programme vise à améliorer la connaissance du potentiel minéral de la région dont le niveau d'exploration est nettement insuffisant pour assurer la diversification de son industrie minérale. Ce rapport intègre les données du présent levé aux données déjà existantes; il contient une synthèse des données géologiques et gîtologiques et des modèles pour orienter les travaux d'exploration vers les secteurs les plus prometteurs.

Localisation et accès

Les travaux de terrain à l'échelle 1 : 50 000 couvrent une superficie d'environ 1500 km² limitée par les latitudes 50°00' et 50°15' et les longitudes 69°00' et 69°45'. Le centre de la région est situé à environ 140 km au NNW de Baie-Comeau. Le secteur est accessible à partir de Baie-Comeau au moyen de la route R0901 (Figure 1) qui traverse la région selon une orientation plus ou moins NS. De nombreuses routes forestières secondaires se rattachent à cette dernière et assurent un accès adéquat à la partie centrale et nord-ouest de la région. La partie est est occupée par le réservoir Outardes 4 de l'Hydro-Québec qui facilite l'accès à tout le secteur. Enfin, la partie sud-ouest, à l'ouest du lac De La Blache, a été rasée par un incendie de forêt au début des années 90. Il n'y a donc pas eu d'exploitation forestière dans ce secteur qui n'est accessible que par hélicoptère.

Physiographie

La région cartographiée se trouve près de la limite sud du Bouclier canadien. L'uniformité générale dans l'altitude des sommets est une indication qu'on est en présence d'une ancienne pénéplaine faiblement inclinée vers le sud qui correspond au niveau ou tout près du niveau des présents sommets. En général, le territoire levé est une haute terre soit ondulée, soit accidentée et disséquée par un réseau de fractures localement bien développé et par les vallées des rivières Betsiamites, Praslin et Outardes. L'ensemble peut être divisé en sous-ensembles locaux qui reflètent, en gé-

ral, la nature du socle rocheux de la région. Un premier élément est représenté par un plateau uniforme formé des roches de la Suite plutonique de De La Blache (SPDLB) dans la partie centre sud de la région. Son altitude moyenne est d'environ 515 m, le relief local ne dépassant pas 625 m. La bordure nord de ce plateau est occupée par une dépression linéaire parallèle au contact de ce dernier et formée par l'érosion différentielle des roches gneissiques qui bordent cette intrusion mafique. Au nord de cette dépression, on revient rapidement aux sommets de l'ancienne pénéplaine. Dans la partie orientale de la région par contre, la nature du socle rocheux a fortement influencé la physiographie. En effet, les zones de bas relief, qui ont été baignées par les eaux de rétention du barrage d'Outardes 4, sont occupées par des roches en général gneissiques au débit facile. D'autre part, les grandes îles ou presque îles de la partie nord-est ou centrale de la région sont représentées par un socle rocheux granitique. Des phénomènes d'érosion différentielle sont donc à l'origine de la physiographie de la région.

La partie est de la région est drainée par la rivière Outardes tandis que la partie ouest est drainée par la rivière Betsiamites. Ces deux cours d'eau se jettent directement dans le fleuve Saint-Laurent. De nombreux cours d'eau secondaires assurent le drainage de la région vers ces deux rivières. Quelques stries glaciaires observées dans la région indiquent un mouvement des glaciers vers le SSE (environ 160°).

Travaux antérieurs

Le seul levé géologique disponible dans la région avant les présents travaux est un levé régional au 1 : 250 000, réalisé dans le cadre du « Projet Grenville ». Ce projet a permis de faire une synthèse régionale de la Province géologique du Grenville jusqu'alors très mal connue. La région a été couverte par un levé régional de géochimie de fonds de lacs par Soquem au milieu des années 70. Les résultats de ce levé ont été publiés par le MRN (Choinière, 1987). Enfin, des cartes aéromagnétiques réalisées par le ministère fédéral de l'Énergie et des Ressources sont également disponibles (cartes n° 4941G, 22K/03 et 2083G, 22K/04).

Du point de vue de l'exploration, plusieurs indices de Fe-Ti ont été découverts au cours des années 50. Ils ont été la cible de campagnes d'exploration, y compris des sondages, jusqu'aux années 80. Au début des années 90, c'est le potentiel en Cu-Ni de la région qui a été mis en évidence. La présence d'anomalies de Cu et Ni décelées lors du levé de sédiments de fonds de lacs précité a constitué l'élément déclencheur qui a amené certains intervenants de l'exploration vers cette région. Des indices de Cu-Ni ont alors été mis au jour en particulier dans les roches mafiques-ultramafiques en bordure de l'intrusion de De La Blache. Enfin, la région fait actuellement l'objet de travaux de la part de prospecteurs du Fonds régional d'exploration minière de Sept-Îles (FREM). Leurs travaux sont grandement facilités par un réseau de routes forestières qui a été développé par la

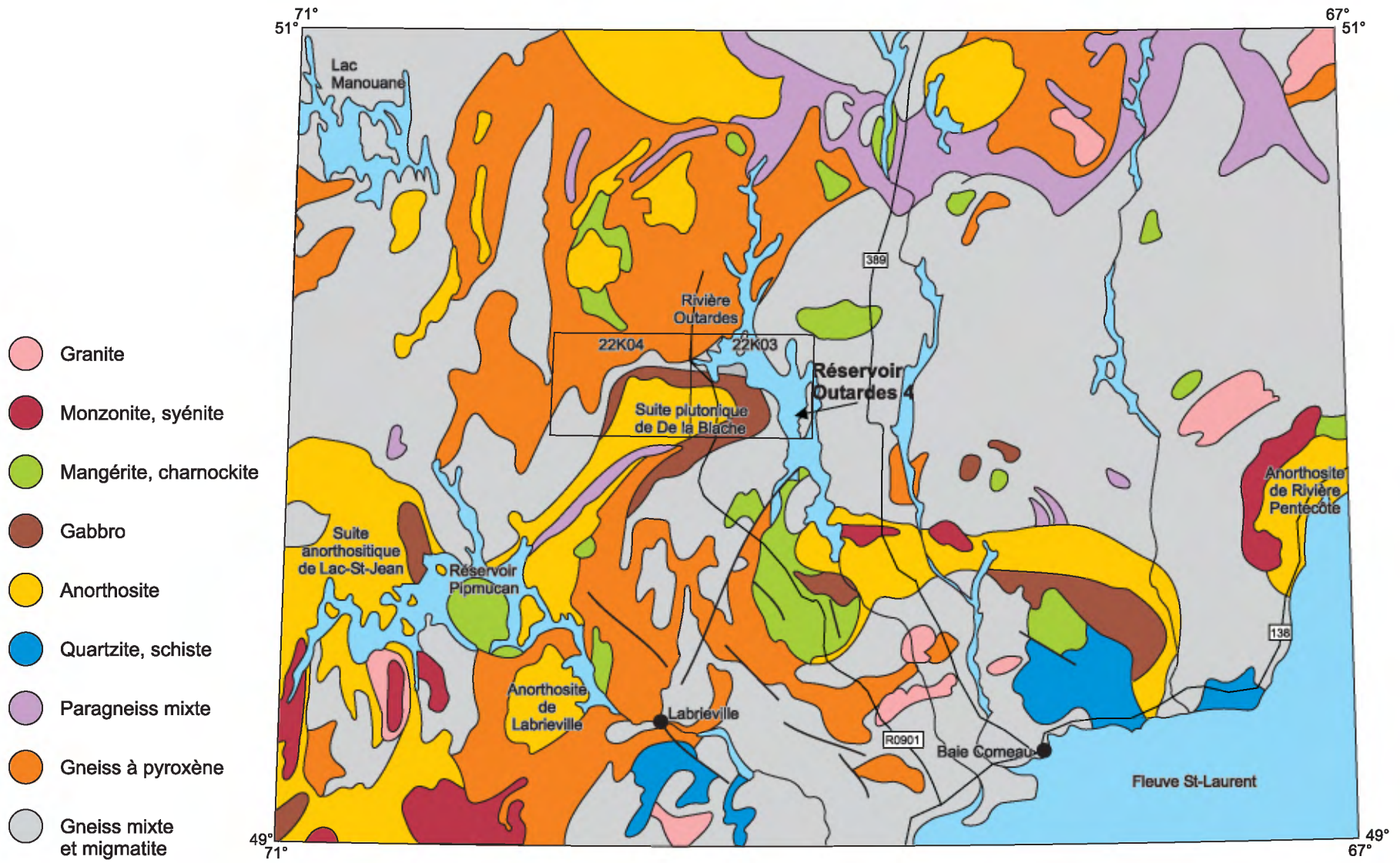


FIGURE 1 - Localisation des régions du lac Hulot (22K03) et du lac Praslin (22K04). Fond géologique simplifié à partir de la carte géologique du Québec (DV 84-02 de Avramtchev 1985).

compagnie Donohue qui exploite la ressource forestière de la région.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier leurs collègues géologues Julie Doyon, Julie Gauthier et Daniel Lamothe pour leur aide efficace. Ces travaux n'auraient pu être réalisés sans l'assistance non moins efficace tout au long de l'été de Jean-François Desmeules, de Justin Laberge, de Mélanie Saint-Arnault et de Marie-Noëlle Riverin. Les travaux de Edgard Saint-Onge au camp et les talents culinaires de Daniel Thibault furent grandement appréciés. Enfin, un merci spécial à notre collègue de travail, Michel Hocq, qui a fait un travail remarquable au niveau de la pétrographie.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Toutes les roches de la région appartiennent à la ceinture allochtone polycyclique de la province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989). Elles ont été subdivisées en trois grands ensembles (Figure 2).

Un premier ensemble est constitué de roches gneissiques et intrusives de composition variée et elles sont regroupées dans le Complexe de Hulot. Cet ensemble forme la majorité du socle rocheux des parties nord et est de la région. Le gneiss de composition tonalitique constitue le faciès le plus commun parmi les roches gneissiques. La composition des intrusions varie de la diorite au granite et tous leurs équivalents charnockitiques sont présents. Sur le terrain, il est commun de percevoir le passage graduel de la roche ignée à la roche gneissique, laissant voir clairement le développement de cette dernière à partir de la déformation et de la fusion des premières. La déformation intense, le métamorphisme au faciès des amphibolites ou des granulites et des phénomènes de fusion avancée pour certaines intrusions, rendent très difficile et hasardeux l'établissement d'un ordre chronologique rigoureux pour la mise en place de ces masses intrusives. Ces roches ont percé à travers un couvert de roches supracrustales dont il ne reste que quelques lambeaux de faible dimension représentés par des gneiss variés, des paragneiss alumineux, des roches calco-silicatées, des amphibolites et des gabbros foliés à gneissiques.

Toutes ces roches possèdent une excellente foliation ou gneissosité et elles ont été déformées de façon complexe.

Un deuxième ensemble regroupe les roches de la SPDLB. Cette suite est constituée de deux assemblages lithologiques bien individualisés géographiquement; le cœur de la masse est formé de roches de granulométrie moyenne à grossière représentées principalement par des anorthosites et des leucotroctolites; on observe dans ces roches du litage et une foliation d'origine magmatique. L'assemblage anorthositique est ceinturé par une frange de roches de

composition mafique-ultramafique de granulométrie fine à moyenne. Ce sont principalement des gabbronorites, avec un peu de gabbronorite à olivine, de leucotroctolite, de troctolite, de leuconorite, de norite, de mangérite et de syénite et, localement, de la péridotite et de la pyroxénite.

Un troisième ensemble regroupe des roches de compositions variées qui se sont mises en place après la déformation qui affecte les deux premiers ensembles. Ce sont des gabbronorites, des gabbros, des gabbros diabasiques, des mangérites, des granites ou des pegmatites. Elles forment des masses de dimensions variables, des dykes ou des amas de faible dimension et coupent toutes les lithologies des deux premiers ensembles.

DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Introduction

Le socle rocheux de la région est constitué presque exclusivement de roches d'origine ignée. Ce sont des roches d'âge Méso- à Paléoproterozoïque ou plus vieilles qui se sont mises en place à travers une couverture de roches sédimentaires. Les lambeaux de roches supracrustales ne représentent qu'un faible pourcentage de l'ensemble des lithologies de la région. L'ajout de matériel crustal est représenté par des roches ignées ou gneissiques, qui possèdent une histoire métamorphique et structurale complexe.

La qualité remarquable des affleurements, en particulier sur les rives du réservoir Outardes 4, permet de bien apprécier la relation qui existe entre la majorité des gneiss et les intrusions tonalitiques ou autres, qui forment une partie importante du socle rocheux du réservoir. La présence d'excellentes coupes laisse facilement voir que les roches gneissiques dérivent pour la plupart du métamorphisme et de la déformation des roches tonalitiques. Ces observations sont également valables dans la partie nord-ouest de la carte où des intrusions à pyroxènes sont intimement associées à des gneiss granulitiques qui représentent le produit de la déformation et du métamorphisme des premières. À cet ensemble d'orthogneiss dérivés de la déformation et du métamorphisme des intrusions environnantes, s'ajoutent d'autres roches gneissiques que nous associons aux roches supracrustales dans lesquelles se sont mises en place les roches ignées. Ce sont des gneiss quartzofeldspathiques, des paragneiss, des roches calco-silicatées des amphibolites ou des gabbros foliés à gneissiques.

Complexe de Hulot

Le terme « Complexe de Hulot » a été introduit pour définir l'ensemble des roches gneissiques et ignées déformées

et métamorphisées qui forment le socle rocheux des parties nord et est de la région (Figure 2). Les roches gneissiques sont représentées principalement par le gneiss de composition tonalitique à dioritique, le gneiss granitique, et enfin un peu de gneiss quartzofeldspathique, de paragneiss, de roches calco-silicatées, d'amphibolite et de gabbro folié à gneissique. Les unités ignées sont représentées par le granite, la charnockite, l'enderbite, la monzonite et la mangérite. Ces roches sont foliées et ont été plus ou moins gneissifiées. Elles sont déformées et sont métamorphisées au faciès des amphibolites ou plus rarement au faciès de granulites.

Faciès gneissique

Le gneiss tonalitique à dioritique et les gneiss associés (pPmPulo1)

Les roches gneissiques affleurent principalement dans les parties est et nord de la région sur les rives du réservoir Outardes 4 (Figure 2). Possédant un excellent débit, elles sont facilement érodées et ce phénomène est à l'origine des basses terres de tout le secteur qui ont été baignées par les eaux de rétention du barrage Outardes 4. C'est ainsi que l'on retrouve exclusivement des roches gneissiques sur tout le pourtour de la grande presque île située près du coin nord-est de la carte, alors que le cœur de cette dernière est constitué de terres hautes dont le socle rocheux est une charnockite foliée très résistante à l'érosion (ulo6). L'unité de gneiss se poursuit vers l'ouest au-delà du lac du Grand Bois où une intrusion de tonalite à hypersthène (enderbite) est ceinturée de roches gneissiques à pyroxènes. Du côté est de la région, toutes les îles du réservoir sont constituées de roches gneissiques à l'exception d'une des îles allongées nord-sud qui est formée de granite folié (ulo5).

Le gneiss de composition tonalitique constitue la lithologie dominante de l'unité pPmPulo1. Il incorpore également des gneiss de composition dioritique, monzonitique, mangéritique, granodioritique ou granitique. L'assemblage comprend également des gneiss granitiques, un peu d'amphibolite, de paragneiss et de roches calco-silicatées qui apparaissent comme des lambeaux de roches supracrustales dans lesquelles se sont mises en place les roches ignées ou gneissiques des unités pPmPulo1 à pPmPulo6.

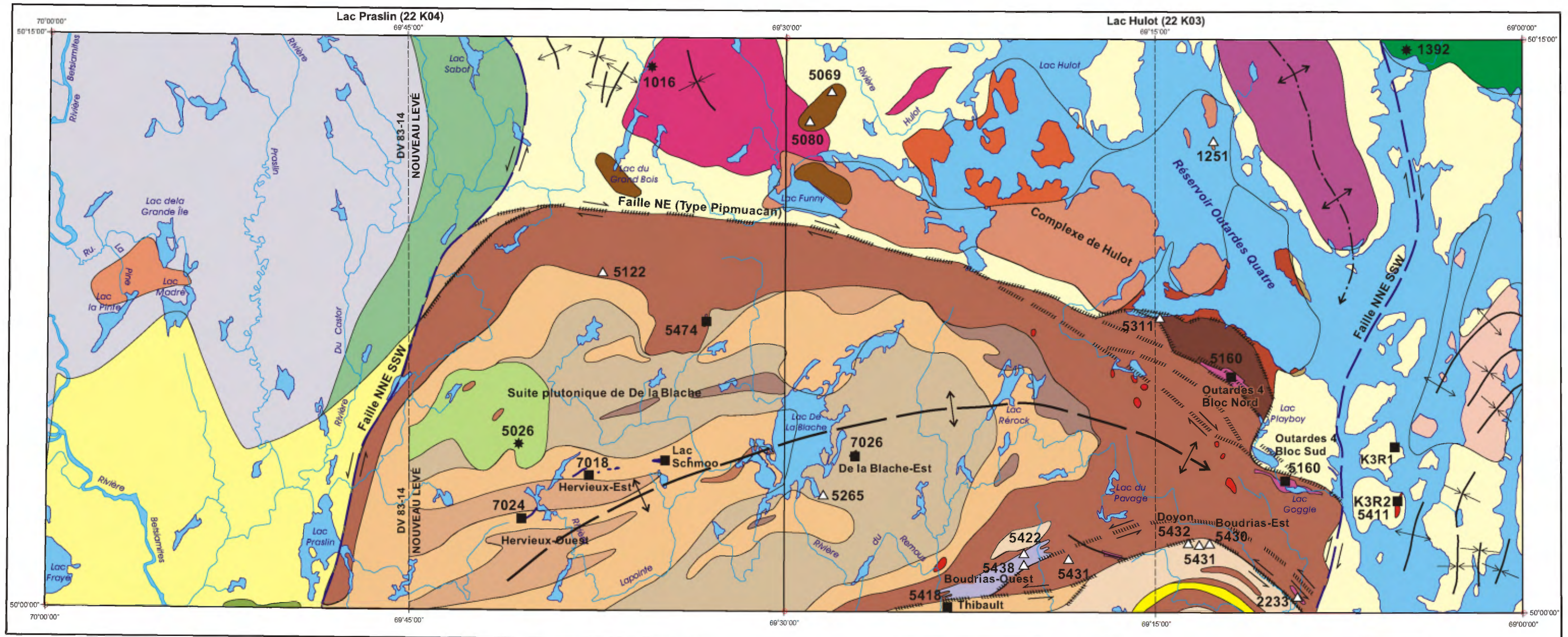
À l'intérieur des roches gneissiques, il est commun sur un même affleurement de passer de la tonalite plus ou moins homogène et faiblement foliée, à un gneiss tonalitique de plus en plus déformé et migmatisé, à un gneiss rubané constitué de lits foncés, riches en ferromagnésiens et de lits pâles composés exclusivement de quartz et de feldspath (Annexe, photo 1). La tonalite homogène et foliée est semblable à tout point de vue à la tonalite de l'unité ulo3. C'est une roche à grain moyen à grossier, de teinte généralement gris clair, à texture granoblastique. Elle est foliée, mais ne montre pas ou très peu de phénomènes de ségrégation et de fusion à l'origine de la formation des gneiss environnants. Cette roche évolue vers un gneiss formé de lits grisâtres de

composition tonalitique et de lits plus clairs constitués de mobilisat composé exclusivement de quartz et de feldspath. Dans les zones plus métamorphisées, le mobilisat devient plus abondant et peut représenter plus de 50 % de la roche. Dans les zones plus déformées, la roche acquiert l'allure de tectonites représentées par des gneiss droits. Sur de tels affleurements, il devient difficile de reconnaître le protolithe. Un examen attentif de la roche permet de déceler la présence de porphyroclastes de plagioclase, témoins de la tonalite originale.

Typiquement, le gneiss tonalitique est une roche foliée à gneissique de granulométrie moyenne à grossière. Il est gris en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Sous le microscope, la disposition des minéraux felsiques montre une texture granoblastique qui varie de saccharoïdale à interlobée à amiboïde; les grains sont isogranulaires à hétérogranulaires. L'orientation des feuillettes de biotite et des prismes de hornblende confère à la roche une texture lépidonématoblastique. Le gneiss tonalitique est composé de quartz, de plagioclase, d'un peu de microcline, de hornblende verte et de biotite. Les minéraux clairs, dominés par le plagioclase, peuvent représenter jusqu'à 80 % de la roche. La quantité de hornblende par rapport à la biotite est variable. La hornblende verte est généralement bien formée et dépourvue d'inclusions, mais à l'occasion, elle en est remplie, suggérant une origine métamorphique à partir du rétro-morphisme de pyroxènes. Le grenat n'a pas été observé. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le zircon, l'allanite et quelques grains opaques. Ils constituent moins de 1 % de la roche. Les effets d'un métamorphisme tardif peu développé sont représentés par la séricitisation du plagioclase, la chloritisation de la biotite et la présence d'un peu d'épidote et de muscovite.

Les gneiss dioritiques, monzonitiques, granodioritiques ou granitiques sont intimement associés au gneiss tonalitique. Ils forment des bandes de faible épaisseur. Ils n'ont pas été individualisés sur la carte, mais incorporés dans l'unité de gneiss tonalitique. Le gneiss dioritique diffère du gneiss tonalitique par une proportion plus grande de minéraux magnésiens et par une faible quantité de quartz. De même, les gneiss monzonitiques ou granodioritiques ressemblent beaucoup au gneiss tonalitique, mais s'en distinguent par leur contenu en quartz et en feldspath potassique, soit le microcline. La plupart de ces faciès gneissiques ont été identifiés à la suite de l'analyse modale lors de l'examen microscopique. Leur mode de formation est le même que celui invoqué pour la formation du gneiss tonalitique.

L'unité de gneiss, le granite mégacristique et la tonalite-diorite, comme nous le verrons plus loin, incorporent des lambeaux ou enclaves de roches gneissiques qui représentent le socle dans lequel les roches ignées se sont logées. Le gneiss quartzofeldspathique à trame de M4a sur la figure 2 (paragneiss, roche clacosilicatée, amphibolite) est identifié par l'étiquette M5a sur la carte SIGEOM; il représente le type d'enclaves le plus commun. Par endroits, ce gneiss contient un faible pourcentage de sulfures ou de graphite.



**LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE
MÉSOPROTÉROZOÏQUE**

- SUITE PLUTONIQUE DE DE LA BLACHE**
- mPbla Unité non différenciée : Anorthosite, leucotroctolite, gabbronorite, mangérite
 - mPbla10 Brèche à matrice gabbronoritique et à fragments hétérogènes
 - mPbla9 Mangérite
 - mPbla8 Norite, gabbro, gabbro à olivine, clinopyroxénite à olivine-plagioclase et périclase; roches enrichies en magnétite et ilménite
 - mPbla7 Gabbronorite, gabbronorite à olivine, norite à olivine, gabbro à olivine, lherzolite, harzburgite à plagioclase, webstérite; roches enrichies en sulfures
 - mPbla6 Gabbronorite, un peu de troctolite, de gabbronorite à olivine, de leuconorite, de norite, de syénite, d'anorthosite et de mangérite
 - mPbla5 Magnétite ilménitifère
 - mPbla4 Anorthosite à globules de leucotroctolite ou de leuconorite
 - mPbla3 Leucotroctolite, troctolite, leuconorite, norite
- 1392** Localisation et numéro de l'affleurement d'où provient chaque échantillon de géochronologie décrit au tableau 5
- 7026** Localisation et numéro de l'affleurement où se trouvent les indices minéralisés du tableau 6
- 5431** Localisation et numéro de l'affleurement où se trouvent les sites minéralisés du tableau 6

- mPbla2 Leucotroctolite, un peu d'anorthosite, de troctolite, de leuconorite, de norite, d'anorthosite à globules de leucotroctolite ou de leucotroctolite à globules d'anorthosite
 - mPbla1 Anorthosite mégacristique, un peu de leucotroctolite, de leuconorite ou de norite, d'anorthosite à globules de leucotroctolite ou de leucotroctolite à globules d'anorthosite
- PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET/OU MÉSOPROTÉROZOÏQUE**
- pPmPulo Complexe de Hulot**
- pPmPulo7 Brèche intrusive à matrice mangéritique et à fragments de roches mafiques et ultramafiques, de roches calcosilicatées, de quartzite et de gneiss de provenances diverses
 - pPmPulo6 Charnockite à biotite et hornblende, folié, à grain grossier
 - pPmPulo5 Granite à biotite et hornblende, folié, à grain moyen
 - pPmPulo4 Granite-monzonite mégacristique, à biotite et hornblende, parfois à orthopyroxène, folié, rapakivique
 - pPmPulo3 Tonalite à diorite, à biotite et hornblende, à grain moyen à grossier, foliée à gneissique; enclaves de M4a, M5 et I3A
 - pPmPulo2 Enderbite foliée à gneissique à migmatitique, à grain moyen
 - pPmPulo1 Gneiss tonalitique à dioritique dérivé de la déformation et de la migmatisation des faciès uo2, 3, 4, 5, 6, 7. Renferment des radeaux de roches supracrustales (M4a) et d'amphibolite (M16)
- 0 5 km
Échelle

**LÉGENDE LITHOLOGIQUE
MÉSOPROTÉROZOÏQUE**

- I1G Pegmatite
 - I2Oa Mangérite mégacristique
 - I2Ob Mangérite foliée, à grain moyen
 - I2Oc Mangérite mégacristique, massive à foliée
 - I3Qa Gabbronorite, norite, leuconorite, troctolite et pyroxénite
- PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET/OU MÉSOPROTÉROZOÏQUE**
- I1B Granite
 - I2O Mangérite
 - I3A Gabbro
 - M1a Complexe gneissique comprenant des gneiss gris à quartz-plagioclase-biotite et/ou hornblende, homogènes à bien rubanés; des gneiss associés riches en hornblende et/ou biotite; des amphibolites
 - M4a Paragneiss (M4), roches calcosilicatées (M14), amphibolite (M16)
 - M7 Gneiss charnockitiques (équivalents, dans le faciès granulitique de M1a et de roches du Complexe de Hulot) et roches intrusives trop déformées pour être classifiées dans la série charnockitique
- FIGURE 2 - Géologie des régions du lac Hulot (22K/03) et du lac Praslin (22K/04) et localisation des principaux indices minéralisés.**

FIGURE 2 - Géologie des régions du lac Hulot (22K/03) et du lac Praslin (22K/04) et localisation des principaux indices minéralisés.

Enfin, des enclaves ou niveaux de M4a ont également été notés sur le terrain. Le paragneiss est composé de quartz, de plagioclase, de grenat et de sillimanite. La roche calcosilicatée est constituée de diopside, de plagioclase, de quartz, de grenat, de scapolite, de carbonates et de sphène. L'amphibolite est formée de hornblende et de plagioclase.

Facès ignés

Enderbite foliée à gneissique (pPmPulo2)

L'unité d'enderbite foliée à gneissique (tonalite à orthopyroxène) affleure principalement dans le coin nord-est de la région représentée par le feuillet 22K/04 et déborde vers l'est dans la région du feuillet 22K/03 (Figure 2). Les limites de cette masse intrusive sont difficiles à établir, car elle est fortement affectée par des phénomènes de fusion partielle. Près de la limite nord de la carte, elle est représentée par une roche massive, mégaporphyrique et ocellée. En s'éloignant du centre de l'intrusion relativement homogène, elle est envahie par un réseau complexe de filonnets de mobilisat qui finissent par représenter une proportion importante de la roche. Celle-ci devient gneissique et, en général, le grain de la roche diminue. Un événement tectonique subséquent entraîne l'étirement et le démemberement des niveaux rubanés et la production de boudins. Le passage de l'enderbite aux gneiss environnants est donc graduel et le contact entre les deux unités a été tracé là où il devenait impossible de reconnaître des porphyroclastes de plagioclase dans les gneiss. Ainsi, la masse d'enderbite incorpore à l'intérieur de ses limites des roches gneissiques et migmatitiques.

Dans la partie centrale de l'intrusion, la roche est massive, blanchâtre à beige en surface altérée et beige à verdâtre en cassure fraîche. L'enderbite est composée de plagioclase, de quartz, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende verte et de biotite. Les minéraux accessoires sont les minéraux opaques, l'apatite et le zircon. Le mobilisat contient de l'orthopyroxène, signifiant que ces roches se sont formées dans des conditions équivalentes à celles du faciès des granulites. L'enderbite de l'unité pPmPulo2 a été choisie pour effectuer une datation par la méthode U-Pb. L'âge obtenue est de 1434 +64/-28 Ma.

Tonalite à diorite foliée à gneissique (pPmPulo3)

L'unité de tonalite-diorite affleure presque exclusivement sur une série d'îles à l'intérieur du réservoir Outardes 4, juste au nord du granite mégacristique de l'unité pPmPulo4 (Figure 2). Cette unité est constituée de plusieurs faciès lithologiques dont les plus communs sont la tonalite et la diorite. Vers le sud, elles rejoignent la composition du granite mégacristique situé juste au sud de la présente unité. Vers le nord, la tonalite devient de plus en plus foliée et passe graduellement au gneiss tonalitique qui constitue la composante principale de l'unité de roches gneissiques pPmPulo1.

Le faciès le plus commun de l'unité pPmPulo3 est une tonalite à grain moyen à grossier de couleur grise en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. La roche est constituée de quartz, de plagioclase, d'un peu de microcline, de hornblende verte et de biotite. Les minéraux clairs possèdent une texture granoblastique, saccharoïdale à interlobée, isogranulaire à hétérogranulaire tandis que la hornblende et la biotite montrent une texture lépido-nématoblastique. Plusieurs grains de hornblende sont remplis d'inclusions de quartz suggérant que la hornblende puisse provenir du rétro-morphisme de pyroxènes. La minéralogie accessoire est constituée de sphène, de zircon, d'apatite, d'allanite et de quelques grains opaques. La présence de plus de quartz et de feldspath potassique déplace la composition de ces roches vers la monzonite ou le granite et la diminution du quartz vers la diorite. Le phénomène de rétro-morphisme le plus commun se traduit par la damouritisation des plagioclases.

Granite-monzonite mégacristique, folié, rapakivique (pPmPulo4)

Cette unité forme une masse allongée plus ou moins est-ouest d'environ vingt-cinq kilomètres de longueur. À l'ouest, elle s'étend de l'ouest à partir du lac Funny localisé à la limite des feuillets des lacs Praslin et Hulot où elle forme une bande d'environ deux kilomètres de largeur (Figure 2). Vers l'est, elle s'élargit graduellement pour atteindre six kilomètres de largeur dans sa partie la plus orientale dans le secteur du réservoir Outardes 4. L'unité de granite et de monzonite mégacristiques, tout comme l'unité de tonalite-diorite, incorpore des lambeaux de gneiss associés aux roches supracrustales qui ont été coupées par cette intrusion. Il contient également des filons d'amphibolite de quelques mètres à plusieurs décimètres d'épaisseur qui représentent d'anciens dykes de gabbro.

Le granite et la monzonite sont caractérisés par la présence d'amas mafiques qui évoquent des phénomènes de mélanges de magmas mafiques et felsiques. (Annexe, Photo 2). Ces amas prennent la forme d'amiboïdes ou de globules et certains ont même incorporé des cristaux de feldspaths provenant du magma granitique (Annexe, Photo 3).

Le granite et la monzonite quartzique sont les lithologies les plus abondantes à l'intérieur de cette unité. Le granite mégacristique est une roche de couleur blanc rosé en surface altérée et rosée ou plus rarement verdâtre en cassure fraîche. Il est folié et possède une excellente texture ocellée. Il est composé d'amas lenticulaires de quartz grisâtre, de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique rapakivique et de plagioclase antirapakivique dans une matrice plus fine constituée de matériel quartzofeldspathique, de biotite, de hornblende et parfois de pyroxènes. La minéralogie accessoire est constituée de minéraux opaques, d'apatite, de zircon, de sphène et d'allanite. La monzonite est plutôt grise et ne se distingue du granite que par un

pourcentage moins élevé de quartz. Contrairement à la tonalite sise juste au nord, le granite et la monzonite mégacristiques ne montrent pas de phénomènes de fusion et de structure gneissique.

Granite folié (pPmPulo5)

Ce granite affleure sur la grande île orientée NS et quelques petites îles à la limite est de la carte (Figure 2). C'est une roche à grain moyen, foliée, de couleur rose vif en surface altérée et rose pâle en surface fraîche. Elle est composée de quartz, de microcline, de plagioclase, de biotite et de hornblende verte. La minéralogie accessoire est constituée de quelques grains opaques, d'apatite, de zircon et d'allanite.

Charnockite foliée (pPmPulo6)

La charnockite affleure sur la grande presque île orientée NNW-SSE dans la partie nord-est de la région (Figure 2). Elle forme des affleurements plats de grande étendue, peu fracturés et résistants à l'érosion.

La charnockite est une roche à grain grossier. Elle possède une excellente texture hypidiomorphe ou granitique. Elle est beige en surface altérée et brun verdâtre en surface fraîche. Elle est caractérisée par une épaisse couche d'altération qui atteint plus d'un décimètre. En plusieurs endroits, la charnockite passe graduellement à un granite. La roche exhibe alors les mêmes caractéristiques texturales et structurales, mais elle est de couleur rose et ne contient pas de pyroxènes.

La charnockite est constituée d'amas de quartz et de mégacristaux de microcline et de plagioclase dans une matrice plus fine composée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de hornblende verte et de biotite. Le quartz se présente en plages lenticulaires et grisâtres, allongées le long de la foliation. Le microcline est mésoperthitique et rapakivique tandis que le plagioclase est antirapakivique et antiperthitique. Les pyroxènes sont présents en faible quantité. En général, ils ont été transformés en hornblende, biotite ou iddingsite. La minéralogie accessoire est constituée de zircon, d'apatite, d'allanite et de quelques grains opaques.

Brèche à matrice mangéritique (pPmPulo7)

Cette brèche intrusive affleure principalement sur deux grandes îles du réservoir Outardes 4. Sur l'île située la plus près de la rive ouest du réservoir (Figure 2), on observe un passage graduel du granite mégacristique et rapakivique à une mangérite verte qui forme la matrice de la brèche. On note alors l'apparition graduelle d'enclaves qui finissent par former jusqu'à 50 % de la roche. Sur cette île, les enclaves sont constituées de roches mafiques, soit des gabbro-

norites à grain moyen, soit des norites à grains grossiers. On y trouve également des enclaves de roches supracrustales, soit des roches calco-silicatées, des amphibolites ou des quartzites. Sur l'île située plus à l'ouest, la quantité d'enclaves diminue pour ne former finalement plus que 20 % de la roche. À cet endroit, on observe des amas gris verdâtre à noirs associés à la matrice mangéritique. Ces amas sont identiques aux amas mafiques associés au granite mégacristique rapakivique (pPmPulo4) décrits précédemment et dont l'origine est liée à des phénomènes de mélange de magmas felsiques-mafiques.

Les affleurements de brèche, sur la rive du réservoir, contiennent en général un pourcentage important d'enclaves mafiques ou ultramafiques. L'aspect de la brèche, à cet endroit, montre beaucoup de similitude avec la brèche de la SPDLB (mPbla10). Le contact entre les deux unités bréchiques a été tracé de façon plutôt arbitraire, car il n'est pas évident que ces brèches soient distinctes. Nos travaux de cartographie n'ont pas permis d'élucider ce problème. La distinction est basée uniquement sur la nature de la matrice de ces brèches qui est de composition mangéritique sur les îles ou sur la rive du réservoir, alors qu'elle est de composition gabbro-noritique à l'intérieur de la SPDLB. Près du contact entre les deux brèches, il devient très difficile de faire la distinction entre ces deux roches alors que la composition de la matrice devient très semblable.

La Suite plutonique mafique de De La Blache(mPbla)

Introduction

La SPDLB forme une masse allongée qui s'étend sur une longueur d'un peu plus de cent kilomètres et une largeur moyenne d'environ quinze à vingt kilomètres. Elle affleure de la rive ouest du réservoir Outardes 4 (Figure 2) à l'est jusqu'à la rive est du réservoir Pipmucan à l'ouest (Figure 1). Dans la région cartographiée, elle est orientée plus ou moins est-ouest. Vers l'ouest, elle bifurque vers le sud-ouest pour se diriger vers le réservoir Pipmucan. Dans cette région, les compilations géologiques suggèrent qu'elle soit reliée à la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (Avramtchev, 1985).

Structuration interne

La SPDLB est formée de 2 entités distinctes. Une première entité est constituée de roches de granulométrie grossière représentées principalement par des anorthosites et des leucotroctolites. Le développement plus marqué de la composante mafique conduit à la reconnaissance ponctuelle de norite, de leuconorite ou de véritable troctolite. Cet assemblage de roches forme le cœur de l'intrusion. La SPDLB est bordée par un assemblage de roches mafiques, intermédiaires et ultramafiques, de granulométrie moyenne à

fine, représentées par des gabbonorites, des gabbonorites à olivine, des norites, des leuconorites, des syénites, des mangérites et des pérodotites ou des pyroxénites. Cette zone peut atteindre trois à quatre kilomètres de largeur dans la région cartographiée. Vers l'ouest, elle s'amincit graduellement et disparaît dans le secteur nord-est et est du réservoir Pipmucan (Figure 1).

La limite entre les roches à grains grossiers et les roches à grains fins de la bordure est marquée par un passage graduel. Celui-ci se traduit soit par la présence d'amas de leucotroctolite ou de leuconorite dans le gabbonorite ou l'inverse, soit par le passage graduel de la leucotroctolite ou de la leuconorite grossière au gabbonorite ou à la leucotroctolite à grain fin. Des dykes de leuconorite et de leucotroctolite s'infiltrant à travers le gabbonorite à grain fin ont été observés.

L'assemblage anorthosite-leucotroctolite montre de nombreux phénomènes d'origine magmatique. Les plus spectaculaires sont le litage magmatique primaire et la foliation magmatique. À l'échelle de l'affleurement, le litage magmatique (Annexe, Photo 4) est caractérisé par une alternance de lits pluridécimétriques à plurimétriques d'anorthosite et de leucotroctolite. Le litage primaire est également mis en évidence par des changements compositionnels à l'intérieur des différentes lithologies. Ainsi, la leucotroctolite peut passer graduellement à l'anorthosite ou à la troctolite. À l'intérieur de l'anorthosite massive, le litage primaire peut être défini par l'alternance de lits riches en oxydes avec des lits pauvres ou dépourvus d'oxydes. La foliation magmatique (Annexe, Photo 5) est marquée par l'alignement préférentiel des mégacristsaux de plagioclase. Cet alignement est parallèle au litage. L'unité de roches mafiques de bordure n'a pas conservé de caractéristiques magmatiques telles qu'on les observe dans l'unité anorthositique ou, du moins, il est très difficile d'en évaluer l'importance. L'alternance d'horizons de leuconorite, de gabbonorite ou de gabbonorite à olivine ou même de syénite, reflète sûrement des phénomènes magmatiques primaires, mais la déformation intense et la transposition qui affectent cette unité rendent plus difficile une bonne appréciation des phénomènes magmatiques.

Un continuum pétrographique allant de l'anorthosite à la leucotroctolite caractérise l'assemblage de roches à granulométrie grossière de la SPDLB. Deux unités principales ont été individualisées sur la carte. Une première unité (mPbla1) est largement dominée par l'anorthosite mégacrastique. Elle contient un peu de leucotroctolite, de troctolite, de leuconorite ou de norite. Une deuxième unité (mPbla2) est largement dominée par la leucotroctolite. Elle contient un peu d'anorthosite, de troctolite, de leuconorite et de norite. L'anorthosite incorpore très souvent des amas ou globules de matériel leucotroctolitique plus ou moins ronds ou de forme irrégulière, mais allongés dans la foliation et amenés en dépression par un phénomène d'érosion différentielle (Annexe, photo 6). Ce faciès constitue l'essentiel de l'unité

mPbla4; on le retrouve également en faible quantité à l'intérieur des unités mPbla1 et mPbla2.

Le passage de la zone anorthositique-leucotroctolitique à grains grossiers à la zone gabbonoritique à grain fin est marqué par de nombreux recoupements, des injections mutuelles et souvent un passage graduel entre l'anorthosite ou la leucotroctolite et le gabbonorite à grain fin.

La SPDLB possède une signature magnétique qui se démarque de son entourage. La bordure gabbonoritique est caractérisée par une forte anomalie magnétique (Figure 3). Le cœur anorthositique comprend deux composantes. Les creux magnétiques correspondent au faciès anorthositique tandis que les hauts magnétiques correspondent aux roches leucotroctolitiques.

Pour la description des différents faciès à l'intérieur de la SPDLB, la classification de Streckeisen (1976) a été suivie.

Les roches anorthositiques et leucotroctolitiques

L'anorthosite (mPbla1)

À l'intérieur de la SPDLB, l'anorthosite mégacrastique (mPbla1) forme deux unités bien individualisées. Une première unité, affleure dans le cœur de l'amas et s'étend à partir du lac De La Blache vers le sud-ouest jusqu'à la limite ouest de la carte. Une deuxième unité s'intercale entre la leucotroctolite de l'unité mPbla2 et les roches mafiques de bordure de l'unité mPbla6 (Figure 2). L'unité d'anorthosite contient également de faibles quantités de leucotroctolite, de leuconorite ou de norite. L'anorthosite se retrouve également en faible quantité à l'intérieur des autres unités. Contrairement à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre où l'anorthosite massive, très grossière et sans évidence de déformation est relativement rare (Chevè *et al.*, 1999), l'anorthosite de la SPDLB est, en général, peu déformée. Elle est constituée d'au moins 90 % de mégacristsaux de plagioclase d'arêtes décimétriques à pluridécimétriques de couleur gris moyen. Ces cristaux sont alignés et définissent une excellente foliation d'origine magmatique (Annexe, photo 5). L'orthopyroxène, le clinopyroxène et à l'occasion la magnétite représentent la composante féimique. Ils remplissent les interstices entre les cristaux de plagioclase, mais, à l'occasion, l'orthopyroxène constitue un des éléments du cumulat et se présente en mégacristsaux brun rouille en surface altérée. Les faciès plus déformés s'expriment par une texture typiquement protoclastique. Un film blanchâtre de cristaux très fins de plagioclase enveloppe les clastes de plagioclases originaux de couleur gris moyen à foncé. Cette granulation se manifeste également le long de fines fractures qui parcourent les cristaux de plagioclase. À un stade plus avancé de déformation, la roche exhibe une texture porphyroclastique. Elle est caractérisée par des cristaux centimétriques anguleux et irréguliers de plagioclase gris foncé et cimentés par une matrice plagioclasique de granulométrie

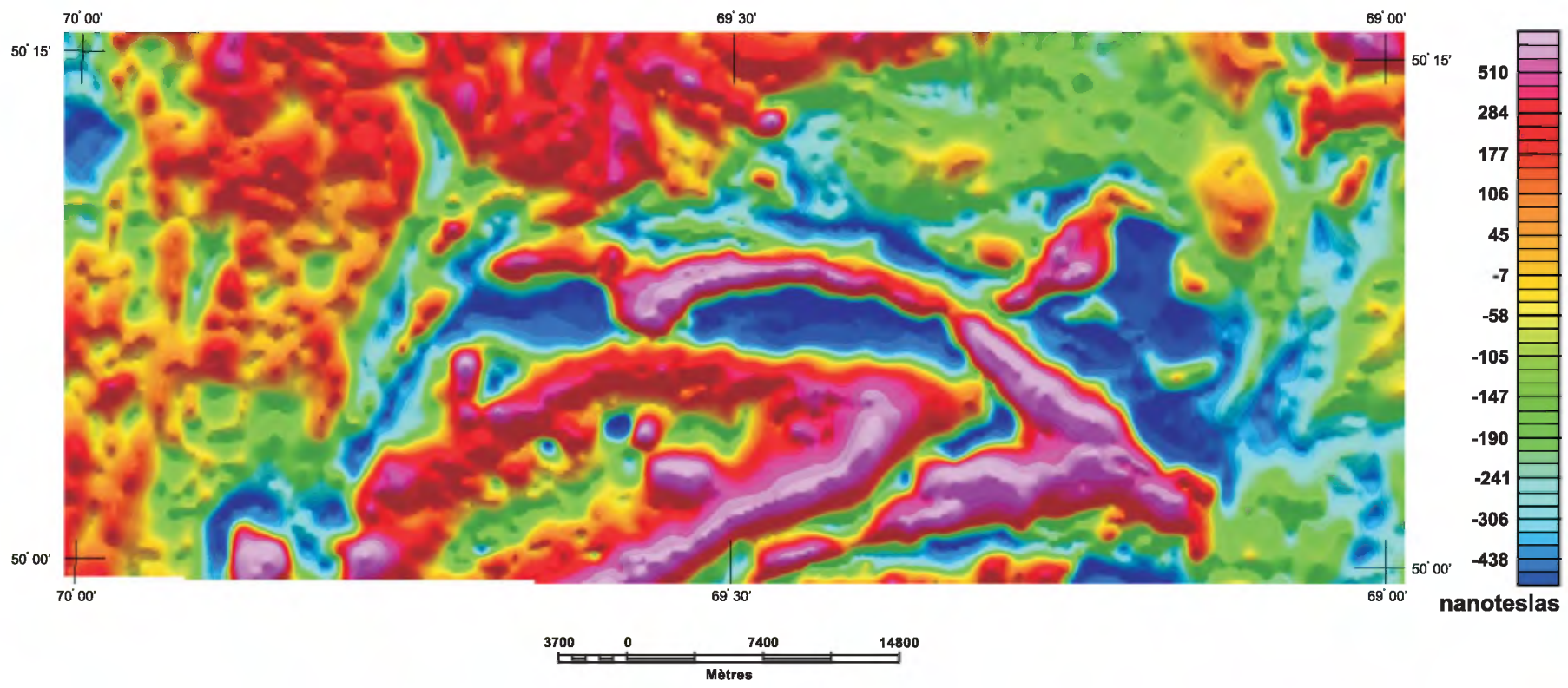


FIGURE 3 - Carte aéromagnétique ombragée du champ magnétique total et du champ résiduel des régions du lac Hulot (22K03) et du lac Praslin (22K04).

nettement plus fine. Ce faciès est plutôt rare et restreint aux zones de déformation.

Sous le microscope, les cristaux de plagioclase sont affectés par une amorce de granulation et leurs macles sont tordues. Les porphyroclastes de plagioclase contiennent une pléiade de grains de minéraux silicatés (pyroxènes et/ou amphiboles) et/ou de magnétite alors que les grains de plagioclase granoblastique ont été épurés de leurs inclusions. Ces derniers grains sont séparés les uns des autres par une cloison de petits grains de plagioclase clair dépourvus d'inclusions et d'origine métamorphique (texture en mortier). Les pyroxènes sont rétrogradés en hornblende verte, en biotite ou en bastite et le plagioclase est légèrement damouritisé par endroits.

Dans le secteur nord-ouest du lac Rérock, l'unité d'anorthosite (mPbla1) est marquée d'un rétro-morphisme très poussé et caractérisé par l'amphibolitisation complète des minéraux ferromagnésiens. Les couronnes sont maintenant représentées par une amphibole beige dans le cœur et une couronne d'amphibole vert foncé ou noire en bordure. Ce rétro-morphisme est causé par la proximité de masses de pegmatite riches en eau. Cette dernière est à l'origine de l'hydratation des minéraux ferromagnésiens.

La leucotroctolite (mPbla2)

La leucotroctolite forme un horizon bien défini à l'intérieur de l'intrusion. À l'ouest du lac De La Blache (Figure 2), l'horizon se retrouve sur les flancs de la structure antiforme dont le cœur est formé de l'anorthosite des unités mPbla1 et mPbla4. À l'est du lac, les deux niveaux se rejoignent à la faveur de la fermeture de la structure qui plonge vers l'est. Outre la leucotroctolite, cette unité contient également un peu de troctolite, de norite et d'anorthosite. La leucotroctolite est une roche à grain moyen à grossier, de couleur gris verdâtre tachetée de points brunâtres et verdâtres en surface altérée et, gris foncé tacheté de points verts en surface fraîche. Les minéraux d'origine magmatique sont représentés par le plagioclase, l'olivine, un peu d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'oxydes de fer et de spinelle vert. Des couronnes de réaction se sont développées entre l'olivine et le plagioclase. Selon Giroux (2001), la composition de l'olivine varie de Fo₄₅ à Fo₆₃. En général, l'olivine est ceinturée de couronnes radiales d'orthopyroxène puis d'amphibole verte ou de clinopyroxène, ces deux derniers minéraux étant remplis de symplectites de spinelle vert. Les minéraux opaques sont séparés du plagioclase par une couronne de hornblende brune souvent accompagnée de biotite. L'olivine se présente en grains aux pourtours lobés et, par endroits, elle est partiellement transformée en iddingsite. La granulation et la recristallisation des couronnes réactionnelles entraînent la formation de grains de spinelle plus grossiers qui résultent de l'épuration de minéraux magmatiques primaires. Ces derniers se retrouvent alors en agrégat granoblastique constitué de pyroxène, de hornblende brune ou de biotite.

Un faciès relativement commun est représenté par une anorthosite à globules de leucotroctolite (Annexe, photo 7) telle qu'on la retrouve dans l'unité mPbla4. Cette roche est caractérisée par la présence de deux populations de plagioclase. Des amas centimétriques de magnétite poecilitique baignant dans la matrice anorthositique, sont farcis de cristaux millimétriques de plagioclase. Cette texture indique que le magma a d'abord cristallisé le plagioclase suivi de la magnétite qui a incorporé les petits bâtonnets de plagioclase. Le liquide, éventuellement épuisé en fer, a cessé de cristalliser la magnétite et les cristaux de plagioclase, toujours présents dans le liquide riche en alumine et calcium, ont poursuivi leur croissance pour former la deuxième population de cristaux de plagioclase aux arêtes décimétriques.

Leucotroctolite, troctolite, leuconorite, norite (mPbla3)

Ces différents faciès affleurent sous forme de lentilles de faibles dimensions. Ils sont constitués d'une certaine proportion des unités qui ont été décrites précédemment. Deux unités observées à l'ouest du lac De La Blache et une autre au nord du lac Rérock ont été individualisées sur la carte (Figure 2). Ce sont des roches de granulométrie moyenne à grossière. Elles sont composées d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase dans les proportions qui caractérisent ces roches selon la classification de Streckeisen (1976). Elles contiennent également de la magnétite en quantité variable.

L'anorthosite à globules (mPbla4)

L'anorthosite à globules est constituée d'anorthosite contenant des amas ou des globules de matériel leucotroctolitique. Ces derniers sont de forme arrondie à irrégulière, mais allongés dans le sens de la foliation. En surface, ils sont amenés en dépression par un phénomène d'érosion différentielle (Annexe, photo 6). Ces amas sont, soit isolés, soit plus ou moins interconnectés et peuvent alors former des niveaux bien individualisés de leucotroctolite ou d'anorthosite.

Cette anorthosite présente toutes les caractéristiques d'un mélange de deux magmas immiscibles. Par un processus quelconque, il semble que l'une des deux composantes, le magma anorthositique ou le magma leuconoritique, ait été expulsée pour former une leucotroctolite ou une anorthosite. L'anorthosite à globules de leucotroctolite constitue l'essentiel de l'unité mPbla4; on la retrouve également en faible quantité à l'intérieur des unités mPbla1 et mPbla2.

Magnétite ilménitifère (mPbla5)

Ce sont les minéralisations de Fe-Ti qui sont associées à la SPDLB. Elles se retrouvent en lentilles massives plus ou moins conformes aux roches anorthositiques. Plusieurs lentilles d'épaisseur pluridécimétrique et d'extension plurihectométrique sont réparties sur une dizaine de kilomètres de

part et d'autre du lac De La Blache. Elles seront décrites en détail dans le chapitre sur la géologie économique.

Les roches de bordures

Le gabbronorite (mPbla6)

Le gabbronorite constitue de loin la lithologie la plus abondante parmi les faciès qui caractérisent la zone de bordure de la SPDLB. C'est une roche de couleur beige à brun chocolat en surface altérée et grisâtre à brunâtre en surface fraîche. La roche est massive à foliée voir mylonitique et elle possède une texture qui varie d'ophitique d'origine ignée à granoblastique d'origine métamorphique. Une texture en mortier, peu à moyennement développée, se superpose à la texture granoblastique. Le gabbronorite est composé de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de minéraux opaques et de biotite; cette dernière est intimement associée aux minéraux opaques. La hornblende verte ou brune et la biotite, apparaissent comme un assemblage rétrograde qui se développe aux dépens des pyroxènes. Le gabbronorite de grain fin à moyen se retrouve régulièrement en mélanges avec des faciès gabbronoritiques nettement plus grossiers ou avec des roches porphyriques de composition mangéritique (Annexe, Photo 8). Dans les zones de déformation, localisées à la bordure nord de la SPDLB, ces amas sont fortement transposés et sont à l'origine des gneiss droits qui caractérisent ces zones de déformation (Annexe, Photo 9).

Près du contact entre les roches à grains grossiers de la partie centrale de la SPDLB et les roches de bordures, le gabbronorite incorpore des horizons de troctolite, de leucotroctolite ou de gabbronorite à olivine à grain fin dont la minéralogie et les textures sont identiques à la leucotroctolite de l'unité mPbla2. Plusieurs affleurements de gabbronorite contiennent des xénocristaux d'orthopyroxène centimétriques à décimétriques sertis dans une matrice à grains fins. Ces cristaux proviennent des faciès grossiers sous-jacents et sont disposés en chapelet le long de la foliation. De nombreux corridors de déformation affectent le gabbronorite. À l'approche de ces zones, la roche devient de plus en plus mylonitisée et le grain diminue graduellement pour devenir une ultramylonite dont la granulométrie ne dépasse pas 0.02 mm. La roche contient alors quelques clastes de pyroxène et de plagioclase dans un ciment microcristallin de minéraux felsiques et mafiques.

Un horizon de syénite ferrifère identifiée ponctuellement par le symbole (I2D) se retrouve près de la limite entre la zone anorthositique et les roches de bordure. Elle se présente en lits centimétriques à plurimétriques à l'intérieur du gabbronorite. Certains lits de syénite montrent un passage graduel vers le gabbronorite. C'est une roche à grain fin

constituée d'orthose mésoperthitique, d'un peu d'albite, de clinopyroxène et de magnétite. Cette roche est très riche en zircon et elle contient un peu d'apatite. Cet horizon, quoique d'épaisseur très réduite (quelques mètres), a été observé régulièrement au même niveau stratigraphique sur plusieurs dizaines de kilomètres. La syénite a été datée par la méthode U-Pb et son âge est de 1327 ± 16 Ma.

Les roches ultramafiques (mPbla7 et mPbla8)

Trois amas principaux de roches mafiques-ultramafiques ont été observés à l'intérieur de la zone de bordure de la SPDLB. Deux de ceux-ci sont dans la partie est de l'intrusion (unité mPbla7; Figure 2). Un premier amas, orienté NW-SE, est situé au nord-ouest du lac Playboy et constitue le bloc nord de la propriété minière de Falconbridge Ltée. Un deuxième amas, orienté WNW-ESE, est situé dans le secteur du lac Goggle et constitue le bloc sud de la propriété minière de Falconbridge Ltée. La lentille nord possède des dimensions d'environ 3 km de longueur sur 0,6 km de largeur. La lentille sud a aussi 3 km de longueur et 0,7 km de largeur. La lentille nord est composée principalement de gabbronorite, de gabbronorite à olivine, de norite à olivine et de gabbro à olivine. D'importance moindre, on y retrouve de la leucotroctolite, de la troctolite et de la webstérite à olivine. Un spinelle chromifère est présent localement. La lentille sud est composée de lherzolite chromitifère, de harzburgite à plagioclase, de webstérite à olivine-plagioclase, de gabbronorite à olivine (localement chromitifère) et de gabbronorite. Ainsi, cette dernière comprend davantage de roches ultramafiques que le bloc nord. Selon Giroux (2001), la composition de l'olivine des roches mafiques est de Fo₅₃ à Fo₇₅ tandis que la composition de l'olivine dans les roches ultramafiques atteint un maximum de Fo₈₄. Ces roches sont enrichies en sulfures et elles renferment plusieurs indices de cuivre et de nickel. Une troisième unité (mPbla8), cartographiée dans la partie sud de la région, est constituée principalement de norite, de gabbro plus ou moins riche en olivine, de clinopyroxénite à olivine-plagioclase et de péridotite à plagioclase. Cette dernière unité, contrairement à l'unité mPbla7, est plutôt enrichie en magnétite et ilménite.

Une unité de faible dimension de gabbronorite à olivine, de norite, de pyroxénite à magnétite et sulfures et de magnétite à pyroxènes (mPbla8), affleure au nord-ouest du lac De La Blache juste à la limite entre la zone d'anorthosite-leucotroctolite et la zone de bordure de la SPDLB. À cet endroit, des couronnes d'olivine se sont développées dans la magnétite entre le pyroxène et les oxydes. Ces couronnes reflètent un déséquilibre entre les deux minéraux; la réaction du pyroxène avec l'oxyde dépourvu de silice, entraîne la formation de couronnes d'olivine aux dépens du pyroxène à la suite d'un apport de fer qui entraîne une dilution de la silice dans le pyroxène.

Pour une description plus complète des unités mPbla7 et mPbla8, nous référons le lecteur au chapitre sur la géologie économique.

La mangérite (mPbla9)

La mangérite constitue un faciès peu abondant de la SPDLB. On la retrouve dans la partie sud-est et sud de l'intrusion où elle apparaît sous forme d'horizons pluridécimétriques à kilométriques associés à l'unité de gabbronorite (mPbla6) et de paragneiss (M4a) (Figure 2). Elle affleure également, vers le nord-ouest, sous la forme d'une lentille d'environ trois kilomètres de longueur sur un kilomètre de largeur. Dans ce secteur, elle est très déformée et particulièrement riche en oxydes de fer. Dans la partie ouest de la lentille, elle forme la matrice d'une brèche dont l'origine est vraisemblablement la même que celle du lac Playboy (mPbla10; Annexe, photo 10) au nord-est. Les déformations qui caractérisent cette unité et le manque de données rendent difficile l'évaluation des liens qui existent entre cette roche et les autres unités de la SPDLB. Il est cependant certain que plusieurs affleurements de roches gneissiques constituées de lits de gabbronorite et de mangérite, et observés dans tout le secteur sud-est de l'intrusion, peuvent vraisemblablement tirer leur origine de la déformation et de la transposition de brèches à matrice de mangérite et de gabbronorite. D'autres levés vers le sud (22F/15) seront nécessaires pour mieux évaluer la problématique de cette unité en regard des roches avec lesquelles elle est associée.

La mangérite est une roche à grain moyen, de couleur beige à brun rouille en surface altérée et verdâtre à brun rouille en surface fraîche. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, d'orthopyroxène et de clinopyroxène, de hornblende verte, de biotite et de minéraux opaques. Par endroits, elle contient des phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase d'arête centimétrique.

La brèche du lac Playboy (mPbla 10)

La brèche du lac Playboy (Annexe, photo 10) affleure sur un peu moins de 10 km² dans la partie est de la région, juste à l'ouest du réservoir Outardes 4 (Figure 2). Il s'agit d'une brèche à matrice de gabbronorite à grain moyen constituée de plagioclases trapus et peu recristallisés. La roche contient des fragments mafiques et ultramafiques qui proviennent des différents faciès de la Suite de De La Blache y compris des fragments de gabbronorite de l'unité mPbla6 et des fragments de roches ultramafiques minéralisées de l'unité mPbla7. Elle comprend également des fragments de roches supracrustales dont des paragneiss alumineux et des roches calcosilicatées tels qu'on les retrouve à l'intérieur des différentes roches intrusives ou gneissiques du Complexe de Hulot. La présence de fabriques anciennes, telle la gneissosité dans certains fragments et leur angularité, montre bien que ces fragments étaient consolidés lorsque le

magma gabbronoritique s'est mis en place. De plus, les couronnes de réaction autour des fragments constituent une preuve de l'interaction du magma gabbronoritique très chaud avec les fragments de roches déjà consolidés.

Les intrusions tardives

Mangérite mégacristique (I20a)

Une masse de mangérite mégacristique de forme ovale et orientée plus ou moins ENE-WSW, d'environ 25 km de longueur et de 10 km de largeur, coupe les gneiss du Complexe de Hulot dans la partie nord-est de la carte. Cette intrusion, située en grande partie en dehors de la région cartographiée, peut être facilement individualisée grâce à une signature magnétique en dépression par rapport aux roches du voisinage (Figure 3). La mangérite est une roche massive, sans déformation apparente. Elle est de couleur beige en surface altérée et verdâtre en surface fraîche. Une croûte d'altération, d'environ un décimètre d'épaisseur, rend très difficile la cueillette d'un échantillon de roche fraîche. La mangérite est composée de mégacristaux, d'arêtes centimétriques, d'orthose mésoperthitique et rapakivique et de plagioclase antiperthitique et antirapakivique. Le quartz est présent en phénocristaux holocristallins, en grains ou amas de grains sub-arrondis aux bordures suturées ou lobées. La matrice, à grain plus fin, est constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de clinopyroxène, de hornblende verte et de biotite. Les textures graphiques, entre le quartz et le plagioclase et myrmékites entre le feldspath potassique et le plagioclase, sont communes. Le plagioclase témoigne des phénomènes de déséquilibre avec le feldspath potassique qui le remplace pour former une texture en peau de léopard. La biotite et la hornblende apparaissent comme des minéraux d'origine métamorphique qui remplacent le pyroxène. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et quelques grains de minéraux opaques. Un âge U-Pb de 1017 ± 2 Ma a été obtenue pour cette mangérite.

Mangérite folié (I20b)

Cette lithologie affleure au centre nord de la région représentée par le feuillet 22K/04, c'est à dire à la limite ouest de la région cartographiée où elle constitue le socle rocheux d'une série de collines orientées N-S. L'intrusion est constituée principalement de mangérite, mais comporte également une faible quantité de jotunite. La mangérite est une roche de couleur blanc jaunâtre à beige jaunâtre en surface altérée et beige rosée en cassure fraîche. De granulométrie grossière à mégacristique, elle passe de foliée à ocellée à gneissique. Près des contacts avec ses encaissants, elle devient mylonitique. La mangérite est constituée de quartz, de plagioclase, de microcline, de clinopyroxène, d'un peu d'orthopyroxène transformé en hornblende verte et des traces d'olivine. La biotite est présente en quantité appréciable dans les faciès

gneissiques. La jotunite ne diffère de la mangérite que par l'absence de quartz et une quantité plus faible de feldspath potassique. Par endroits, ces deux roches possèdent un bon litage primaire marqué par l'alternance de niveaux décimétriques de mangérite et de jotunite.

Les faciès oeillés sont constitués de porphyroclastes de feldspath potassique ou de plagioclase dans une mosaïque granoblastique constituée de minéraux felsiques et mafiques. L'apatite, le zircon et l'allanite et un peu de minéraux opaques constituent la minéralogie accessoire.

Cette mangérite renferme des enclaves de la SPDLB près du contact entre ces deux lithodèmes. Ce contact est toutefois marqué par une importante zone de cisaillement orientée NNE-SSW qui affecte les lithologies de part et d'autre de celle-ci. Cette mangérite a été datée à 1016 ± 4 Ma.

Mangérite mégacristique massive à foliée (I2Oc)

La mangérite mégacristique forme une masse d'environ six kilomètres de diamètre au nord-est du lac Praslin. Elle perce à travers la SPDLB dont elle contient plusieurs enclaves. Cette intrusion n'est pas homogène. Elle est constituée principalement de mangérite (monzonite quartzifère à hypersthène) de couleur beige jaunâtre à beige rouille. Le granite à hypersthène (charnockite) de couleur beige orangé et la monzodiorite à hypersthène (jotunite) de couleur gris clair, constituent des faciès secondaires à l'intérieur de cette masse intrusive.

Ces roches sont massives à foliées et généralement mégacristiques. Le plagioclase antirapakivique et le feldspath perthitique (généralement le microcline) représentent près de 70 % de la roche. Le quartz est toujours présent en grains interlobés. L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont partiellement à totalement transformés en hornblende verte et biotite. La minéralogie accessoire est constituée par la magnétite, l'apatite, le zircon et quelques grains de spinelle. En bordure de l'intrusion, la roche devient gneissique et les quelques porphyroclastes de feldspath, qui subsistent, sont entourés d'une matrice granoblastique saccharoïdale. La phase mafique n'y est représentée que par la biotite.

Gabbronorite, norite, leuconorite, troctolite (I3Qa)

Trois petites masses de roches mafiques, identiques à celles qui affleurent dans la SPDLB, ont été identifiées à l'extérieur de cette suite. Deux d'entre elles sont situées dans la partie ouest du feuillet Lac Hulot juste au nord du lac Funny et l'autre se trouve dans le feuillet Lac Praslin, au sud du lac du Grand Bois. Cette dernière et la plus méridionale des deux masses de l'est, sont constituées presque essentiellement de gabbronorite. L'autre masse comporte, également de la leucotroctolite, de la norite et un peu de troctolite.

Ces roches ne contiennent pas de litage primaire. Elles sont injectées les unes dans les autres, de sorte que l'une peut apparaître en enclaves dans l'autre sur un affleurement donné, alors qu'on peut observer la relation inverse sur un

autre affleurement. Quelques enclaves de roches ultramafiques (pyroxénite) ont été observées. Ces roches sont en général foliées. Le gabbronorite est à grain fin à grossier et possède une excellente texture subophitique. Il est constitué de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase et d'oxydes de fer. La hornblende verte se présente comme un minéral de rétro-morphisme. On la trouve en franges autour des pyroxènes ou des opaques, en grains bien individualisés ou en taches à l'intérieur des pyroxènes. La leuconorite, la norite, la leucotroctolite ou la troctolite ont une granulométrie beaucoup plus grossière et, dans certains cas, elles sont pegmatitiques. Ce sont des roches de teinte rouille. La petite masse, la plus au nord du lac Funny, contient un peu de pyrite.

Dykes mafiques

Plusieurs petits filons ou dykes de gabbro diabasique identifiés sur la carte par le code (I3B) coupent la Suite anorthotitique de De La Blache. Ce sont des dykes d'épaisseur décimétrique à plurimétrique, d'extension limitée et d'attitude variable. Ces roches sont gris brunâtre en surface altérée et gris-noir en surface fraîche. Elles possèdent des textures intergranulaires à intersertales à fluidales et sont composées de petits bâtonnets souvent nébuleux de plagioclase, de clinopyroxène, de biotite, de minéraux opaques et d'apatite. Les dykes les plus puissants contiennent des phénocristaux de plagioclase zonés et/ou de clinopyroxène; les premiers peuvent avoir jusqu'à un centimètre d'arête.

Des dykes ou petits amas de gabbro recoupent les roches gneissiques du Complexe de Hulot. Un certain nombre d'amas, de dimension restreinte, ont été individualisés sur la carte, mais la plupart ont été identifiés que par le symbole I3A noté à côté de l'affleurement où ceux-ci ont été observés. Ces roches sont massives, à grains fins à moyen, à texture ophitique et sans déformation apparente, même si certains ont subi une forte recristallisation et sont ouralitisés. Le plagioclase se présente en bâtonnets peu à fortement nébuleux, recristallisé par endroits et parfois résorbé par les minéraux ferromagnésiens qui les entourent. Le clinopyroxène n'apparaît plus qu'en traces, ayant été presque totalement transformé en hornblende verte granoblastique. La biotite est présente en quantité importante autour des minéraux opaques. On l'observe aussi en feuillet associés à la hornblende dont elle apparaît comme le produit de rétro-morphisme. Le grenat et l'olivine sont rares et la minéralogie accessoire est représentée par les minéraux opaques et l'apatite.

Dykes felsiques

Pegmatite (IIG)

Plusieurs amas de pegmatites tardives de composition granitique coupent les roches de la région. Les plus importantes sont sur le feuillet du lac Hulot où elles percent à

travers la SPDLB. Plusieurs autres sites de dimension plus modeste ont été indiqués sur la carte par le symbole (11G) placé à côté de l’affleurement où on les retrouve. Ces pegmatites sont faciles à détecter dans les roches qui les encaissent, car elles sont à l’origine de l’hydratation complète de tous les minéraux mafiques de ces encaissements. Un de ces dykes de pegmatite, situé à l’est de la route qui mène au camp de la Donohue (km 168), contient des cristaux centimétriques de fluorine et d’apatite et des cristaux décimétriques de minéral de lithium, soit le spodumène. Le dyke en question, d’une épaisseur d’environ deux mètres, est constitué de quartz enfumé, de feldspath potassique, de plagioclase, de grenat et de muscovite. Un amas de pegmatite qui recoupe les gneiss du Complexe de Hulot sur une île du réservoir est, quant à lui, l’hôte d’un indice de cérium, de lanthane et de thorium (voir le chapitre sur la géologie économique).

Dykes de Granite (IIBGS, IIB)

La plupart des lithologies de la région sont coupées par deux générations de dykes de granites. Une première génération de dykes précède la déformation. Ils recoupent principalement les roches gneissiques du Complexe de Hulot (IIBGS). Ces dykes de granite sont à grain fin à moyen, bien foliés à gneissiques et composés principalement de quartz, de microcline et de plagioclase avec un peu de biotite. Comme l’amphibolite, ces dykes ont été transposés le long de la foliation. L’autre génération de dykes (IIB) est postérieure à la mise en place de toutes les lithologies de la région y compris la SPDLB. Elle est représentée par de nombreux dykes rectilignes dont l’épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ils sont composés de quartz, de microcline, de plagioclase et de biotite. Des phénomènes de rétro-morphisme telles la transformation du microcline en muscovite, la séricitisation du plagioclase et la transformation de la biotite en chlorite y ont été observés.

Au cours du présent levé, aucune nouvelle donnée géologique n’a été acquise sur la région qui comprend la demie ouest du feuillet du lac Praslin (22K/04). Certaines lithologies sont présentes exclusivement à l’intérieur de ce demi-feuille. Ainsi, pour la description des unités géologiques de la demie ouest de ce feuillet, nous invitons le lecteur à consulter le RG- 162 de Franconi, Laurin et Sharma (1975).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Éléments structuraux

Les éléments structuraux décrits dans le présent chapitre, proviennent exclusivement des données recueillies par l’équipe du ministère des Ressources naturelles du Québec lors de la cartographie de la région correspondant au feuillet

Lac Hulot (22K/03) et la demie est du feuillet Lac Praslin (22K/04).

Foliation

À l’exception des dykes de gabbros ou de gabbros diabasiques et de la mangérite massive de la partie nord-est de la région du lac Hulot qui sont exempts de déformation, toutes les autres lithologies sont affectées par la déformation, mais à des degrés variables. Elles sont foliées et cette foliation se traduit par l’alignement des minéraux mafiques telles la biotite ou la hornblende. L’intensité de la foliation est très variable, allant de faible à modérée dans l’ensemble de la région, à mylonitique dans les zones de déformation.

Gneissosité

Dans tout le Complexe de Hulot, la gneissosité se traduit par l’alternance de niveaux leucocrates (leucosome), d’épaisseur centimétrique, constitués principalement de quartz et de feldspath, et de niveaux mélanocrates (paléosome). Ces derniers, de même épaisseur, sont formés principalement de minéraux mafiques telles la biotite et la hornblende.

Linéations

Deux types de linéation caractérisent les ensembles foliés ou gneissiques de la région. Une linéation minérale d’origine tectono-métamorphique est formée par la cristallisation orientée de minéraux prismatiques tels le pyroxène ou la hornblende lorsqu’il sont présents. Une deuxième linéation, une linéation d’étirement, est matérialisée par la recristallisation dirigée d’agrégats millimétriques à centimétriques de quartz, de feldspaths ou de minéraux mafiques. Cette dernière linéation est particulièrement bien développée dans les zones de déformation où le transport tectonique est important.

Litage, foliation et linéation dans la SPDLB

Dans les roches de la SPDLB, le litage magmatique est lié à l’alternance de lits d’anorthosite et de lits de leuconorite, ou à des changements marqués de granulométrie. La foliation magmatique, plus souvent présente que le litage, est marquée par l’alignement des mégacristaux de plagioclase. Une foliation faible à modérée, d’origine tectono-métamorphique et définie par l’alignement d’agrégats de minéraux mafiques, se superpose aux deux fabriques précédentes. Cette foliation, orientée en général ENE-WSW, est parallèle aux deux fabriques primaires observées dans la partie ouest de l’intrusion. Dans la partie est, où le litage et la foliation magmatique sont plus ou moins NS, la foliation métamorphique s’individualise et devient orthogonale aux fabriques magmatiques auxquelles elle se superpose. Une foliation métamorphique est présente dans les roches de bordures de la SPDLB (mPb1a6). Cette foliation s’accroît très

rapidement à l'approche de zones de mylonites. Lorsque plusieurs lithologies sont impliquées dans la déformation, les effets de transposition sont à l'origine des zones de gneiss droits qui caractérisent ces déformations. Les linéations sont très rares dans les roches de la partie grossière de la SPDLB. Cependant, dans les roches de bordure, la foliation mylonitique ou les gneiss droits portent une linéation d'étirement subhorizontale résultant d'un transport tectonique important.

Analyse structurale

Une illustration des trajectoires structurales (Figure 4) a été élaborée en utilisant les données structurales planaires recueillies sur le terrain. Le pendage moyen des lithologies, les axes de plis régionaux et la plongée des axes de micros plis observés sur le terrain, ont été mis en plan. Un certain nombre de domaines structuraux ont été identifiés. Ces domaines sont associés à des événements structuraux décrits dans le présent chapitre.

Trois domaines ont été définis dans le Complexe de Hulot. Ces domaines font mieux ressortir les grandes structures régionales qui caractérisent la déformation de ce complexe. En effet, au nord-est de la région, la gneissosité régionale est affectée par des plis dont le plan axial est orienté nord-sud et l'enveloppe plus ou moins est-ouest. Ces grandes ondulations sont particulièrement bien marquées par l'antiforme à l'origine de la grande presqu'île qui est mise en évidence par le domaine 1. Les deux autres domaines, à l'est (domaine 3) et au nord-ouest (domaine 2) de la région cartographiée, sont caractérisés par de nombreux plis de même style et de même orientation.

Le quatrième domaine est localisé à l'intérieur des roches de la partie est de la SPDLB dans le feuillet Lac Hulot (22K/03). Nous n'avons pas inclus la partie ouest de la SPDLB dans ce domaine en raison de la faible densité des mesures planaires et linéaires (cf. : carte SIGEOM).

Enfin, le cinquième domaine correspond à la zone de déformation qui marque la limite entre les roches de la SPDLB au sud et les roches du Complexe de Hulot au nord. Il se situe entre le lac Funny à l'ouest et le lac Playboy à l'est (Figure 2).

Domaine 1

Les données structurales prélevées à l'intérieur du domaine 1 (Figure 4) mettent en évidence l'antiforme constituant la grande presqu'île. Sur le terrain, on peut observer que l'orientation des plans de gneissosité et de foliation décrit un grand pli. Du côté est de la presqu'île, les plans sont orientés NNW-SSE avec un pendage et une linéation vers l'est. En allant vers le sud, l'orientation des fabriques planaires devient NS puis SW-NE et finalement EW au bout de la presqu'île avec un pendage vers le sud et une linéation

qui plonge aussi vers le sud. En remontant vers le nord du côté ouest de la presqu'île, l'orientation des structures planaires devient progressivement NNW-SSE avec un pendage vers l'ouest et une linéation qui plonge dans la même direction. Le stéréogramme 1a (Figure 4) permet de constater que la foliation et la gneissosité ont été plissées en une grande antiforme très ouverte dont le plan axial est orienté ESE-WNW. La charnière de ce pli plonge modérément vers le SSE à environ 30°. La dispersion des linéations dans ce domaine (stéréogramme 1b, Figure 4), suggère que celles-ci ont été affectées par la phase de plissement que nous venons de décrire.

Domaine 2

Le Domaine 2 (Figure 4) est situé dans la partie nord de la région qui correspond au feuillet Lac Praslin (22K04) et au nord-ouest du lac du Grand Bois. Les plans de gneissosité et de foliation mesurés sur le terrain ont un pendage orienté vers l'est ou vers l'ouest. Ces plans ont été reportés sur le stéréogramme 2a (Figure 4). Les linéations mesurées sur ces plans sont orientées vers le sud et plongent à environ 35° (stéréogrammes 2b, Figure 4). Des micros plis, dont l'enveloppante est orientée EW et dont les charnières sont parallèles aux linéations des plans de gneissosité et de foliation, sont aussi présents. Ces observations suggèrent la présence de structures plissées plutôt serrées, et dont le plan axial est orienté SSW-NNE (environ 195°).

Domaine 3

Ce domaine est situé dans la partie sud-est de la région cartographiée, dans le secteur du réservoir Outardes 4 (Figure 4). Encore là, on observe que les pendages des plans de gneissosité et de foliation s'inversent et il est possible de tracer sur la carte une série de plans axiaux associés à des plis plutôt serrés. Ces mesures planaires reportées sur le stéréogramme 3a (Figure 4) confirment la présence de plis dont les plans axiaux sont orientés SSW-NNE. La distribution des linéations sur le stéréogramme 3b (Figure 4) permet d'observer que ces plis plongent à environ 20° vers le SSW, tout comme les charnières des micros plis observées dans ce secteur (cf. : carte géologique SIGEOM).

Dans la partie centre-nord de la région entre les domaines 1 et 2, on peut voir des inversions de pendages tantôt vers le nord, tantôt vers le sud (Figure 5). De plus, de nombreux micros plis ont une charnière d'orientation variable. Nous n'avons pas défini de domaine dans ce secteur à cause de la faible densité des données dont on dispose. Cependant, ces inversions de pendage dans les fabriques planaires jumelées aux orientations variables des charnières de plis à l'intérieur de grands plis de plan axial NS (Figure 5), suggèrent que le raccourcissement EW ayant produit les plis

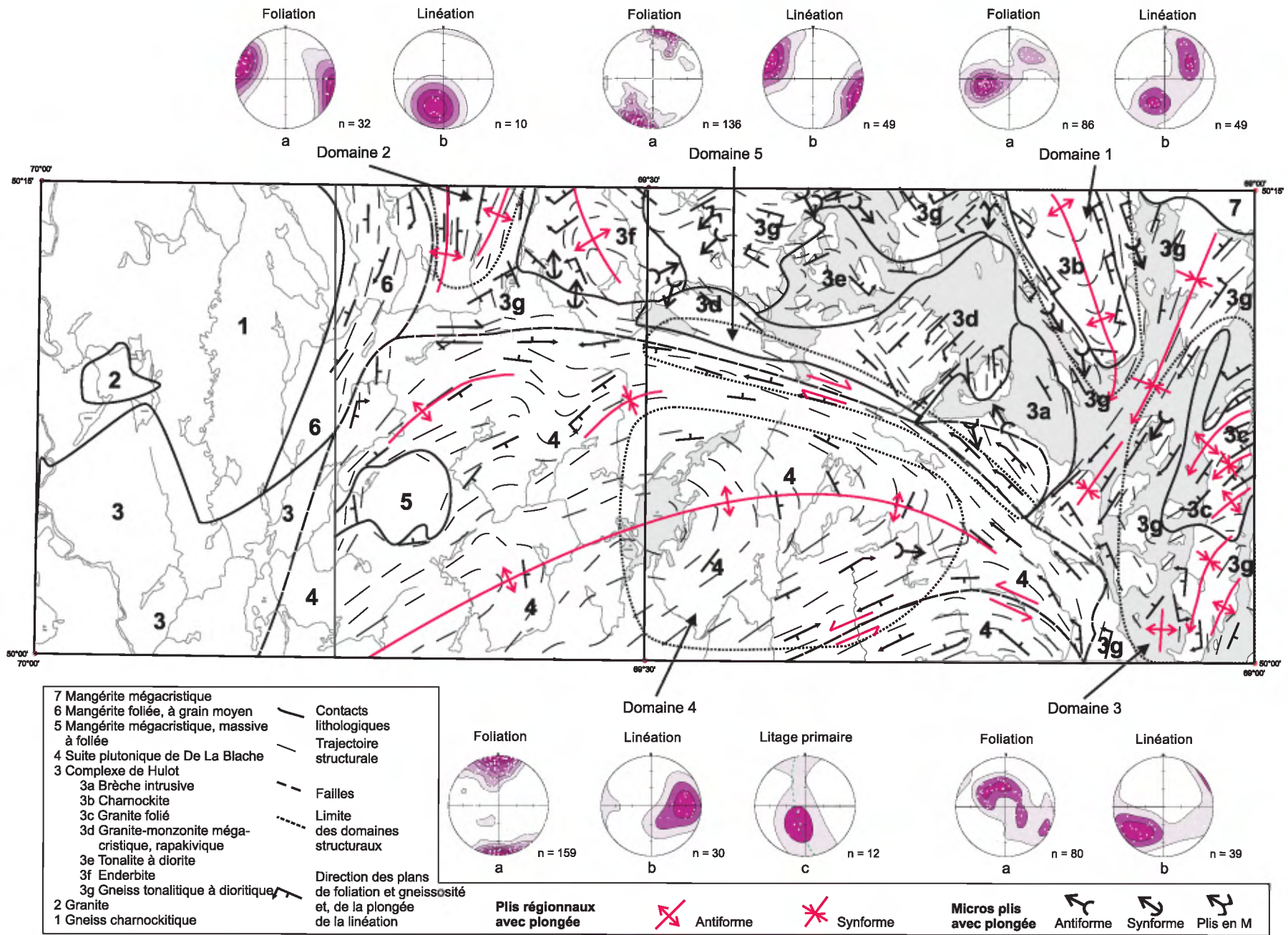
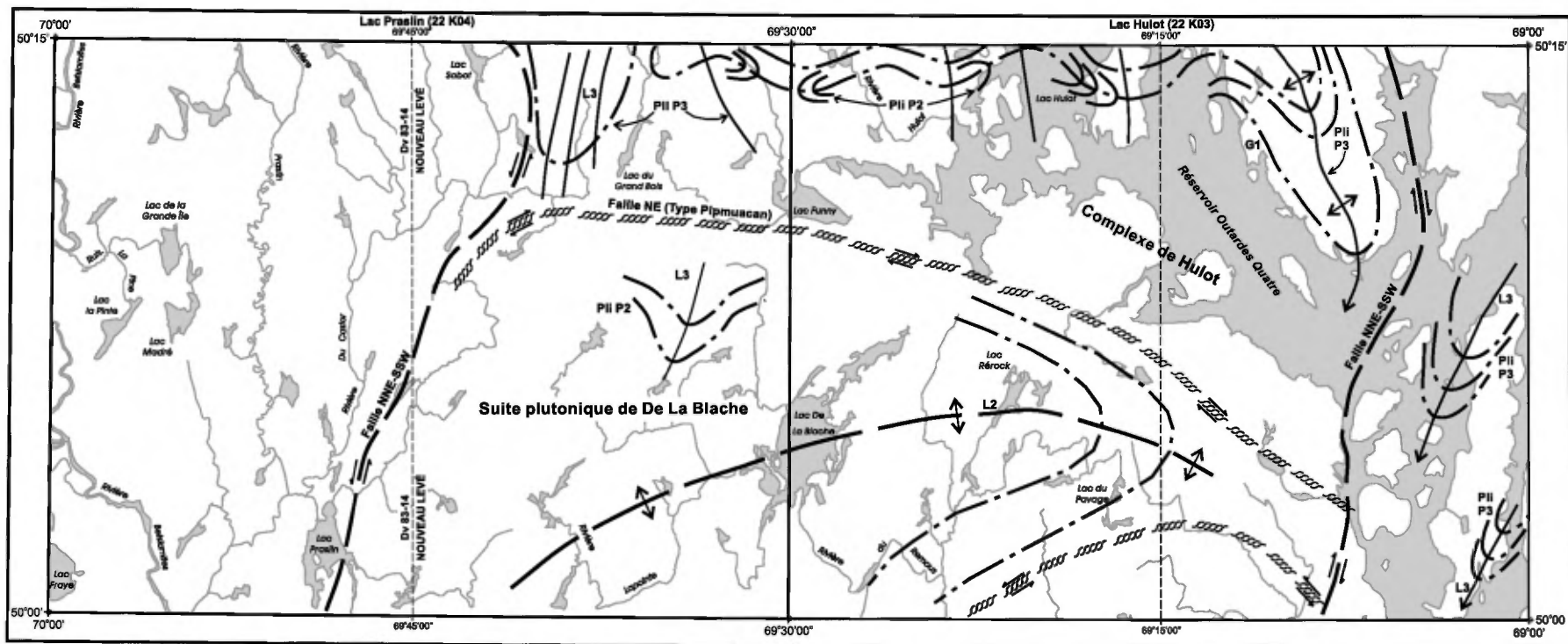


FIGURE 4 - Carte des trajectoires structurales des plans de foliation et de gneissosité. Domaines structuraux et stéréonet des structures planaires et linéaires. Axes des principaux plis régionaux.



LÉGENDE








- a)  Sens de la plongée des plis
- b)  Sens de fermeture des plis de 2ième phase
- c)  Plans axiaux des plis de 2ième phase qui ont été plissés par une 3ième phase (ondulations)
- d)  Plans axiaux des plis de 3ième phase avec ou sans plongée
- e)  Antiforme (pli de 3ième phase avec ou sans plongée)
- f)  Cisaillement avec sens du mouvement
- g)  Faille avec sens du mouvement
- h) L2 ou L3 Foliation parallèle aux plans axiaux des plis de 2ième et 3ième phase

FIGURE 5 - Phénomènes structuraux associés aux principales phases de plissement.

nord-sud, s'est superposé à des plis dont l'orientation moyenne des axes était EW (Figure 5). Nous n'avons pas noté de fabrique planaire axiale associée à ces plis.

Domaine 4

Dans la SPDLB, les trajectoires structurales (Figure 4) permettent de déceler la présence d'un grand pli. Les mesures des plans de litage et des foliations primaires et secondaires du domaine 4 (Figure 4) mettent en évidence cette structure plissée (Figure 5). L'orientation du plan axial, à l'intérieur du domaine, est à peu près E-W (stéréogramme 4a). Selon les mesures des linéations, la charnière de ce pli plonge vers l'est à environ 20° (stéréogramme 4b; Figure 4). La fermeture de cette structure anticlinale plongeant vers l'est est également mise en évidence par le levé aéromagnétique. Enfin, la foliation tectono-métamorphique, que nous avons décrite précédemment à l'intérieur de la SPDLB, apparaît comme une fabrique de plans axiaux qui s'est développée lors du plissement de l'intrusion.

Domaine 5

Ce domaine est limité à la zone de faille qui marque le contact entre la SPDLB et les gneiss du Complexe de Hulot et qui est localisé entre les lacs Funny et Playboy dans la région du feuillet 22K/03. Le long de cette structure, les fabriques planaires, en général une foliation mylonitique ou une gneissosité de gneiss droits, possèdent un pendage abrupt tantôt vers le sud, tantôt vers le nord. Le stéréogramme 5a porte à croire en la présence d'un pli droit très serré, orienté SE-NW et d'origine postérieure à la zone de déformation. Par contre, nous croyons qu'il s'agit plutôt de l'expression d'un changement d'attitude de la fabrique planaire sans aucun plissement. De plus, selon le stéréogramme 5b, les linéations le long de cette structure sont presque horizontales mettant en évidence un mouvement en décrochement.

Zones de déformation

Contacts nord et sud de la SPDLB

Les contacts nord et sud de la SPDLB sont caractérisés par la présence de zones de mylonites et de gneiss droits qui affectent les roches de la suite plutonique et ses encaissants. Le long du contact nord, la zone de déformation peut atteindre 1 à 2 kilomètres de largeur. Elle est caractérisée par une série de couloirs de déformation plus ou moins parallèles au contact, et qui sont séparés les uns des autres par des roches qui ont été épargnées de la déformation (zones de mylonites anastomosées). À l'approche d'une zone de déformation, la roche devient de plus en plus granulée et son grain est donc réduit. Dans la zone de déformation, la roche devient une ultramylonite à grain très fin avec quelques porphyroclastes de pyroxène et de plagioclase. Le

gabbronorite déformé ne semble pas avoir subi de rétro-morphisme puisque l'assemblage de deux pyroxènes et de plagioclase, tel qu'on le retrouve dans le gabbronorite, n'a pas été transformé lors des déformations. Au sud, la zone de déformation présente les mêmes caractéristiques que la zone septentrionale et elle s'étend au-delà de la limite sud de la carte.

Du côté nord, les zones de déformation sont orientées plus ou moins ESE-WNW (115°). Elles sont sub-verticales, (stéréogramme 5a; Figure 4) et portent une linéation sub-horizontale dont la plongée ne dépasse pas 20° vers l'est ou vers l'ouest (stéréogramme 5b; Figure 4). Vers l'est, elles bifurquent vers le sud pour rejoindre la zone de déformation du sud. Cette dernière zone est orientée ENE-WSW avant de bifurquer vers le SE, en allant vers l'est. Le long du contact nord, de nombreux indicateurs de cisaillement, tels des porphyroclastes de type σ ou δ , des C/S ou des clivages de crénulation en extension (ECC) pointent tous vers un mouvement en décrochement dextre. Dans la zone de déformation au sud, les mêmes indicateurs de cisaillement supportent l'hypothèse d'un décrochement senestre.

Les zones de cisaillement NNE-SSW

Deux zones de cisaillement orientées NNE-SSW ont été mises en évidence sur la carte. À l'est du lac Sabot (Figures 2 et 5), une zone de cisaillement, caractérisée par la présence de mylonites et de gneiss droits, marque le contact entre la mangérite à l'ouest (I2Ob) et les gneiss du Complexe de Hulot à l'est. Dans la partie nord de la région, cette zone est orientée SSE-NNW puis elle bifurque SSW-NNE où elle s'engage dans le couloir de déformation qui marque la limite entre les gneiss et la SPDLB. Nous n'avons pas beaucoup d'information sur cette structure. Cependant, l'entraînement de la SPDLB suggère un déplacement senestre. Une autre structure de même style passe à travers le réservoir (Figure 2 et 5). Elle affecte principalement les gneiss du Complexe de Hulot qui sont transformés en gneiss droits (photo de la page couverture). Elle entraîne les roches de la SPDLB, situées du côté ouest de celle-ci, vers le NE, suggérant un déplacement dextre.

Interprétation

Les données structurales que nous venons de présenter discuter permettent de reconnaître plusieurs événements de déformation pour expliquer l'agencement et la distribution des lithologies dans les régions des lacs Hulot et Praslin.

Nous associons à la déformation D1 la fabrique planaire gneissique qui affecte, en général, toutes les roches du Complexe de Hulot, en particulier les nombreuses intrusions qui le composent. Dans la discussion qui va suivre, nous considérons cette déformation comme l'élément de référence auquel nous allons tenter de fixer dans le temps différents événements géologiques qui s'inscrivent avant ou après cette période de déformation.

La présence de roches d'origine sédimentaire enclavées dans les intrusions (pPmPulo2 à 6) du Complexe de Hulot implique que ces dernières ont percé à travers une couverture de roches supracrustales pour laquelle nous n'avons aucune information si ce n'est que la formation de ces bassins est antérieure à 1434+68/-28 Ma, l'âge de l'une des intrusions (cf. chapitre 7). Par ailleurs, la nature gneissique de ces enclaves implique un événement métamorphique précédant la mise en place de ces intrusions. Par la suite, un événement igné important caractérisé par la mise en place des intrusions regroupées dans le Complexe de Hulot (unités ulo2 à 6) a été partiellement daté à 1434+68/-28 Ma. Ce magmatisme de composition felsique à intermédiaire a pu s'étendre sur quelques dizaines de millions d'années voire beaucoup plus. L'événement subséquent à ce magmatisme réfère à la déformation régionale qui affecte les roches du Complexe de Hulot et qui est représentée par la formation des gneiss tonalitiques à dioritiques (pPmPulo1) dérivés de la déformation et de la migmatisation des différents faciès intrusifs du Complexe de Hulot (pPmPulo2 à 6). Cet événement réfère à la déformation D1 que nous avons désignée comme l'élément de référence au début du présent chapitre. Il est à l'origine de la formation de fabriques planaires représentées par la plupart des données de gneissosité (G1) ou de foliation (L1) à l'intérieur du Complexe de Hulot. Ces fabriques planaires ont été plissées une première fois pour produire des plis (P2) dont les axes étaient orientés EW à la suite des contraintes NS (Figure 5). Une deuxième phase de déformation plicative est à l'origine des grands plis ouverts (P3) de plan axial plus ou moins NS. Dans les gneiss (pPmPulo1) du Complexe du Lac Hulot, les grands plis régionaux représentent cette déformation. Cette série de structures antiformes et synformes, de plongée moyenne de 30° vers le SSW ou le SSE est le résultat d'un épisode de raccourcissement E-W. Ces plis sont accompagnés d'une foliation axiale (L3) particulièrement bien développée dans le secteur NW du lac du Grand Bois (22K/04), de même qu'autour de la grande presque île au nord du réservoir et sur la grande île à l'est de la région représentée par le feuillet 22K03 (Figure 5). L'inversion des pendages de la gneissosité et de la foliation selon un plan axial virtuel orienté E-W (P2), à l'intérieur des plis P3, jumelée aux axes des micro-plis P2 d'orientation et de plongée variables (Figure 5), apparaissent comme des données incontournables à partir desquelles il faut déduire une phase de plissement qui a précédé la formation des plis P3.

Comme nous l'avons souligné précédemment, la SPDLB forme une grande structure anticlinale qui plonge vers l'est. La relation entre ce pli et les différents épisodes de déformation que nous avons documentés précédemment n'est pas bien établie. Il est possible que la structure anticlinale soit contemporaine à la formation des plis P2 décrits à l'intérieur du Complexe de Hulot. Le réentrant vers le sud dans les gabbonorites de l'unité pPbla6 au NW du lac de De la

Blache pourrait représenter un pli relié à la formation des plis P3 du Complexe de Hulot.

La SPDLB est bordée au nord et au sud par des zones de déformation qui suggèrent que l'intrusion ait été amenée dans sa position actuelle comme un bloc monolithique en provenance de l'est. Ces zones de déformation semblent oblitérer la déformation interne du Complexe de Hulot.

La SPDLB ne contient pas de signature des événements en compression orientés NNW qui sont typiques de l'orogénie grenvillienne. La signature de ces chevauchements pourrait avoir été oblitérée par les zones de déformation en décrochement que nous avons documentées plus tôt. Nous corrélons les zones de mylonites en bordure nord et sud de cette intrusion à la faille de Pipmuacan au sud-ouest dans la région du Lac-Saint-Jean. (Hébert, 2001). Pour une raison quelconque, la zone de déformation s'est divisée en deux branches à l'approche de l'intrusion du lac De La Blache. Des contraintes, plus ou moins nord-sud, alliées à la forme de l'intrusion en biseau ou à la présence d'un obstacle à l'est, sont à l'origine du mouvement différentiel entre le monolithe et les gneiss encaissants à l'origine du mouvement dextre au nord et du mouvement senestre au sud. À la limite est de l'intrusion, les deux zones de déformations se réunissent à nouveau. Des travaux de cartographie supplémentaires seraient nécessaires pour suivre le tracé de cette structure vers l'est.

Les dernières déformations dans la région sont les structures NNE-SSW. Ces dernières ont été décrites au sud-ouest dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Hébert, 1998). Dans cette région, ces structures NNE-SSW sont réputées être jeunes (Hébert, 1998 et 2001). Dans la présente région, la mangérite du nord-ouest (I2Ob) présente les mêmes caractéristiques géochimiques que celle juste au sud et qui coupe la SPDLB (I2Oc). Cette dernière mangérite a été datée à 1016 Ma (Davis, 2001). Si le lien génétique est réel, il confirme l'âge relativement jeune des structures NNE-SSW. Au Saguenay - Lac-Saint-Jean, elles coupent les déformations plus ou moins EW reliées au chevauchement grenvillien et les structures NE-SW de type Pipmuacan telles les deux structures situées de chaque côté de la SPDLB. Dans la région de Hulot, ces failles NNE-SSW recoupent également les structures NE-SW, et le bloc ainsi délimité, semble s'être déplacé vers le nord-est, entraînant un mouvement dextre le long de la faille de l'est et un mouvement senestre le long de la faille de l'ouest.

MÉTAMORPHISME

Les roches du Complexe de Hulot contiennent des assemblages qui sont stables au faciès supérieur des amphibolites ou au faciès des granulites. Dans la partie est

de la région, c'est-à-dire à l'intérieur du feuillet du lac Hulot, les gneiss sont au faciès des amphibolites. L'assemblage quartz-plagioclase-biotite-grenat-sillimanite observé dans quelques lambeaux de paragneiss, indique que l'ensemble était stable au faciès supérieur des amphibolites. Ce métamorphisme, à l'intérieur des lambeaux, a pu être acquis avant qu'ils soient incorporés dans les différentes intrusions où on les observe maintenant. Cependant, l'assemblage minéralogique qui les caractérise était également stable dans ce nouvel environnement, soit au faciès des amphibolites. Les différentes intrusions qui les contiennent ont subi des déformations et un métamorphisme, et elles ont même été fusionnées. Dans l'ensemble de la partie est de la région, ces phénomènes se sont passés à des pressions et températures équivalentes à celles du faciès des amphibolites, comme l'indiquent les assemblages minéralogiques et l'absence de pyroxènes dans les mobilisats. Dans le secteur ouest cependant, des conditions de métamorphisme caractéristiques du faciès des granulites ont prévalu, comme l'indiquent les assemblages à pyroxènes et la présence d'orthopyroxène dans les mobilisats. À partir des couronnes d'orthopyroxène et de clinopyroxène à symplectites de spinelle observées dans la SPDLB, il est possible de dire que l'olivine ou l'orthopyroxène et le plagioclase, d'origine magmatique, se sont retrouvés dans des conditions de déséquilibre lors de leur refroidissement. Ce déséquilibre se traduit par le développement des couronnes que nous avons décrites. L'absence à peu près systématique de couronnes de grenat entre le plagioclase et les pyroxènes indique que le refroidissement s'est effectué à des pressions relativement basses entre 5 et 15 kbars (Yardley, 1989). La présence de couronnes de grenat est restreinte à deux sites d'observations. Elles se retrouvent associés à des magnétitites à olivine et orthopyroxène et le développement du grenat est relié à un phénomène de déséquilibre chimique entre le plagioclase et l'olivine ou l'orthopyroxène.

On observe beaucoup de phénomènes de rétro-morphisme dans les différentes roches de la région. Les plus communs sont la transformation des pyroxènes en hornblende verte ou brune. La hornblende se présente en taches ou en couronnes où elle a complètement remplacé le pyroxène. La biotite se développe également aux dépens des pyroxènes ou encore de la hornblende. Le développement de la chlorite s'est fait aux dépens de la biotite ou plus rarement de la hornblende. Enfin, le plagioclase est transformé en séricite et le feldspath potassique en muscovite. Tous ces phénomènes de rétro-morphose caractérisent aussi bien les paragenèses métamorphiques que les roches ignées tels la SPDLB ou les dykes tardifs de gabbros ou de gabbros diabasiques. Quant à la chronologie de ces différents événements métamorphiques, tout le travail reste à faire. Il est possible que le métamorphisme granulitique de la partie ouest de la région ait pu affecté toute la région à un moment donné. Il est également possible que le métamorphisme du faciès des

amphibolites, de la partie est de la région, puisse être un métamorphisme rétrograde après le métamorphisme granulitique comme pourrait le laisser croire la présence de hornblende verte apparemment dérivée du rétro-morphisme de pyroxènes. La seule certitude parmi tous ces phénomènes métamorphiques demeure le développement de la chlorite et parfois de l'épidote. Ces dernières sont associées à un événement tardif, car on les retrouve dans les roches les plus jeunes, tels les dykes de gabbro ou de gabbro diabasique.

GÉOCHIMIE

Géochimie de fonds de lacs

Deux levés de géochimie de l'environnement secondaire ont été effectués dans le secteur. Les données de base de ces levés sont disponibles sur le Système d'Information Géominière (SIGÉOM) du MRN. Un premier levé de sédiments de ruisseaux compte 17 échantillons dans le secteur étudié. Ce levé est référencé sous le numéro de projet 1968005. Une synthèse de ces données est présentée par Franconi *et al.* (1975).

Le second est un levé de sédiments de fonds de lacs effectué par SOQUEM au milieu des années 70 (Richard, 1978). Les résultats de ce levé ont été gracieusement transférés au gouvernement qui a procédé à leur publication (Choinière, 1987). Ce levé est présenté sous le numéro de projet 1977500. On peut distinguer ces levés dans la base de données par le type d'échantillon ou par le numéro de projet.

Nous présentons dans les prochains paragraphes les résultats du levé de sédiments de fonds de lacs, celui-ci offrant de loin une meilleure densité d'échantillonnage (environ 1 éch./12 km²) et une meilleure répartition des échantillons sur le territoire.

Analyses

Les échantillons ont été analysés par spectrométrie d'absorption atomique suivant une attaque à l'acide nitrique concentré et chaud. Les éléments dosés sont : Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Mn, Mo, Fe. L'uranium a été dosé par fluorescence X. Les limites de détections et de précisions analytiques sont présentées au Tableau 1.

Historique

Dans leur rapport traitant des données géochimiques du levé de sédiments de fonds de lacs, Marcotte et Fox (1989) ont démontré que les anomalies en cuivre et en nickel dans

le secteur de 22K/03 n'étaient pas le résultat d'un enrichissement par la coprécipitation de ces éléments avec le fer et le manganèse, mais étaient dues à la présence de minéralisations cupro-nickélifères.

Falconbridge Ltée a procédé à la vérification d'anomalies géochimiques en cuivre et nickel, notamment dans la région couverte par le feuillet 22K/03. En 1990, compte tenu de la présence d'anomalies de sédiments de fonds de lacs, de linéaments structuraux et de roches mafiques-ultramafiques, Falconbridge Ltée a initié un projet d'exploration dans la région. Celui-ci a mené à la découverte des zones minéralisées de Outardes (Lemery, 1992).

Présentation des données

Les teneurs moyennes et les écarts-types pour l'ensemble des échantillons sont présentées au Tableau 1.

Les cartes géochimiques pour le cuivre et le nickel sont présentées à la Figure 6. On y observe un contraste marqué entre une zone où les teneurs en cuivre et en nickel sont particulièrement élevées et une zone où les teneurs de ces mêmes éléments sont particulièrement faibles. Les échantillons ont été séparés en deux populations, l'une correspondant à des teneurs élevées en nickel et l'autre correspondant à des teneurs faibles. Cette opération permet d'ajuster les seuils anomaux en fonction du bruit de fond local. Le domaine de nickel élevé correspond au secteur minéralisé de « Outardes » de Falconbridge Ltée et à la dispersion glaciaire qui s'y rattache. Il correspond aussi au secteur situé à proximité d'intrusions de gabbronorites près du Lac Funny. Cette séparation en deux domaines influence les moyennes et les seuils anomaux définis pour la région (Tableau 2). Elle entraîne un réajustement à la hausse d'environ 25 % du seuil, dans un secteur où le bruit de fond géochimique est plus élevé (Tableau 2) et, un réajustement à la baisse d'environ 25 % du seuil, dans un secteur où le

bruit de fond est plus faible (Tableau 2). La localisation des anomalies formées de plusieurs sites adjacents et les sites individuels anomaux pour chacun des « domaines géochimiques » sont aussi présentés à la figure 6.

Observations

Domaine géochimique à teneurs faibles en nickel

Outre trois anomalies ponctuelles décelées dans le « domaine faible en nickel » (Figure 6), on note la présence de quatre « anomalies géochimiques » formées de plusieurs sites adjacents (Tableau 3).

Une anomalie de Cu englobe deux sites adjacents (73524 et 73525) localisés dans le secteur sud-est du feuillet 22K/03. Dans un cas, le Pb est associé au Cu et dans l'autre cas c'est le Ni.

Une anomalie de Zn comprend deux sites adjacents (71023 et 71024) dont l'un contient également du Cu. Dans ce secteur, les résultats des travaux de Marcotte et Fox (1989) ont permis d'extrapoler des teneurs aurifères élevées dans les sédiments de fonds de lacs. Selon cette extrapolation, il y aurait un potentiel aurifère dans ce secteur.

Une anomalie de Mo-Co a été mise en évidence par trois sites (71499, 71517 et 71637). Cette anomalie se corrèle bien avec les monzonites situées au sud du Lac Hulot. Dans deux cas, les échantillons anomaux contiennent aussi du Zn, du Ni et du Mn.

Une anomalie d'uranium est formée de trois sites adjacents (71594, 73528 et 73529). Ces échantillons sont en lien avec la minéralisation K3R1 qui contient 0,14 % U et 0,036 % Th (Harvey et Lacasse, 1989) et avec celle de K3R2 dont l'analyse a donné 0,8 % Ce et 0,25 % ThO₂ (McCann et Armstrong, 1977). Le lien de cette minéralisation avec la pegmatite (IIG) est évident. De plus, les résultats suggèrent que cette source minéralisée pourrait s'étendre jusqu'au

TABLEAU 1 - Limites de détections, précisions analytiques et quelques statistiques pour les échantillons de sédiments de lacs dans la région de 22K/03 et 22K/04.

	Limite de détection	Précision Analytique	Teneur min.	Teneur max.	Moyenne	Écart type	Nombre
Cu	1 ppm	1 ppm	4 ppm	84 ppm	18,9 ppm	13,5	119
Pb	2 ppm	1 ppm	3 ppm	13 ppm	7,5 ppm	1,9	119
Zn	8 ppm	1 ppm	8 ppm	168 ppm	42,9 ppm	28,2	119
Mo	1 ppm	1 ppm	1 ppm	15 ppm	4,0 ppm	2,7	119
Co	2 ppm	1 ppm	1 ppm	62 ppm	7,7 ppm	7,9	119
Ni	1 ppm	1 ppm	6 ppm	88 ppm	17,4 ppm	11,6	119
Mn	10 ppm	1 ppm	10 ppm	1265 ppm	142,3 ppm	189,4	119
Fe	0,1%	0,01 %	0,15 %	7,52%	1,23%	1,07	119
U	0,1 ppm	0,1 ppm	0,3 ppm	27,0 ppm	2,7 ppm	3,7	119

TABLEAU 2 - Moyennes et seuils anomaux, en ppm, pour les « domaines géochimiques » identifiés.

	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Mn ppm	Fe %	U ppm
Moyenne générale	19	7	43	4	7	17	138	1,23	2,8
Seuil général (95 ^{ème})	36	9	72	7	13	26	300	2,43	5,0
DOMAINE Ni faible									
Moyenne	16	7	42	4	6	11	144	1,22	2,7
Seuil (95 ^{ème} percentile)	36	10	112	8	14	19	560	3,82	6,8
DOMAINE Ni élevé									
Moyenne	23	8	44	4	9	23	145	1,42	3,0
Seuil (95 ^{ème} percentile)	50	11	105	11	25	51	385	3,85	6,0

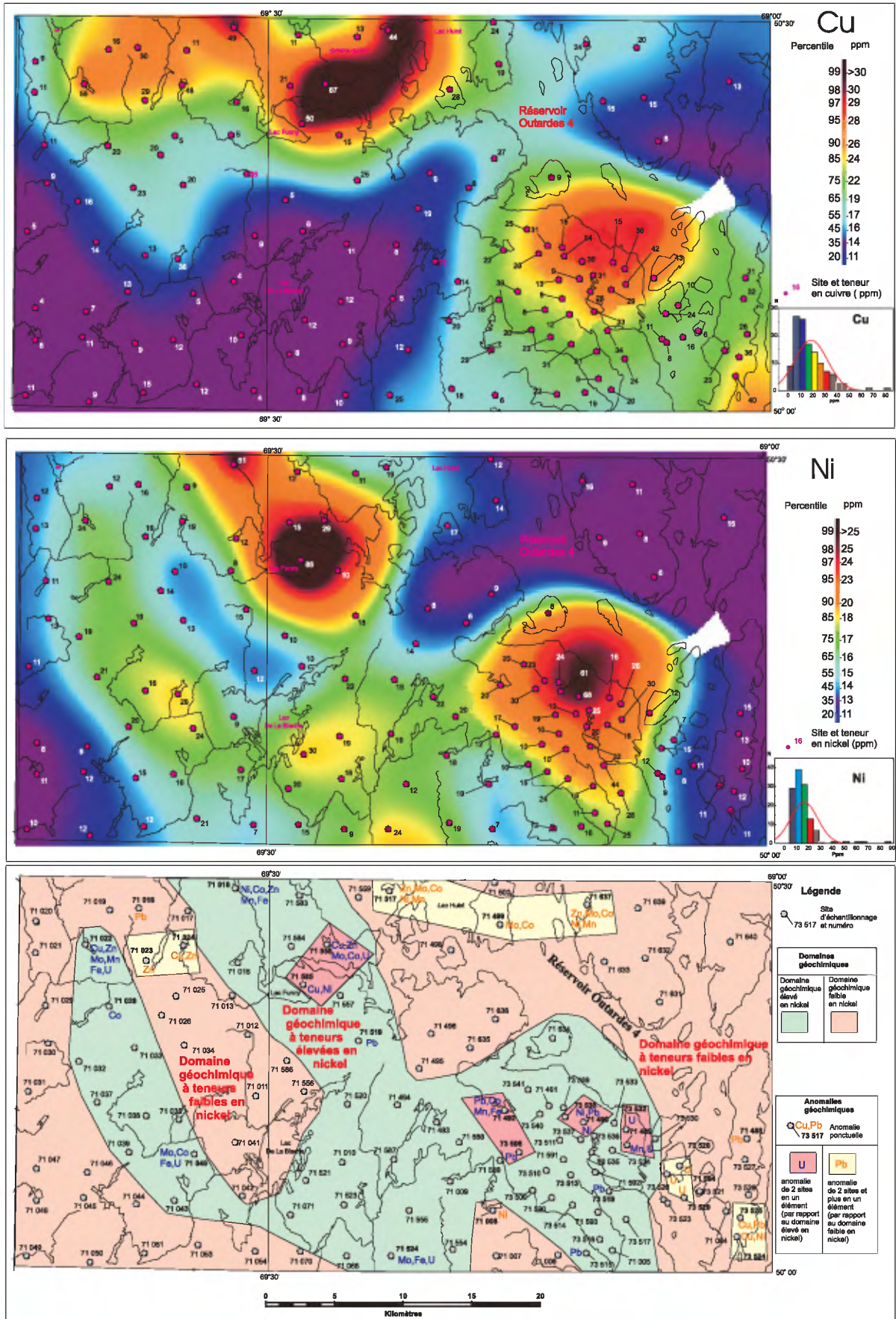


FIGURE 6 - Cartes géochimiques du cuivre, du nickel et synthèse des anomalies.

TABLEAU 3 - Sites anomaux (95^e percentile) du domaine faible en nickel. Localisation en NAD 27.

Site échan.	UTME	UTMN	Cu	Pb	Zn	Mo	Co	Ni	Mn	Fe	U
71018	455025	5564574		11							
71488	498275	5548174		12							
71008	480200	5543049						19			
Cu											
73524	497550	5541200	40					11			
73525	497800	5542548	36	11							
Zn											
71024	458200	5561924	48		120			19			
71023	455500	5560824			116			19			
Mo-Co											
71499	480725	5563400				8	14				
71517	472800	5565800			134	12	19	19	820		
71637	486875	5564824			112	15	46		1265	3,95	6,8
U											
71594	492550	5545624									27,0
73528	493475	5546224									7,4
73529	493800	5543974									13,8

site 73532, soit sur plus de 4 km vers le NNW. Cette anomalie s'associe à des teneurs plus élevées en zinc (84, 76 et 63 ppm) et Whalen *et al.* (1987) ont observé que les granites de type anorogénique présentent cette association d'uranium et des ÉTR avec le zinc. Cette association a aussi été observée dans les sédiments de lacs prélevés au dessus du Complexe de Canatiche, au nord de Sept-Îles (Beaumier, en préparation). On y observe une teneur moyenne de 80 ppm de Zn.

Domaine géochimique à teneurs élevées en nickel

Huit échantillons isolés contiennent des teneurs élevées en nickel (Figure 6). La composition de l'échantillon le plus au nord (71016) peut être associée à la présence d'autres intrusions de gabbro-norite, de roches semblables à celles observées à proximité du lac Funny ou même à la présence de roches plus mafiques. Disons enfin qu'une superficie importante de roches bien exposées à l'érosion est nécessaire pour entraîner la formation d'une dispersion glaciaire en éléments sidérophiles (Tableau 4) sur plusieurs kilomètres. Cette dispersion, orientée N150° s'observe dans les sédiments de fonds lacs par une diminution graduelle des teneurs notamment en cobalt (62 ppm suivi de 25 puis de 10 et finalement de 4 ppm).

Quatre zones d'anomalies qui contiennent plusieurs sites d'échantillons adjacents ont été identifiées dans le « domaine à teneur élevée en nickel » (Tableau 4). Celles-ci sont :

1 - une anomalie en cuivre située au Lac Funny, à proximité de deux intrusions de gabbro-norite. Des teneurs élevées en zinc sont aussi associées à cette anomalie en cuivre. Les travaux de Marcotte et Fox (1989) ont mis en évidence des teneurs en or atteignant 40 ppb dans les sédiments de fonds de lacs. Celles-ci sont une bonne indication d'un potentiel aurifère.

2 - une anomalie en nickel ayant fait l'objet d'un suivi par Falconbridge ltée au cours des années 1980 (73538 et 71490).

Cette anomalie a mené à la découverte de la zone minéralisée de Outardes. L'absence de teneurs élevées en cobalt dans les sédiments de fonds de lacs est caractéristique de la source (Lemery, 1992). Une zone de dispersion glaciaire, orientée N150°, est observée sur une dizaine de kilomètres. Le long de cette zone de dispersion, on note une diminution graduelle des teneurs; notamment, le nickel passe de 68 à 25 à 20 à 18 et finalement à 11 ppm. Cette diminution graduelle est également observable dans les teneurs du cuivre. La production d'une dispersion d'une telle envergure nécessite l'exposition en surface d'une superficie importante de matériel minéralisé. Lemery (1992) rapporte que plus de 40 échantillons de roches prélevés dans le secteur minéralisé contiennent plus de 0,2 % Ni.

3 - une anomalie en plomb décelée dans la SPDLB au centre de la région du lac Hulot (22K/03). À ce jour, cette anomalie demeure inexplicée (échantillons 71492 et 73508).

4 - une anomalie en uranium reliée aux minéralisations d'uranium, de thorium et de terres rares qui ont été trouvées dans une pegmatite qui affleure sur une petite île du réservoir Outardes 4 dans la partie SE de la région. L'extension de ce contexte minéralisé vers le nord pourrait être à l'origine des deux teneurs élevées qui constituent la présente anomalie (échantillons 73532 et 71489).

Lithogéochimie

Analyses de roches :

Un total de 154 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en traces. De ce nombre, 56 ont été analysés pour les terres rares.

Pour la détermination des oxydes, soit SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃(tot), MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅, Cr₂O₃ et la perte au feu (PAF), les échantillons ont été préparés sous forme de perles boratées qui ont été dosées par fluorescence X. Pour les éléments en traces Ga, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, Y et Zr, les échantillons ont été préparés sous forme

ROCHES FELSIQUES

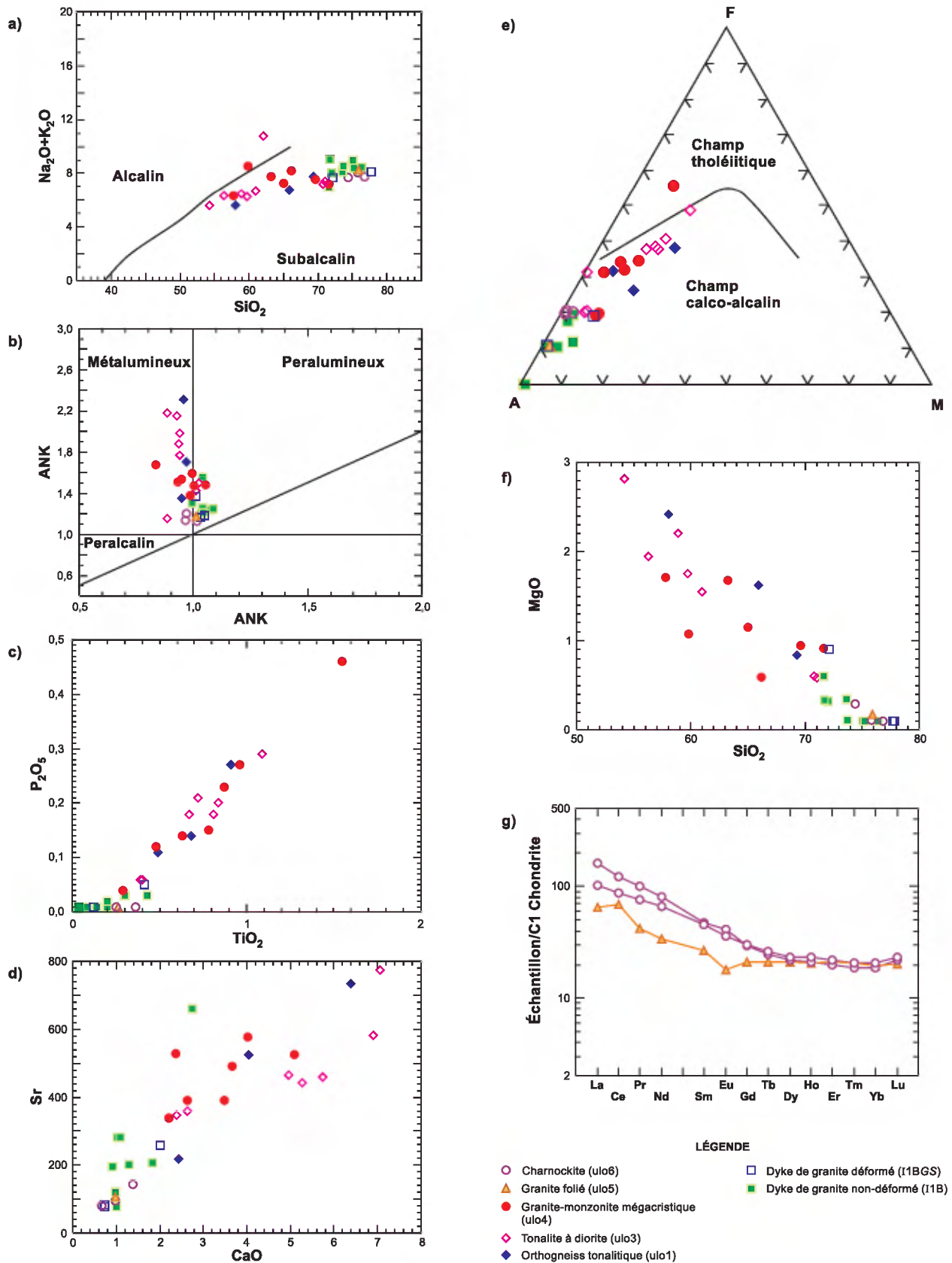


FIGURE 7 - Diagrammes d'éléments majeurs et de terres rares liés aux roches ignées de compositions felsiques et intermédiaires.

Discrimination tectonique et interprétation

L'analyse des diagrammes de discrimination tectonique de Nb versus Y (Figure 8e), et de Rb versus Y+Nb (Figure 8c) permet d'observer que la composition des granitoïdes du Complexe de Hulot chevauche celle du champ des granites mis en place dans un environnement d'arc volcanique (VAG) ou intraplaque (WPG). Selon le diagramme R_2 versus R_1 (Figure 8d), on conclut que ces mêmes granitoïdes chevauchent plusieurs champs allant des granites de type tardi-orogénique aux granites syn-collisionnels à post-collisionnels. Quant aux granites tardifs déformés et non déformés, ceux-ci se retrouvent dans les champs des granites syn-collisionnels à post-orogéniques (Figure 8d). Les roches mangéritiques se divisent en deux groupes : l'un d'eux est caractéristique d'une mise en place dans un environnement d'arc magmatique (VAG) et l'autre réfère à une mise en place dans un environnement intraplaque (WPG, Figure 8f).

En résumé, il est difficile de définir l'environnement tectonique de mise en place du Complexe de Hulot. Les diagrammes d'éléments majeurs et en traces ne permettent pas d'en arriver à une interprétation sans équivoque et à une conclusion évidente. Cela peut s'expliquer par le fait que ces roches sont fractionnées, que certains faciès ont subi une contamination crustale importante et que ces roches sont en général à grains grossiers et porphyriques. Il est fort probable que le Complexe de Hulot se soit développé dans un environnement d'arc magmatique continental. Quant aux dykes de granite tardif, déformé et non déformé, il semble que plus d'une source magmatique soit à l'origine de ces magmas. Ces derniers sont les produits de la fusion partielle de la croûte continentale qui a généré ainsi des granites syn-collisionnels à post-orogéniques.

Roches anorthositiques et mafiques

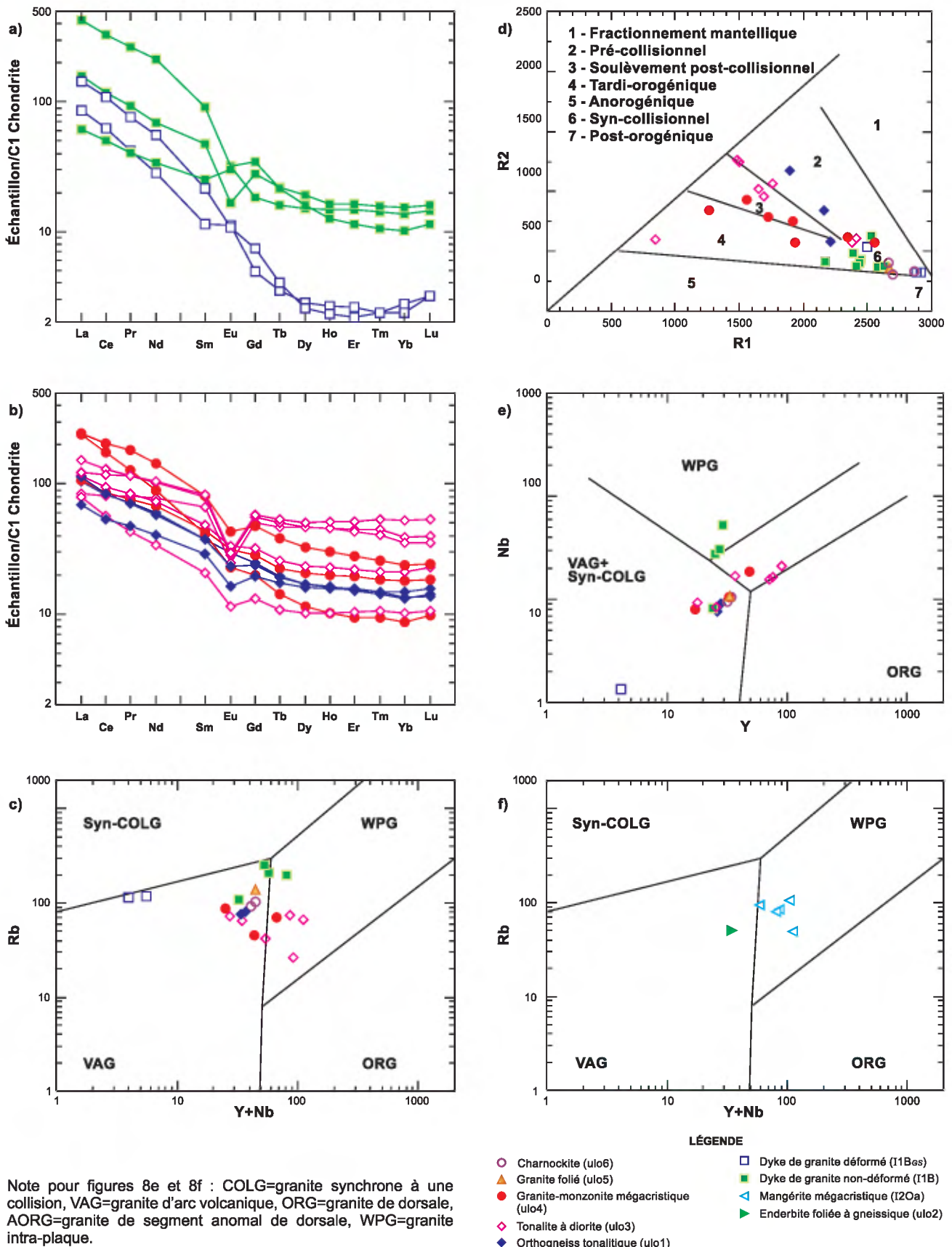
Toutes les unités de la SPDLB ont fait l'objet d'analyses. Ce sont l'anorthosite, la leucotroctolite, le gabbro norite, la syénite et les différentes lithologies ultramafiques hôtes des minéralisations de Ni-Cu à l'intérieur de la suite. La plupart de ces unités sont des cumulats, exception faite du gabbro norite qui borde la suite anorthositique (mPbla6) et du gabbro norite qui forme la matrice de la brèche de l'unité (mPbla10). Des échantillons de dykes de gabbro diabasique qui coupent la suite plutonique ont également été analysés et leurs caractéristiques géochimiques sont comparées aux différents faciès de cette suite plutonique.

Les diagrammes « éléments majeurs versus éléments majeurs » et « éléments en traces versus éléments majeurs » permettent de comparer les compositions des différentes lithologies de la suite et de déterminer les faciès comagmatiques. Étant donné que la SPDLB est peu métamorphisée, l'effet du métamorphisme sur la distribution des éléments majeurs et de certains éléments en traces peut être considéré comme mineur.

Sur le diagramme AFM (Figure 9a), les principales lithologies de la suite anorthositique tombent dans le champ des tholéiites. On y reconnaît deux trajectoires. La première (ligne A) est formée de points longeant l'arête FM et elle incorpore les roches ultramafiques, troctolitiques et gabbro noritiques. La deuxième (ligne B) définit une trajectoire allant vers le pôle des alcalis. Elle regroupe principalement les anorthosites. Il faut noter que, selon leurs compositions, les syénites, les mangérites et les roches de la matrice de la brèche gabbro noritique de l'unité mPbla10 se retrouvent ailleurs que le long de ces deux trajectoires. Elles semblent se regrouper dans un seul champ (champ C). Selon les diagrammes des figures 9b et 9c, les roches ultramafiques, gabbro noritiques, troctolitiques et anorthositiques, ainsi que celles de la brèche gabbro noritique et les dykes de gabbro diabasique forment des populations qui s'alignent sur une trajectoire commune. Ce fait suggère que ces roches sont comagmatiques. Il est à noter que les échantillons de mangérite et de syénite forment un groupe à part, laissant entrevoir que ces roches ne sont pas comagmatiques ou chimiquement reliées aux roches mafiques. Sur le diagramme des alcalis versus la silice (Figure 9d), on note que les roches felsiques (syénite et mangérite, champ A) forment un groupe distinct des roches de la suite anorthositique (champ B). Notons aussi l'écart lié à deux échantillons de brèches à matrice gabbro noritique. Ceux-ci se retrouvent dans le groupe des roches felsiques. Tout compte fait, la composition chimique en éléments majeurs de la Suite anorthositique de De La Blache est similaire à celle des roches de Harp Lake dans le Labrador ou à celle de l'Anorthosite de Morin au nord de Montréal (Ashwal, 1993).

Le diagramme de Zr versus Y (Figure 10a), préparé à partir d'échantillons sélectionnés et représentatifs, permet d'observer qu'il existe une bonne corrélation entre la teneur en Zr et celle en Y dans les différentes unités. Toutefois, certains échantillons de syénite, de gabbro diabasique et gabbro noritique de la matrice de la brèche contiennent des teneurs très élevées en Zr et Y. Ces échantillons anomaux, dont les teneurs en Zr varient entre 1000 et 4000 ppm, n'ont pas été inclus dans le diagramme. Ces mêmes échantillons sont aussi caractérisés par de fortes teneurs en Ba (1100 à 1900 ppm) et en Ce (6 à 132 ppm) par rapport aux autres échantillons.

Les pourcentages des minéraux normatifs olivine-hypersthène+diopside-albite+anorthite+orthose calculés pour chacun des types de roches ont été reportés sur le diagramme ternaire de la figure 10b. On y observe une distribution distincte de la composition minéralogique des roches ultramafiques par rapport aux autres lithologies de la SPDLB. Les roches ultramafiques sont composées presque exclusivement d'olivine et de pyroxènes avec des quantités variables de plagioclase. Plusieurs points ont été reportés tout près ou à proximité de l'arête olivine-pyroxènes (champ A). Ces points correspondent aux différents faciès soit dépourvus, soit avec un faible contenu en plagioclase. Lorsque la quantité de plagioclase dans la roche augmente, la



Note pour figures 8e et 8f : COLG=granite synchrone à une collision, VAG=granite d'arc volcanique, ORG=granite de dorsale, AORG=granite de segment anomal de dorsale, WPG=granite intra-plaque.

FIGURE 8 - Diagrammes d'éléments majeurs, d'éléments en traces et de terres rares liés aux roches ignées de compositions felsiques et intermédiaires.

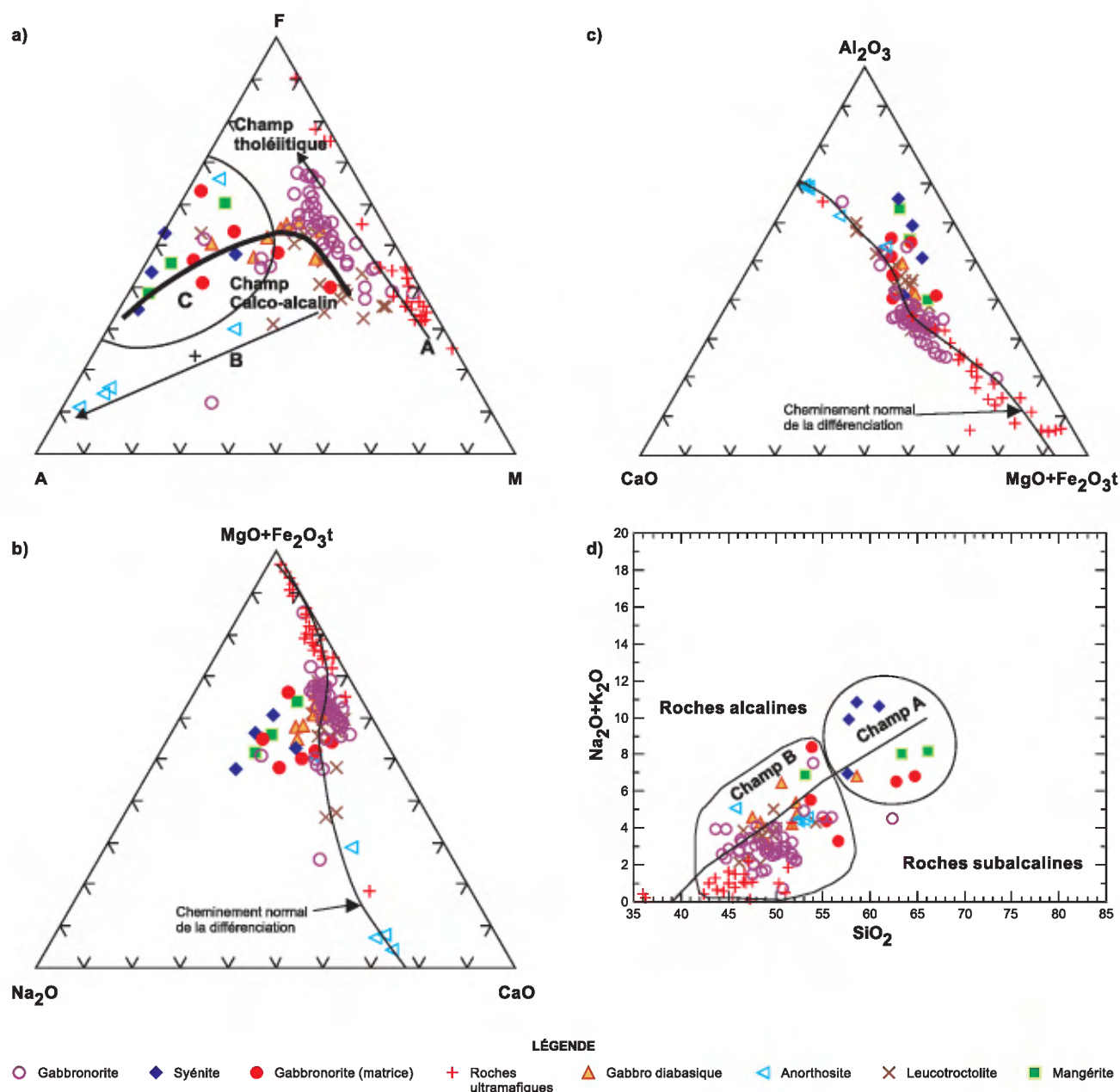
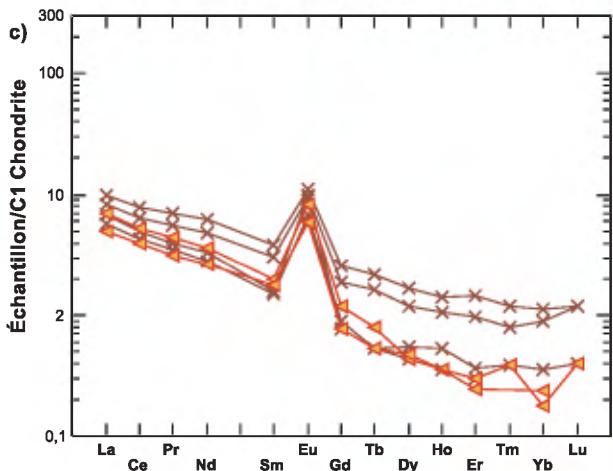
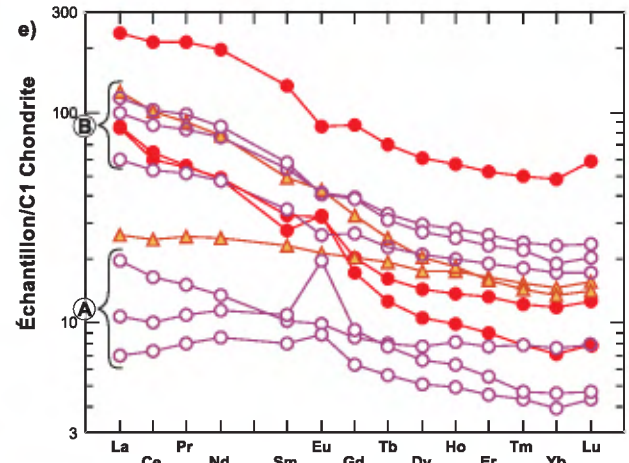
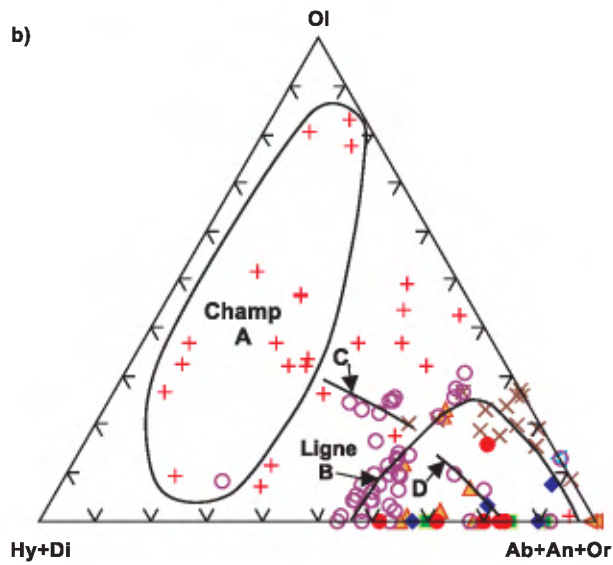
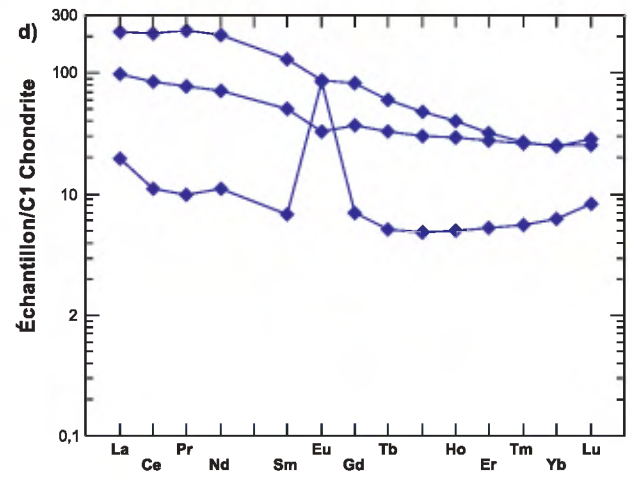
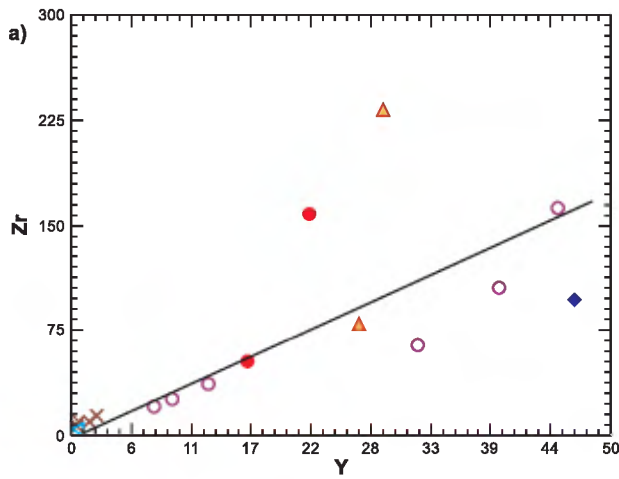


FIGURE 9 - Diagramme d'éléments majeurs des roches ignées mafiques.

composition minéralogique des roches ultramafiques se déplace vers le pôle des alcalis. Certains échantillons rejoignent même la composition du gabbrorite de l'unité mPbla6. Les autres faciès (en particulier le gabbrorite de l'unité mPbla6) se distribuent suivant une ligne qui débute le long de l'arête des alcalis et des pyroxènes et se déplace vers l'arête de l'olivine et des alcalis (Figure 10b, ligne B). Cette ligne longe ensuite l'arête olivine-feldspath, mettant en évidence les roches formées de cumulats de composition troctolitique à anorthositique. Cette évolution du gabbrorite vers la leucotroctolite puis l'anorthosite est conforme

aux observations de Francis *et al.* (2000) effectuées sur une série d'anorthosites de la Côte-Nord dont la SPDLB. En outre, on note l'existence de deux sous-populations de roches gabbroritiques. Une première tend vers l'arête olivine-pyroxènes (Figure 10b, ligne C). En lames minces, ces gabbrorites sont mélanocrates. Ils peuvent contenir de l'olivine ou de la magnérite. L'autre population s'étale vers le pôle des alcalis (Figure 10b, ligne D). En lames minces, ce sont plutôt des leucogabbrorites. Quant au gabbrorite de la matrice de la brèche (mPbla10), à la syénite de l'unité mPbla6 et au gabbro diabasique, la



- LÉGENDE**
- Gabbronorite
 - ◆ Syénite
 - Gabbronorite (matrice)
 - + Roches ultramafiques
 - ▲ Gabbro diabasique
 - ◊ Anorthosite
 - × Leucotroctolite
 - Mangérite

Note: Il n'y a aucun lien entre ces symboles et ceux des figures 7 et 8 et ce, même si ils ont des formes et des couleurs semblables.

FIGURE 10 - Diagramme d'éléments majeurs, d'éléments en traces et de terres rares des roches ignées mafiques.

composition de ces roches s'approche du pôle des alcalis et leur composition normative est voisine de celle des leucogabbronorites.

Le profil des terres rares des anorthosites et des leuconorites fait apparaître une anomalie positive en Eu, typique de ces roches formées de cumulats de plagioclase (Figure 10c). Les profils des gabbronorites (mPbla6) (Figure 10e) sont associés à deux populations. La première (A) est caractérisée par des patrons se situant à 10 fois la chondrite avec un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et une légère anomalie positive en Eu. La deuxième population (B) est un regroupement de patrons de terres rares jusqu'à 100 fois la chondrite avec un important enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. On reconnaît également deux patrons distincts dans les profils de terres rares de la matrice gabbronoritique de la brèche (Figure 10e), de la syénite (Figure 10d) associée à la suite anorthositique et du gabbro diabasique (Figure 10e).

Discrimination tectonique

Les diagrammes de discrimination tectonique appliqués à nos roches nous fournissent peu d'information. En général, ces diagrammes sont utilisés pour des suites de roches mafiques provenant de magmas ayant des compositions primitives. Par contre, les roches mafiques analysées dans le cadre de cette étude sont soit des cumulats, soit des faciès différenciés.

Interprétation

L'analyse des diagrammes ternaires des éléments majeurs indique que les unités ultramafiques, gabbronoritiques, anorthositiques, troctolitiques et les gabbros diabasiques sont comagmatiques. Cependant, les roches syénitiques et mangéritiques pourraient provenir d'un autre type de magma et non de la cristallisation fractionnée ou de la différenciation d'un ou de plusieurs magmas qui ont produit la SPDLB. Cette observation abonde dans le même sens que celle de Ashwall (1993) qui stipule que pour la plupart des massifs anorthositiques, les roches felsiques associées à ces massifs sont formées à partir d'un magma différent de celui des anorthosites. Ce magma est possiblement un produit de la fusion à la base de la croûte continentale et contemporain avec la formation des anorthosites.

À partir de l'analyse de ces différents diagrammes de terres rares, il apparaît évident qu'il existe deux venues distinctes de magma gabbronoritique. La première venue se rapporte aux trois profils marqués par un faible enrichissement en terres rares par rapport à la chondrite. Le gabbronorite contenant de faibles teneurs en terres rares ne serait pas relié au magma qui a généré par cristallisation fractionnée les cumulats anorthositiques et troctolitiques. Ceux dont les patrons de terres rares sont 100 à 300 fois plus élevés que la

chondrite pourraient représenter le liquide résiduel piégé lors de la cristallisation massive du plagioclase.

D'après le comportement des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares, les échantillons de syénite et de mangérite ne sont pas le fruit de la cristallisation fractionnée de la suite anorthositique. Nous n'observons pas d'anomalies négatives en Eu dans le patron des terres rares typiques des faciès felsiques produits après la cristallisation massive du plagioclase. Au contraire, il y a même un échantillon de syénite qui présente une anomalie positive en Eu (Figure 10c) et son patron de terres rares est pratiquement plat et peu évolué à 10 fois la chondrite. Certains de ces échantillons de syénite contiennent un enrichissement en barium et cérium typique d'une contamination ou d'un produit de la fusion d'une croûte continentale.

GÉOCHRONOLOGIE

Introduction

Quatre échantillons ont été recueillis pour effectuer des datations sur zircons par la méthode U-Pb. Les quatre sites sont localisés sur la figure 2. Les échantillons sélectionnés sont :

- une mangérite mégacrastique massive qui coupe les gneiss du Complexe de Hulot (unité I2Oa).
- une mangérite mégacrastique massive à foliée qui coupe la SPDLB (unité I2Oc);
- une syénite formant un horizon concordant à l'intérieur de l'unité de gabbronorite mPbla6;
- une tonalité à pyroxènes (enderbite) appartenant à l'unité ulo2 du Complexe de Hulot;

Les trois échantillons ont été analysés par M. D. W. Davis, géochronologue au Royal Ontario Museum (ROM). Les résultats analytiques sont présentés au tableau 5 et les diagrammes Concordia aux figures 11a, b, c et d.

La mangérite intrusive dans les gneiss (I2Oa, échantillon 1392 A) est une roche massive, à grain grossier, mégacrastique et sans déformation apparente. Elle est composée de feldspath potassique et de plagioclase centimétrique, de pyroxènes, de hornblende verte et de biotite. La figure 11a permet d'observer que cette roche a un âge de 1017 ± 2 Ma.

La mangérite intrusive dans la SPDLB (I2Ob, échantillon 5026A) est une roche à grain grossier, mégacrastique, massive à foliée à gneissique. Elle est composée d'un peu de quartz, de microcline et de plagioclase, de deux pyroxènes, de hornblende verte et de biotite. Selon la figure 11b, cette roche a un âge de 1016 ± 4 Ma.

La syénite de l'unité mPbla6 fait partie de la frange gabbronoritique qui entoure la Suite plutonique De La Blache. L'horizon de syénite se trouve près de la limite entre la zone anorthositique et la zone de bordure gabbronoritique. Elle

se présente comme un horizon d'épaisseur réduite (quelques mètres) mais que nous avons pu suivre sur quelques dizaines de kilomètres. C'est une roche à grain fin constituée d'orthose mesoperthitique, d'un peu d'albite, de clinopyroxène et de magnétite. Cette roche est très riche en zircon et elle contient un peu d'apatite. La figure 11d permet de constater que cette roche a un âge de cristallisation de 1327 ± 16 Ma et qu'elle a enregistré un événement métamorphique à 1084 ± 27 Ma.

L'enderbite de l'unité pPmPulo2 du Complexe de Hulot (échantillon 1016A) est une tonalite à hypersthène à grain moyen à grossier, parfois massive mais généralement foliée à gneissique. Elle est constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de hornblende verte et de biotite. Cette roche a un âge de 1434 ± 64 Ma. (Figure 11c)

Discussion des résultats :

Les âges obtenus pour la mangérite intrusive dans les gneiss (I2Oa, 1017 ± 2 Ma, Figure 11a) et pour la mangérite intrusive dans la SPDLB (I2Ob 1016 ± 4 Ma, Figure 11b) sont pratiquement identiques. Elles datent un événement magmatique jeune tardi- à post-orogénique. Cet événement magmatique fixe dans le temps l'âge minimum de la déformation à l'origine des plis régionaux associés à la troisième phase de déformation. En effet, la mangérite, intrusive à travers les gneiss du Complexe de Hulot, oblitère ces structures plicatives. L'autre mangérite est intrusive dans la SPDLB. Il s'agit donc d'intrusions tardi-grenvilliennes reliées probablement à l'amincissement crustal qui marque la fin de l'orogénie grenvillienne.

La syénite associée à la frange de gabbronorite de l'unité mPbla6 a donné un âge de 1327 ± 16 Ma. Nous avons démontré auparavant que cette frange et la zone d'anorthosite-leucotroctolite sont contemporaines. Donc l'âge de 1327 ± 16 Ma apparaît comme celle de la SPDLB. Cet âge se rapproche de celui de l'anorthosite de Rivière Pentecôte (Nantel et Martignole, 1991; Martignole *et al.*, 1993) et son enveloppe mangéritique (Emslie et Hunt, 1990) qui ont respectivement des âges de 1354 ± 3 Ma et de $1365 \pm 7/4$ Ma. Ils se rapprochent également des âges du Complexe gabbronoritique de Matamec, plus à l'est, qui a livré des âges s'étalant entre 1350 et 1377 Ma (Chevé, 1999). Il semble bien que toutes ces données attirent notre attention sur un événement magmatique mafique important qui se serait produit dans le Grenville-Est entre 1325 et 1375 Ma. Ainsi, la SPDLB apparaît beaucoup plus vieille que l'anorthosite du lac Saint-Jean dont les âges se regroupent entre 1160 et 1140 Ma (Higgins et van Bremen, 1996). Enfin, l'événement métamorphique daté à 1084 ± 27 Ma apparaît vraisemblablement comme le paroxysme du métamorphisme relié à l'orogénèse grenvillienne.

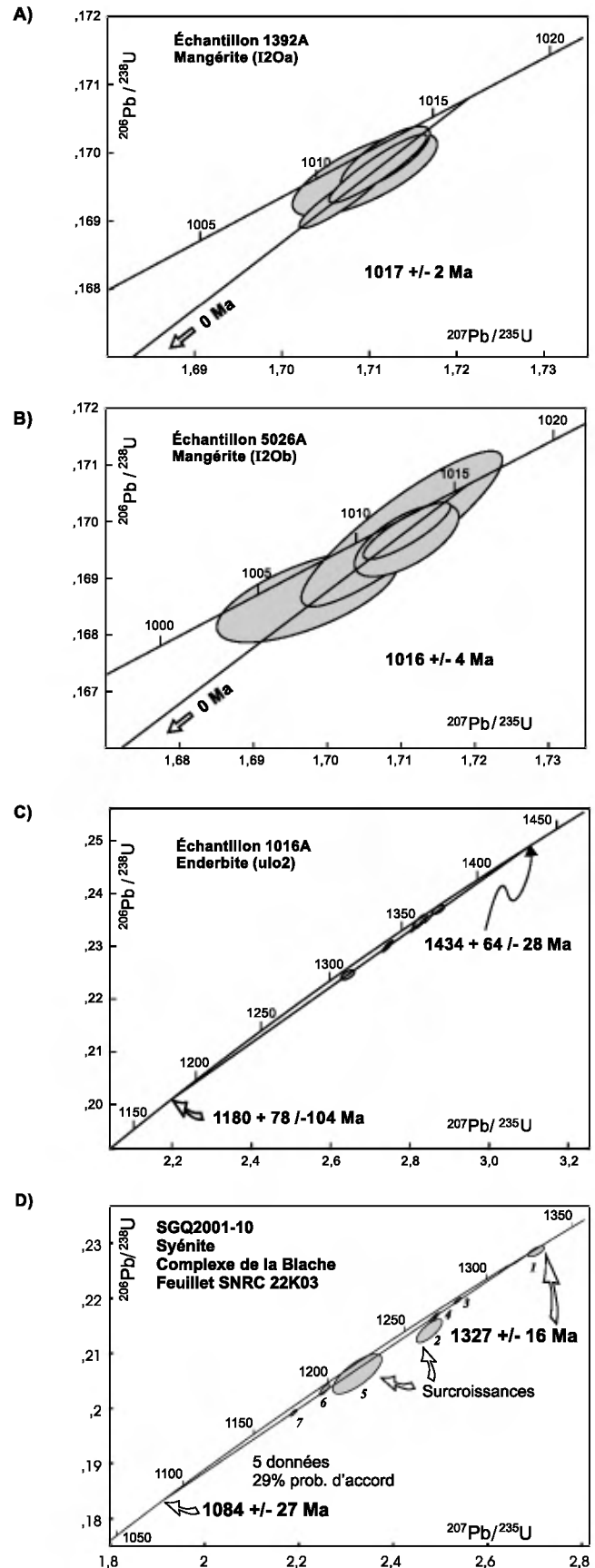


FIGURE 11 - Diagrammes Concordia de quatre échantillons de la région de Hulot-Praslin datés par le laboratoire de géochronologie ROM (cf. tableau 5).

TABLEAU 5 - Résultats des datations U-Pb sur zircon de la région de Hulot-Praslin réalisées par le laboratoire de géochronologie ROM.

Zircons traités	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	PbCom (pg)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 sigma	% Disc.	
										Âge (Ma)			
AG00-1016 (SGNO2000-13)													
Diorite gneissique													
1	1 Ab zr, rnd, eq	0,002	111	0,23	1,90	171,2	0,2369	0,0008	2,871	0,016	1380,2	7,6	0,8
2	1 Ab zr, rnd, eq, incl	0,013	117	0,27	0,50	3900,4	0,2352	0,0007	2,845	0,009	1376,5	2,3	1,2
3	1 Ab zr, eq, incl	0,011	105	0,29	1,28	1199,1	0,2348	0,0007	2,834	0,009	1372,0	2,4	1,0
4	1 Ab zr, cpr, incl	0,014	134	0,30	1,25	1985,4	0,2334	0,0007	2,811	0,009	1368,5	1,9	1,3
5	2 Ab zr, surcr	0,001	136	0,20	0,66	258,1	0,2347	0,0014	2,825	0,018	1367,2	6,9	0,7
6	1 Ab zr, surcr	0,002	121	0,29	0,51	558,9	0,2300	0,0011	2,744	0,013	1349,6	3,5	1,2
7	1 Ab zr, rnd, eq	0,005	30	0,25	1,50	139,0	0,2246	0,0009	2,644	0,018	1324,0	9,7	1,5
AG00-1392 (SGNO2000-14)													
Mangérite sans déformation													
1	1 Ab zr, eq, plat, incl	0,010	73	0,40	0,30	1925,1	0,1693	0,0004	1,707	0,005	1016,8	2,4	0,9
2	2 Ab zr, cpr, incl de fonte	0,011	118	0,43	1,30	809,9	0,1698	0,0005	1,711	0,006	1016,6	2,6	0,6
3	1 Ab zr, cpr, incl d'apatite	0,009	80	0,45	2,96	210,1	0,1697	0,0006	1,709	0,008	1015,8	6,8	0,6
4	1 Ab zr, tr, incl	0,013	91	0,40	1,72	563,1	0,1699	0,0005	1,712	0,005	1015,8	3,9	0,4
AG00-5026 (SGNO2000-15)													
Monzonite													
1	1 Ab zr, lpr	0,003	27	0,59	0,19	374,2	0,1697	0,0006	1,711	0,007	1017,6	6,7	0,8
2	6 Ab zr, cpr, incl	0,023	18	0,53	1,08	317,4	0,1674	0,0049	1,687	0,050	1016,0	11,7	1,9
3	6 Ab zr, lpr, incl	0,018	27	0,55	0,89	454,2	0,1698	0,0005	1,711	0,006	1015,6	3,7	0,5
4	1 Ab zr, eq, incl	0,004	32	0,37	0,33	319,0	0,1699	0,0014	1,710	0,014	1014,4	7,6	0,3
5	1 Ab zr, cpr, incl	0,003	19	0,53	0,40	134,9	0,1687	0,0008	1,697	0,012	1013,4	10,9	0,9
SGQ2001-10 Syenite, Complexe de la Blache													
1	1 Ab zr, lpr, clr	0,0059	10,5	0,24	0,56	153,7	0,2286	0,0010	2,7033	0,0173	1333,3	8,8	0,5
2	4 Ab zr frag, sc, clr	0,0055	9,0	0,13	0,46	138,5	0,2141	0,0021	2,4764	0,0275	1290,4	14,1	3,4
3	1 Ab zr, cpr, clr	0,0285	30,2	0,06	0,1,26	823,7	0,2195	0,0006	2,5365	0,0078	1288,1	2,4	0,8
4	1 Ab zr, eq, clr	0,0134	52,5	0,06	0,92	904,4	0,2165	0,0009	2,4873	0,0107	1276,5	3,2	1,1
5	4 Ab zr, sc, clr	0,0036	5,3	0,11	0,44	63,30	0,2062	0,0036	2,3237	0,0521	1238,7	28,9	2,6
6	1 Ab zr, tr, clr	0,0070	31,9	0,08	0,56	434,1	0,2034	0,0010	2,2542	0,0107	1206,2	5,6	1,1
7	1 Ab zr, frag, clr, cr	0,0109	121,3	0,06	2,89	481,4	0,1992	0,0006	2,1881	0,0078	1188,9	3,3	1,6

NOTES

- Ab – traité avec abrasion; zr – grain de zircon; eq - equant; tr - trapu; cpr - prisme court; lpr - prisme long; euh – idiomorphe; rnd - arrondi; incl - inclusions; surcr – surcroissance

- Ab – traité avec abrasion; zr – grain de zircon; eq - equant; tr - trapu; cpr - prisme court; lpr - prisme long; euh – idiomorphe; rnd - arrondi; incl - inclusions; surcr – surcroissance

- PbCom - Pb commun, avec composition isotopique du blanc: 206/204 - 18,221; 207/204 - 15,612; 208/204 - 39,36 (erreurs de 2%)

- Th/U est calculé à partir du rapport isotopique $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ radiogénique et l'âge à partir du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

- %Disc - Discordance par rapport à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Les données géochronologiques provenant de l'enderbite foliée à gneissique du Complexe de Hulot sont intéressantes à plusieurs points de vue. Elles fixent d'abord dans le temps un événement magmatique à 1434+64/-28 Ma (Figure 11c). Cet événement magmatique est inclus à l'intérieur de la fourchette d'âge (entre 1500 et 1400 Ma) qui a donné lieu à la formation d'un arc magmatique continental selon Gower (1996) et Rivers et Corrigan (2000). Cet arc magmatique était situé à la limite sud du continent Laurentia dans la partie est de la province géologique du Grenville et fait partie du terrane de Pinware (Gower, 1996). Cet arc magmatique implique la présence au sud, d'une zone de subduction, vers le nord, qui est à l'origine de la formation de cet arc magmatique et qui représente l'ajout de nouvelle croûte reliée à un événement de compression et d'accrétion crustale. La signature calcoalcaline de l'intrusion de composition enderbitique est caractéristique d'un tel environnement géotectonique (Figure 8f). La composition des différentes intrusions granitoïdes (Figure 7b) pointe également vers un tel environnement de mise en place. Ce sont également des intrusions calco-alcalines. Cependant, leur signature d'appartenance à un arc magmatique continental est moins tranchée que dans le cas des roches enderbitiques (Figure 8c et 8e). La présence de nombreuses enclaves de roches supracrustales a été notée dans les différentes intrusions dont l'enderbite. Cette relation indique que ces roches supracrustales sont plus vieilles que les roches granitoïdes dans lesquelles on les retrouve. Elles pourraient s'être déposées dans de petits bassins prélabradoriens qui se sont formés entre 1740 et 1690 Ma lors d'une période d'extension crustale (Gower, 1996).

L'enderbite foliée à gneissique a enregistré un événement métamorphique à 1180+78/-104 Ma (Figure 11c). Malgré une imprécision assez grande, cette donnée nous suggère que la région ait été affectée par un événement thermique qui correspond ailleurs dans le Grenville à l'orogénie elzévirienne. Cet événement métamorphique est également du même âge qu'un événement magmatique qui a été documenté dans la région de Manitu-Nipisso plus à l'est (Chevé *et al.*, 1999). Il pourrait également en être une conséquence. Les roches gneissiques du Complexe de Hulot sont métamorphosées au faciès des granulites dans la partie nord du feuillet 22K/04. Plus à l'Est, l'orthopyroxène disparaît graduellement au profit de la hornblende et d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. Le pyroxène n'est observé que très rarement et la hornblende apparaît souvent comme le produit du rétro-morphisme des pyroxènes (texture en passoire). Si le métamorphisme granulitique est hérité de l'orogénie elzévirienne, la rétrogradation au faciès métamorphique des amphibolites pourrait alors être reliée à l'orogénèse grenvillienne. Enfin, la possibilité que ces deux faciès métamorphiques soient grenvilliens n'est pas exclue. Il est à noter que, selon les trajectoires structurales des plans de foliation ou de gneissosité (Figure 4), l'enderbite a été affectée par les grands plis régionaux. Cette observation fixe dans le temps l'âge maximum de leur formation qui doit être

plus jeune que 1434 Ma. Ces déformations sont donc d'âge elzévirienne ou grenvillienne.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Un total de dix minéralisations dans la région correspondant aux feuillets 22K/03 et 22K/04 répondent aux critères requis pour être classés parmi les « indices minéralisés »⁽¹⁾ (Figure 2; Tableau 6). Plusieurs minéralisations de moindre importance, des « sites minéralisés »⁽¹⁾, ont également été répertoriées. Parmi ces indices et sites, nous avons reconnu les types de minéralisations suivants : (1) sulfures de Ni-Cu magmatiques, dont deux sous-types : (1a) Ni-Cu dans ou associés à des massifs anorthositiques-troctolitiques et (1b) Ni-Cu dans des intrusions tholéiitiques diverses; (2) oxydes de Fe-Ti magmatiques, dont deux sous-types : (2a) oxydes associés aux roches ultramafiques-mafiques ferrifères et (2b) oxydes associés aux anorthosites; et (3) uranium, thorium et les éléments des terres rares dans les pegmatites granitiques.

Type 1 – Minéralisations de sulfures de Ni-Cu magmatiques

Type 1a – Sulfures de Ni-Cu dans ou associés à des massifs anorthositiques-troctolitiques : indices Outardes (bloc nord), Outardes (bloc sud) et Thibault (sud); sites Boudrias (Est), Doyon et autres

L'indice **Outardes (bloc nord)** est situé dans l'enveloppe mafique entourant le massif anorthositique de De La Blache, à 2 km au sud-ouest de la rive sud-ouest du réservoir Outardes Quatre. L'indice a été découvert en 1990 par la compagnie Falconbridge, qui a par la suite entrepris un programme d'exploration incluant de la géophysique et du forage (Lemery, 1992; Lortie et Turcotte, 1991; Laplante, 1992). L'indice consiste en sulfures disséminés dans un corps, probablement un filon-couche, de roches mafiques-ultramafiques. Ce corps est orienté NW-SE, avec un pendage fort vers le NE, et mesure environ 3 km de longueur sur 0,6 km de largeur (unité *mPbla7*). Le corps est concordant par rapport aux gabbronorites bréchiques à enclaves hétérogènes (unité *mPbla10*) qui le bordent du côté nord-est. Du côté sud-ouest, le corps est bordé par des gabbronorites et des norites (unité *mPbla6*). Il est séparé de ces derniers par une faille ductile, manifestée par une zone mylonitique fortement rétro-morphosée de 3 m de largeur qui contient une linéation minérale plongeant à 55° vers le sud. L'attitude de cette linéation et le métamorphisme rétrograde

⁽¹⁾ Pour les définitions de « sites et d'indices minéralisés » voir le tableau 6.

TABLEAU 6 - Indices et sites minéralisés dans les régions correspondant aux feuillets 22K/03 et 22K/04. Les sites sont localisés sur la figure 2.

Localisation selon le no. d'affleurement	AG-00-1251	CH-00-2233	TC-00-5069	TC-00-5080	TC-00-5122	TC-00-5160	TC-00-5245	TC-00-5265
Nom de l'indice ou du site	—	—	—	—	—	Outardes 4, bloc N	—	—
SNRC (1:50 000)	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03	22K/04	22K/03	22K/03	22K/03
Indice (I) ou site (S)	S	S	S	S	S	I	S	S
Type	1b	1a	1b, 2a	1b, 2a	2a	1a	2b	2b
Substances principales et (secondaires)	(Cu, Ni)	(Ni,Cu)	(Fe, Ti)	(Ti, Cu, Ni)	(Ti,Fe)	Ni, Cu (Co)	(Ti, Fe)	(Ti, Fe)
Minéraux	PO, CP	SF,SL	SF, MG, IM	PO, CP, IM, AP	IM, MG, PO	PO, CP, PD, PY	IM, MG; CIPW : 4,0 % IM, 3,6 % MG	MG, IM; CIPW : 6,9 % IM, 7,8 % MG
Distribution de la minéralisation	disséminée	disséminée (5 %)	disséminée (SF)	disséminée (SF)	disséminée	disséminée, en filets	disséminée	disséminée
Roches porteuses	I3A	I4G, I4H, I4L	I3Q	I3J,HB,BO	I3Q	I3R, I3Q, I4G, I3J, I3L	I3N,lx	I3G
Résultats d'analyses	Nil	Nil	25 ppm Ni, 57 ppm Cu, 74 ppm Co, 141 ppm Zn, 0,19 % S	274 ppm Cu, 200 ppm Ni, 177 ppm Zn, 0,76 % S	2,77 % TiO ₂ , 18,1 % Fe ₂ O ₃ , 115 ppm Zn, 64 ppm Ni, 38 ppm Cu, 67 ppm Co	Jusqu'à 0,31 % Ni, 0,16 % Cu, 0,02 % Co, 3 ppb Pd, 5 ppb Pt dans SD	2,1 % TiO ₂ , 10,4 % Fe ₂ O ₃	3,6 % TiO ₂ , 11,7 % Fe ₂ O ₃
Résultats d'analyses recalculés à 100 % de sulfures (>1 % S)	—	—	—	—	—	SD: 1,1-6,3 % Ni, 1,0-3,8 % Cu; moy. (n=11): 3,0 % Ni, 2,0 % Cu	—	—
Autres caractéristiques	Grain moyen à grossier, ophitique, amphibolitisé, massif	Grain moyen à fin, partiellement recristallisé, déformé	Grain grossier à pegmatitique, coronitique	Grain grossier, pegmatitique, localement à QZ	Grain moyen, granoblastique, folié	Corps minéralisé 3 km x 0,6 km	Lamelles d'exsolution dans MG	5-50 % oxydes, métamorphisme rétrograde
Contrôles principaux de la minéralisation	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Cristallisation magmatique, recristallisation tectonométamorphique	Magmatique	Magmatique	Magmatique

TABLEAU 6 (suite) - Indices et sites minéralisés dans les régions correspondant aux feuillets 22K/03 et 22K/04. Les sites sont localisés sur la figure 2.

Localisation selon le no. d'affleurement	TC-00-5311	TC-00-5382	TC-00-5411	TC-00-5418	TC-00-5422 (voir aussi TC-00-5438)	TC-00-5430	TC-00-5431	TC-00-5432
Nom de l'indice ou du site	—	Outardes 4, bloc S (lac Goggle)	K3R2	Thibault	Boudrias (Ouest)	Boudrias (Est)	—	Doyon
SNRC (1:50 000)	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03	22K/03
Indice (I) ou site (S)	S	I	I	I	S	S	S	S
Type	1a	1a	3	1a	2a	1a	1a	1a
Substances principales et (secondaires)	(Ni)	Ni, Cu (Co)	Ce, La, Th	Cu (Ni)	(Fe, Ti)	(Ni, Cu, Co)	(Zn)	(Ni, Cu)
Minéraux	IM (1 %); PY, CP (traces)	PO, CP, PD, CM	AL	PO, CP, PD	MG, IM; CIPW : 16 % MG, 13-15 % IM, PG=An ₆₃₋₆₉	PO, CP	PO, CP, OF	PO, CP
Distribution de la minéralisation	disséminée	disséminée, filonienne	disséminée	disséminée	stratifiée	disséminée	disséminée	disséminée
Roches porteuses	I3Q	I3R, I4K, I4L (PG), I4G	I1G	I3N, I3N, Ix, I3K, I3J	I4J, PG, I4F, I4F, PG	I4H	I3J	I4G
Résultats d'analyses	354 ppm Ni, 85 ppm Cu, 64 ppm Co, 0,14 % S	SSM : jusqu'à 1,28 % Ni, 1,38 % Cu, 0,07 % Co, 10 ppb Pd; SD : jusqu'à 0,33 % Ni, 0,14 % Cu, 149 ppm Co, 2 ppb Pd, 11 ppb Pt.	SOQUEM : 0,8 % Ce+La, 0,25 % ThO ₂	SD : jusqu'à 0,17 % Ni, 0,12 % Cu, 100 ppm Co, <10 ppb ÉGP	40,2 % Fe ₂ O ₃ tot, 6,6 % TiO ₂ , 226 ppm Zn, 144 ppm Co, 68 ppm Ni, 10 ppm Cu	232 ppm Ni, 122 ppm Cu, 105 ppm Co	64 ppm Ni, 30 ppm Cu, 35 ppm Co, 476 ppm Zn	Jusqu'à 419 ppm Ni, 213 ppm Cu, 171 ppm Co, 230 ppm Zn
Résultats d'analyses recalculés à 100 % de sulfures (>1 % S)	—	SD : 2,4-7,2 % Ni, 1,7-2,6 % Cu; moy. (n=3) : 4,7 % Ni, 2,2 % Cu	—	0,4-5,4 % Ni, 0,4-3,5 % Cu; moy. (n=3) : 3,3 % Ni, 2,3 % Cu	—	0,5 % Ni, 0,2 % Cu	0,2 % Ni, 0,1 % Cu	0,5 % Ni, 0,2 % Cu
Autres caractéristiques	Partiellement rétomorphosé à HB verte	Corps minéralisé 3,5 km x 0,7 km	Anomalie radiométrique aéroportée	Texture et granulométrie très variables	Séquence litée riche en MG d'au moins 40 m d'épaisseur	Boudinage des corps minéralisés	Recristallisé, métamorphisé	Métamorphisme rétrograde (AM)
Contrôles principaux de la minéralisation	Magmatique	SF magmatiques, remobilisation filonienne	Magmatique/hydro-thermal	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique

TABLEAU 6 (suite) - Indices et sites minéralisés dans les régions correspondant aux feuillets 22K/03 et 22K/04. Les sites sont localisés sur la figure 2.

Localisation selon le no. d'affleurement	TC-00-5438 (voir aussi TC-00-5422)	TC-00-5474	SP-00-7018	SP-00-7024, TC-00-5446	SP-00-7026, TC-00-5448	—	—
Nom de l'indice ou du site	Boudrias (Ouest)	—	Hervieux-Est	Hervieux-Ouest	De La Blache-Est	Lac Schmoo	K3R1
SNRC (1:50 000)	22K/03	22K/04	22K/04	22K/04	22K/04	22K/04	22K/03
Indice (I) ou site (S)	S	I	I	I	I	I	I
Type	2a	2a, 1a	2b	2b	2b	2b	3
Substances principales et (secondaires)	(Ti, Fe)	Fe, Ti (Zn, Co, Cu, Ni)	Fe, Ti, V (Cr)	Fe, Ti, V (Cr)	Fe, Ti, V	Fe, Ti, V	U (Th, Y)
Minéraux	IM, MG, SF; CIPW : 24,5 % IM, 15,1 % MG	MG, IM, PO, CP	MG, IM, ulvöspinelle	MG, IM, ulvöspinelle	MG, IM, ulvöspinelle	MG, IM, ulvöspinelle	
Distribution de la minéralisation	disséminée, en filets (oxydes)	oxydes semi-massifs avec 1% SD; jusqu'à 10 % SF dans I3R	massive	massive	massive	massive	disséminée
Roches porteuses	I4F (IM, MG), PG	I4ZM, I3R	I4ZM	I4ZM	I4ZM	I4ZM	I1G
Résultats d'analyses	33,1 % Fe ₂ O ₃ tot, 12,9 % TiO ₂ , 159 ppm Co, 154 ppm Zn	58,0 % Fe ₂ O ₃ tot, 16,4 % TiO ₂ , 372 ppm Zn, 228 ppm Co, 116 ppm Cu, 95 ppm Ni	70,4 % Fe ₂ O ₃ tot, 22,0 % TiO ₂ , 0,48 % V ₂ O ₅ , 1400 ppm Cr, 560 ppm Zn, 400 ppm Ni, 230 ppm Co	71,4 % Fe ₂ O ₃ tot, 21,2 % TiO ₂ , 0,48 % V ₂ O ₅ , 1800 ppm Cr, 560 ppm Zn, 380 ppm Ni, >250 ppm Co	62,4 % Fe ₂ O ₃ tot, 17,4 % TiO ₂ , 0,51 % V ₂ O ₅ , 470 ppm Cr, 480 ppm Zn, 280 ppm Ni, 240 ppm Co	68,7% Fe ₂ O ₃ tot, 21,2% TiO ₂ , 0,41% V ₂ O ₅ (Goldsmith, 1953)	SOQUEM : jusqu'à 1400 ppm U, 360 ppm Th, 431 ppm Y
Résultats d'analyses recalculés à 100 % de sulfures (>1 % S)	—	—	—	—	—	—	—
Autres caractéristiques	Niveau d'oxydes 3 m d'épaisseur	Magnétite 5-10 m d'épaisseur	3 zones : 425 m x 110 m; 180 m x 100 m; 245 m x 60 m	Zone 1130 m x 150 m	Zone 55 m x 45 m minimum	Zone 485 m x 215 m	Anomalie radiométrique aéroportée
Contrôles principaux de la minéralisation	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique	Magmatique/hydrothermal

Explications : Substance principale : teneur > seuil d'indice minéralisé (= "indice minéralisé", I); substance secondaire : teneur < seuil d'indice minéralisé ou pas d'analyse (= "site minéralisé", S).

Types de minéralisation : 1a, Ni-Cu magmatiques dans ou associés à des massifs anorthositiques-troctolitiques; 1b, Ni-Cu magmatiques dans des intrusions tholéitiques diverses; 2a, Fe-Ti magmatiques associés aux roches ultramafiques-mafiques ferrifères; 2b, Fe-Ti magmatiques associés aux anorthosites; 3, U, Th, éléments des terres rares dans des pegmatites granitiques.

Abréviations : Les abréviations des roches et minéraux sont celles du SIGÉOM (Sharma, 1996 : MB 96-28). SF, sulfures; SD, sulfures disséminés; SSM, sulfures semi-massifs; lx, leucocrate; moy., moyenne; CIPW, composition d'après le système de norme de Cross, Iddings, Pirsson et Washington.

Note : Tous les échantillons analysés sont des échantillons choisis. Les analyses ont été effectuées par le MRN, à moins d'indication contraire.

associé suggèrent un mouvement tardif inverse ou normal sur une faille précoce initialement décrochante et à haut grade. Le corps minéralisé est subdivisé longitudinalement en deux zones par une faille de direction NW-SE, qui est mise en évidence grâce à un fort linéament topographique. Le corps est également coupé à grand angle par des failles tardives de direction NE-SW ou N-S. L'épaisseur apparente du corps change brusquement de part et d'autre de ces failles discordantes.

Le corps minéralisé est composé principalement de gabbro, de gabbro à olivine, de norite à olivine et de gabbro à olivine. D'importance moindre sont la leucotroctolite, la troctolite et la webstérite à olivine. Un spinelle chromifère est présent localement. Il ne semble pas y avoir de différence compositionnelle marquée entre les deux zones longitudinales, si ce n'est que la troctolite a été observée plus communément dans un secteur de la zone du sud-ouest. Les lithofaciès alternent en unités d'épaisseur métrique à décimétrique dont les contacts sont communément assez francs. Localement, on observe un litage magmatique à l'échelle centimétrique à décimétrique et des relations recoupantes.

Une texture coronitique est bien développée dans les roches à olivine et plagioclase, suggérant que l'abondance de ces minéraux soit initialement plus élevée que celle présentement observée. L'olivine et le plagioclase sont séparés par des couronnes d'orthopyroxène \pm sulfures (voir plus loin) et de symplectite formée d'une intercroissance fine de hercynite et d'amphibole brun pâle.

Le corps minéralisé est légèrement déformé. Cette déformation est communément manifestée par une extinction roulante et par un fléchissement et des terminaisons effilées des macles dans les plagioclases. Localement, on observe une structure en mortier et des kinks dans des paillettes de biotite. De plus, les plagioclases et les orthopyroxènes sont recristallisés en texture granoblastique relativement fine par endroits. Un métamorphisme rétrograde est mis en évidence principalement par l'altération partielle du clinopyroxène en amphibole brun pâle. Généralement fraîche, l'olivine est localement, partiellement à complètement, altérée en serpentine.

Les sulfures sont disséminés en quantités variant de traces jusqu'à 20 %; leur distribution est très répandue dans les deux zones longitudinales du corps (Lemery, 1992). Des sulfures massifs n'ont pas été découverts à ce jour. Les sulfures disséminés sont les plus abondants dans les roches à pyroxène, comme les gabbro à olivine, les gabbros à olivine et les gabbro à olivine; les troctolites sont peu ou pas minéralisées. Une coupe réalisée à travers la zone longitudinale sud-ouest a révélé, en effet, que les sulfures sont concentrés (3-15 %, localement jusqu'à 50 % sur quelques centimètres) dans sa partie sud-ouest, constituée de roches plus riches en pyroxène, tels le gabbro à olivine et le gabbro à olivine; par contraste, plus au nord-est, la partie troctolitique de cette zone est stérile. Si cette distribution de sulfures est due à une concentration près de la

base de l'intrusion, on peut penser que le sommet est vers le NE. La zone au nord-est du corps est rubanée et formée généralement de roches riches en pyroxène, tels le gabbro à olivine, le gabbro à olivine et la pyroxénite à olivine-plagioclase transitoire à la péridotite à plagioclase. Cette zone est bien minéralisée en sulfures disséminés atteignant localement 20 %.

Les sulfures forment des amas irréguliers et interstitiels de taille millimétrique d'origine magmatique (Annexe, Photo 11). Ils forment également des intercroissances granoblastiques finement grenues avec l'orthopyroxène dans les couronnes d'orthopyroxène qui sont développées autour des olivines. Ces sulfures fins se sont formés à la suite des réactions et des recristallisations subsolidus. La phase sulfurée, que ce soit les amas interstitiels ou les intercroissances fines, est composée de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pentlandite. La pyrite est rare, tout comme les minéraux oxydés. Kirkegaard (2001) a rapporté la présence en petites quantités d'un minéral d'altération cobaltifère (14-17 % Co) qui ressemble à la violarite ou à la siegenite.

Falconbridge a rapporté des teneurs jusqu'à 0,66 % Ni et 0,36 % Cu provenant d'un échantillon de gabbro à olivine (Lemery, 1992). La meilleure analyse obtenue par le MRN a été de 0,31 % Ni, 0,14 % Cu, 0,02 % Co, < 5 ppb ÉGP et 4 ppb Au. Recalculés à 100 % de sulfures, les analyses révèlent que les sulfures sont modérément riches en Ni et en Cu. Selon ce calcul, pour 11 échantillons donnant plus de 1 % de S, la concentration de Ni dans les sulfures varie entre 1,0 et 6,3 % (moyenne de 3,0 % Ni), tandis que la concentration de Cu varie entre 1,0 et 3,8 % (moyenne de 2,0 % Cu). Le rapport Ni/Cu moyen est de 1,6. D'après des analyses effectuées à l'aide d'un microsonde (Kirkegaard, 2001), huit grains de pyrrhotite provenant de six affleurements dans les blocs nord et sud ont donné entre 0,9 et 1,3 % Ni (moyenne de 0,7 % Ni) et jusqu'à 0,2 % Co. Les pentlandites provenant des deux blocs contiennent entre 1,9 et 3,3 % Co (4 analyses). Les pyrites contiennent entre la limite de détection et 2,0 % Co (3 analyses).

Les valeurs de $d^{34}\text{S}$ pour 10 échantillons sulfurés provenant du corps varient entre 5,1 et 19,6 ‰, avec une valeur moyenne de 8,9 ‰. Ces valeurs nettement plus élevées que celle du soufre mantellique suggèrent une contamination du magma mafique par des sulfures dans des métasédiments. En effet, deux échantillons de paragneiss prélevés dans le secteur contenant les indices cupronickélicifères ont donné des valeurs pour $d^{34}\text{S}$ de 31,6 et de 6,2 ‰.

L'indice **Outardes (bloc sud)** comprend des minéralisations sulfurées découvertes dans un corps de roches mafiques-ultramafiques localisé dans le secteur du lac Goggle, situé à 5 km au sud-est du corps du bloc nord (Hasik, 1998). Ce corps s'oriente WNW-ESE et mesure 3,5 km de longueur sur 0,7 km de largeur dans sa partie centrale qui est la plus épaisse; en coupe, le corps a donc la forme d'une lentille. Le corps est concordant aux unités gabbro à olivine et noritiques encaissantes (unité *mPbla6*), suggérant qu'il s'agisse d'un filon-couche. Les structures planes dans le corps et la

foliation dans les encaissements sont inclinées vers le SW à un angle modéré à fort. Les contacts nord et sud du corps sont localement cisailés. La plus grande partie de ce corps n'affleure pas, sa zone centrale étant cachée sous les eaux du lac Goggle ou sous du mort-terrain.

Le corps minéralisé est composé de lherzolite chromitifère, de harzburgite à plagioclase, de webstérite à olivine-plagioclase, de gabbronorite à olivine (localement chromitifère) et de gabbronorite. Ainsi, le bloc sud comprend davantage de roches ultramafiques que le bloc nord. Comme dans le bloc nord, les roches à olivine et plagioclase sont coronitiques. Hasik (1998) a noté que l'intrusion est associée à une anomalie magnétique négative, sauf dans la partie centrale cachée où l'anomalie est positive. L'étude de lames minces a démontré que les roches affleurant contiennent peu ou pas de magnétite. L'anomalie magnétique positive coïncide avec des anomalies géophysiques MaxMin (Granger, 1998). Comme dans le bloc nord, on observe localement un rubanement igné à contacts abrupts. La bordure nord du corps est composée d'un liseré discontinu de roches mafiques sans olivine. Un grand affleurement près du contact sud du corps (dans une carrière) est composé de lherzolite chromitifère, avec un peu de plagioclase interstitiel; cette roche est dépourvue de sulfures. Ainsi, la distribution des lithofaciès suggère que la partie nord du corps représente son sommet. Puisque les structures planes sont inclinées vers le SW, le corps serait donc renversé.

Les minéralisations se situent principalement dans le secteur nord-ouest et près du contact nord de l'intrusion. Il s'agit généralement de sulfures disséminés dans du gabbronorite, du gabbronorite à olivine et de la péridotite. Exceptionnellement, une zone métrique de sulfures semi-massifs est adjacente à un cisaillement longeant le contact nord de l'intrusion. Les sulfures disséminés et semi-massifs comprennent la pyrrhotite, la chalcopryrite et la pentlandite. Cette dernière forme des masses à l'intérieur de la pyrrhotite; les flammes sont rares. Les sulfures disséminés se présentent en amas irréguliers disséminés dont la forme interstitielle suggère une origine magmatique. Les sulfures semi-massifs se logent dans une norite bréchifiée. Ils englobent des cristaux de plagioclase arrondis aux coins ainsi que des fragments de norite partiellement recristallisée. La mise en place de ces sulfures semble donc être liée à une bréchification relativement tardive. Le contact nord de l'intrusion est marqué par une fracturation et un broyage importants des roches ultramafiques et mafiques. On observe dans la carrière située sur la route forestière longeant ce contact des veines de calcite, des dépôts d'ocre et de la minéralisation cuprifère supergène (malachite).

Le meilleur résultat obtenu par Falconbridge était de 0,94 % Ni et 0,36 % Cu pour 11,0 % S à partir d'un échantillon de sulfures semi-massifs (Hasik, 1998). Les meilleures teneurs obtenues par le MRN proviennent de cette même zone de sulfures semi-massifs, où une analyse a donné 1,28 % Ni, 1,38 % Cu, 0,07 % Co, 10 ppb Pd, < 3 ppb Pt et 6 ppb Au pour 19,4 % S. Des échantillons de sulfures dissé-

minés (jusqu'à 2,2 % S) ont donné jusqu'à 0,33 % Ni, 0,14 % Cu et 0,01 % Co. Recalculée à 100 % de sulfures, l'analyse des sulfures semi-massifs donne 2,5 % Ni et 2,7 % Cu, avec un rapport Ni/Cu de 0,9. Recalculées à 100 % de sulfures, les analyses provenant de trois échantillons de sulfures disséminés avec plus de 1 % S indiquent que la concentration de Ni dans les sulfures varie entre 2,4 et 7,2 % (moyenne de 4,7 %), tandis que la teneur en Cu varie entre 1,7 et 2,6 % (moyenne de 2,2 %). Les sulfures disséminés sont donc plus nickélifères que ceux du bloc nord. Le rapport Ni/Cu moyen est de 2,1, soit légèrement supérieur à celui du bloc nord et également plus élevé que celui des sulfures semi-massifs du bloc sud.

Le soufre dans la minéralisation du bloc sud est encore plus lourd isotopiquement que le soufre dans le bloc nord. Pour trois échantillons de sulfures disséminés ou massifs, la valeur de $\delta^{34}\text{S}$ varie entre 12,4 et 20,3 ‰, pour une moyenne de 17,4 ‰, suggérant encore une fois l'importance de l'ingestion de soufre provenant de paragneiss dans les encaissements.

L'indice **Thibault** se situe le long de la route longeant la rivière du Remous à la limite sud du feuillet 22K/03. Il est localisé dans une écaïlle faillée (unité *mPbla1*) constituant la bordure sud-est du massif anorthositique de De La Blanche. Il a été découvert en 1995 par prospection (Thibault, 1995). Sur une distance d'environ 170 m, une séquence de norite, de gabbro à olivine, de leucotroctolite, de troctolite et d'anorthosite contient des sulfures disséminés (1-5 %) et localement en filets (jusqu'à 20 %). Un rubanement magmatique est manifesté par des lits de norite et de gabbro \pm olivine d'épaisseur centimétrique à plurimétrique intercalés dans des leucotroctolites et des troctolites. Les roches sont généralement à grain moyen à grossier. À un endroit, un niveau de troctolite-anorthosite est à grain très grossier à pegmatitique. Les lithofaciès qui contiennent de l'olivine et du plagioclase sont coronitiques. Une foliation probablement magmatique est également présente. Ces structures sont faiblement à fortement pentées ($\sim 20^\circ$ NE à l'extrémité sud de l'affleurement et $\sim 90^\circ$ à l'extrémité nord). Le rubanement et la foliation sont entraînés dans des cisaillements ductiles E-W à pendage modéré vers le N et à mouvement normal. Les sulfures sont la pyrrhotite, la chalcopryrite et la pentlandite; la pyrite et les minéraux oxydés sont rares. La pentlandite forme des amas à l'intérieur des pyrrhotites; les flammes sont rares. Les sulfures ont deux habitus : des amas irréguliers, disséminés et interstitiels aux silicates, et des grains finement grenus en intercroissance granoblastique avec de petits grains d'orthopyroxène. Le premier est probablement une texture magmatique; le deuxième est une texture de réaction silicates-sulfures. Nous n'avons pas observé des sulfures massifs.

Le meilleur résultat obtenu par l'analyse d'un échantillon choisi provenant de l'indice Thibault a été de 0,17 % Ni, 0,12 % Cu, 7 ppb Pt, 6 ppb Pd et 7 ppb Au, pour 1,52 % S (TC-00-5418B5). Recalculés sur la base de 100 % de sulfures, on constate que les échantillons de cet indice

contiennent des sulfures enrichis en Ni et en Cu. Les échantillons dont l'analyse a donné plus de 1 % de soufre sont constitués de sulfures contenant jusqu'à 5,4 % Ni et 3,5 % Cu. Toutefois, ce sont des sulfures pauvres en ÉGP.

Plusieurs minéralisations sulfurées (**Boudrias (Est)**, **Doyon** et autres) ont été découvertes dans des roches principalement ultramafiques, localisées près du flanc sud du massif anorthositique de De La Blache (p. ex., Boudrias, 1995). Presque toutes les minéralisations sont logées soit dans des webstérites à olivine soit dans des orthopyroxénites à olivine, toutes les deux dépourvues de plagioclase. Des bandes noritiques contenant un peu de sulfures sont présentes également. Contrairement aux indices Outardes et Thibault, toutes les minéralisations connues dans ce secteur contiennent des sulfures qui sont très pauvres en métaux utiles. Enfin, une minéralisation sulfurée mineure est située près du flanc nord du massif.

Au site minéralisé **Boudrias (Est)** (TC-00-5430), un gros boudin mesurant 40 m sur 15 m et des niveaux décimétriques à métriques d'orthopyroxénite à olivine contiennent jusqu'à 20 % de sulfures disséminés. Ces roches, dont l'étendue ne peut être reportée à l'échelle de la carte, sont encaissées dans des gneiss mangéritiques et noritiques de l'unité *mPbla9* juste au sud du massif anorthositique de De La Blache et de son enveloppe mafique. Ce secteur fortement déformé est caractérisé par de grandes écailles qui sont limitées par des cisaillements ductiles, décrochants et senestres. L'orthopyroxénite à olivine du gros boudin est à grain moyen à fin et est composée de cristaux d'orthopyroxène et d'olivine atteignant 2 ou 3 mm, de rares clinopyroxènes, de spinelle vert clair à vert olive et d'amphibole représentant l'altération des pyroxènes; une partie de la roche contient de l'orthopyroxène et de l'olivine dans une texture granoblastique à grain fin. La recristallisation granoblastique et partielle de la roche, le fléchissement et les kinks des clivages dans les gros cristaux d'orthopyroxène et l'extinction roulante dans les grosses olivines témoignent de la déformation affectant l'intérieur du boudin. La déformation est plus forte en bordure du boudin, où l'orthopyroxénite à olivine est foliée sur 1 m, que dans son centre. Les niveaux plus minces de pyroxénite sont communément foliés.

La minéralisation dans le boudin consiste en amas de sulfures millimétriques et disséminés qui possèdent une forme amiboïde interstitielle. Là où les sulfures sont très abondants, ils se présentent en texture fine en filets. Ces textures sont évocatrices d'une origine magmatique. On observe également beaucoup de petits grains de sulfures partageant la texture granoblastique de la roche. Par endroits dans l'encaissant gneissique, on observe une minéralisation filonienne, fine, épigénétique, mise en place le long de la foliation et dans des fractures obliques à la foliation. Étant donné l'aspect déformé des roches minéralisées, il est probable que les textures magmatiques primaires des sulfures aient été modifiées.

L'analyse d'un échantillon choisi d'orthopyroxénite à olivine contenant 5 % de sulfures a donné 232 ppm Ni, 122 ppm Cu, 105 ppm Co, 206 ppm Zn, 6 ppb Pt+Pd et 3 ppb Au. Recalculés à 100 % de sulfures, les résultats de cette analyse révèlent des sulfures particulièrement pauvres en métaux utiles, soit 0,47 % Ni et 0,25 % Cu.

Au site minéralisé **Doyon** (TC-00-5432), localisé à 700 m à l'ouest du site Boudrias (Est), des sulfures disséminés (1-20 %) sont logés dans une bande de webstérite à olivine à grain moyen à fin d'au moins 12 m de largeur. Cette bande est englobée dans la même unité de gneiss mangéritiques et noritiques que la minéralisation précédente (unité *mPbla9*). Du côté nord de la webstérite à olivine minéralisée et en s'éloignant de celle-ci, on observe d'abord une zone de 7 m de largeur composée d'un mélange rubané de pyroxénite à plagioclase et de norite; suit alors une bande de paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite de 3 m de largeur; et enfin on note sur plusieurs mètres la présence d'une norite à grain fin à moyen, bien foliée et rubanée, contenant des boudins de pyroxénite ± plagioclase et injectée de dykes granitiques très déformés. Parmi les témoins de la déformation, on note la texture granoblastique fine qui affecte une partie de la roche, ainsi que les kinks et le fléchissement des plans de clivage dans les orthopyroxènes. L'olivine est partiellement altérée en serpentine le long de fractures. Les sulfures forment des amas amiboïdes et millimétriques englobant partiellement ou complètement des silicates, telle l'olivine, et formant une texture en filets lorsque suffisamment abondants. La phase sulfurée est composée presque exclusivement de pyrrotite, laquelle est accompagnée d'un peu de chalcopyrite; la pentlandite et la magnétite sont très rares.

Deux analyses d'échantillons choisis provenant de l'indice Doyon et contenant entre 5 et 10 % de sulfures ont donné des teneurs maximales de 419 ppm Ni, 230 ppm Cu, 230 ppm Zn, 171 ppm Co, 2,3 ppb Pd, < 1 ppb Pt et 2 ppb Au. Recalculés à 100 % de sulfures, les résultats des analyses sont constitués de valeurs maximales de 0,46 % Ni et 0,23 % Cu.

L'affleurement **TC-00-5431**, situé entre les deux minéralisations précédentes, est composé en grande partie de mangérite gneissique (unité *mPbla9*). Une bande, de trois mètres d'épaisseur, de norite à biotite-grenat, rubanée à l'échelle millimétrique, foliée, à grain fin contient 5 % de sulfures fins disséminés. La pyrrotite est le seul sulfure. Certains rubans contiennent des grains fins disséminés de magnétite et d'ilménite. Un échantillon choisi contenant 3 % de sulfures a donné, à l'analyse, 64 ppm Ni, 30 ppm Cu, 35 ppm Co, 476 ppm Zn, < 3 ppb Pt+Pd et < 1 ppb Au. Recalculés à 100 % de sulfures, les résultats de cette analyse donnent 0,20 % Ni et 0,09 % Cu.

À l'affleurement **CH-00-2233**, situé à l'est du massif anorthositique de De La Blache, environ 5 % de sulfures à texture interstitielle sont disséminés dans une bande de largeur décimétrique composée de webstérite à olivine et

d'orthopyroxénite à olivine transitoire à harzburgite (unité *mPbla7*). Cette bande est englobée dans les gabbronorites de l'unité *mPbla6* et, ainsi, son contexte est semblable à celui des indices Outardes. Les roches ultramafiques contiennent environ 1 % de spinelle vert olive, probablement un pléonaste. La granulométrie des roches varie de moyenne à fine, les parties fines résultant probablement de la recristallisation. Localement, une structure laminée et une fine fracturation ou foliation témoignent de la déformation. Les clivages dans les gros grains de pyroxène sont légèrement fléchis à cause également de la déformation. Les sulfures forment des amas interstitiels, amiboïdes et millimétriques. Leur forme et leur distribution ont sans doute été modifiées par la déformation. Aucune analyse de l'indice n'est disponible.

L'affleurement **TC-00-5311**, situé du côté nord du massif anorthositique sur la rive du réservoir Outardes Quatre, est composé de gabbronorite subophitique, folié, à grain moyen à grossier contenant des enclaves de gabbronorite à grain fin (unité *mPbla10*). Le gabbronorite est partiellement rétro-morphosé (amphibole vert pâle remplaçant le pyroxène) et recristallisé. Le gabbronorite contient 1 à 2 % d'ilménite et des traces de pyrite et de chalcopirite disséminées et à grain très fin. Une analyse a donné 354 ppm Ni, 85 ppm Cu et 64 ppm Co.

Type 1b – Sulfures de Ni-Cu dans des intrusions tholéïtiques diverses

Trois corps mafiques, d'environ 3 km de largeur chacun, ont été identifiés dans le terrain gneissique au nord du massif anorthositique de De La Blache et à l'ouest du réservoir Outardes Quatre. Ces corps sont représentés par des anomalies magnétiques positives sur la carte aéromagnétique (Commission géologique du Canada, 1968a,b), lesquelles sont causées par la présence de quantités relativement élevées de magnétite. L'un de ces corps (**TC-00-5069**, **TC-00-5080**; unité *I3Qa*) contient des sulfures disséminés. Le corps minéralisé est composé des lithofaciès suivants : gabbronorite, norite, webstérite à plagioclase et leucotroctolite coronitique. Il est constitué de parties massives et de parties où l'on observe un rubanement magmatique. Le corps est caractérisé par de grandes variations texturales, notamment une granulométrie très variable, passant de fine à grossière, voire pegmatitique par endroits. On observe des évidences d'une mise en place par intrusions multiples, y compris des enclaves mafiques, des brèches formées d'enclaves mafiques dans une matrice mafique grossièrement grenue et des dykes de forme irrégulière et de largeur centimétrique à métrique. Les faciès grossièrement grenus ou pegmatitiques sont généralement tardifs par rapport aux faciès à grain fin à moyen. Le corps est coupé localement par des dykes granitiques d'épaisseur décimétrique et des veines de quartz et de quartz-feldspath-biotite.

Une patine rouillée s'observe à plusieurs endroits, particulièrement dans le faciès à grain grossier, due à la présence d'une petite quantité de sulfures disséminés. Les résultats sont très faibles en métaux usuels et précieux. L'analyse d'un gabbronorite coronitique rouillé, à grain grossier (TC-00-5069) et contenant environ 10 % de magnétite-ilménite, a donné 57 ppm Cu, 74 ppm Co, 25 ppm Ni, < 0,7 ppb Pd, 6 ppb Pt et 0,5 ppb Au, pour 0,19 % S. Une analyse d'une norite à hornblende-biotite-ilménite (~3 %) -apatite (<1 %), grossièrement grenue et contenant 2 % de sulfures (TC-00-5080), a donné 274 ppm Cu, 76 ppm Co, 200 ppm Ni, 0,6 ppb Pd, 3 ppb Pt et 2 ppb Au, pour 0,76 % S. Cet échantillon provient d'une zone noritique, rubanée à l'échelle métrique, à grain grossier à pegmatitique et localement quartzifère.

Enfin, un affleurement (**AG-00-1251**) de gabbro ophitique, amphibolitisé, massif, à grain fin à grossier, situé sur une île dans le réservoir Outardes Quatre, contient un peu de pyrrhotite et de chalcopirite disséminées. Le gabbro semble former un amas hectométrique injecté dans une monzonite quartzifère foliée. Aucune analyse de la minéralisation n'est disponible.

Type 2 – Minéralisations d'oxydes de Fe-Ti magmatiques

Type 2a – Oxydes (et sulfures mineurs) associés aux roches ultramafiques-mafiques ferrifères : Boudrias (ouest) et autres

Sur les flancs sud-est et nord du massif anorthositique de De La Blache, l'enveloppe mafique est composée en partie de roches ultramafiques et mafiques, ferrifères, riches en minéraux oxydés. La plus importante accumulation de telles roches, découverte par Boudrias (1995), se trouve dans une bande sur le flanc sud-est du massif (site **Boudrias (ouest)**). D'autres exemples sont situés en bordure nord du massif (**TC-00-5474** et **TC-00-5122**).

La bande du côté sud-est du massif (site **Boudrias (ouest)**) : TC-00-5422 et TC-00-5438; unité *mPbla8*), plus de 4 km de longueur sur 1 km de largeur, est bien rubanée à l'échelle centimétrique à plurimétrique. Le rubanement est incliné modérément à fortement vers le NW. La bande et le rubanement sont concordants aux structures dans les encaissants. La séquence rubanée comprend des niveaux mafiques et ultramafiques, tels la norite ou le gabbro ± olivine, la troctolite, la clinopyroxénite à olivine-plagioclase et la périclase à plagioclase. Le rubanement et certaines textures minérales (p. ex., baguettes de plagioclase à orientation préférée, cristaux poecilites) sont interprétés comme magmatiques primaires. D'autres textures (ex. : couronnes à grenat, texture en mortier, granoblastique et fine, clivages fléchis, extinction roulante) témoignent de réactions subsolidus ou de l'effet de recristallisation et de déformation. Des masses de pegmatite mafique à ilménite, des dykes mafiques

grossièrement grenus et des dykes mafiques et magnétiques à grain fin sont observés localement.

Les minéraux oxydés, soit la magnétite et l'ilménite, sont plus communs dans les roches ultramafiques (> 20 % oxydes) que mafiques (5 % oxydes). L'épaisseur des lits très riches en oxydes varie entre quelques centimètres et 3 m. Les minéraux oxydés forment des grains intercumulus disséminés ou, lorsque plus abondants, une texture en filets. Les sulfures, d'origine magmatique probable (type 1a), sont localement présents mais peu abondants. Trois analyses (provenant des affleurements TC-00-5422 et TC-00-5438) donnent 30,9-40,2 % Fe_2O_3 tot et 6,6-12,9 % TiO_2 . La composition normative du plagioclase est de An_{63-69} .

Une minéralisation riche en oxydes du côté nord du massif anorthositique (TC-00-5474; unité *mPbla8*) forme un niveau entre 5 et 10 m d'épaisseur, orienté NE-SW et incliné subverticalement. Au sud-est, il est en contact franc avec un gabbronorite à olivine à grain moyen, subophitique à ophitique et coronitique, qui est transitoire à un gabbronorite sans olivine en s'éloignant du niveau d'oxydes. Le gabbronorite possède un rubanement compositionnel à l'échelle centimétrique à décimétrique et une orientation préférée du plagioclase; ces structures sont probablement d'origine magmatique. À l'intérieur de 1 m du contact SE du niveau à oxydes, le gabbronorite à olivine est transitoire à une troctolite et contient jusqu'à 10 % de sulfures disséminés d'origine magmatique probable (type 1a). L'encaissant au NW du niveau à oxydes est composé de gabbronorite ± olivine et de norite, assez semblables à l'encaissant sud-est.

Le niveau riche en oxydes contient 20-50 % de silicates, principalement le clinopyroxène, l'orthopyroxène et l'olivine, et environ 1 % de sulfures disséminés, probablement d'origine magmatique (type 1a). Les grains silicatés, arrondis et coronitiques, baignent dans une matrice granoblastique formée d'ilménite et de magnétite. La magnétite est caractérisée par des lamelles d'exsolution. Une analyse du niveau riche en oxydes a donné les résultats suivants : 58,0 % Fe_2O_3 tot, 16,4 % TiO_2 , 228 ppm Co, 372 ppm Zn, 116 ppm Cu et 95 ppm Ni.

Un autre exemple de gabbronorite à minéraux oxydés contenant un peu de sulfures (TC-00-5122; unité *mPbla6*) est situé à environ 5 km au nord-ouest de l'indice précédent. Le gabbronorite contient environ 5 % d'oxydes (ilménite et magnétite) en amas disséminés qui se moulent aux grains silicatés adjacents. De la biotite orangée et du spinelle vert sont communément associés aux amas d'oxyde. La roche est à grain moyen et généralement granoblastique, mais une légère élongation des grains lui confère une faible foliation. L'ilménite est homogène, mais la magnétite possède des lamelles d'exsolution. La roche contient des traces de pyrrhotite sous forme de petits grains disséminés dans la matrice silicatée ou bien associés aux amas d'oxydes. Une analyse a donné 2,77 % TiO_2 , 18,1 % Fe_2O_3 tot et de très faibles teneurs en Zn, Ni, Cu et Co.

Type 2b – Oxydes associés aux anorthosites : Hervieux-Ouest, Hervieux-Est, lac Schmoor, De La Blache-Est et autres

Les gîtes de magnétite titanifères **Hervieux-Ouest** (SP-00-7024), **Hervieux-Est** (SP-00-7018), **lac Schmoor** (pas visité par le MRN; Goldsmith, 1953), et **De La Blache-Est** (SP-00-7026) ont été découverts en 1951 par Bersimis Mining Co. En 1964, suite à une campagne d'exploration qui avait duré plusieurs années, la compagnie a estimé les réserves de ces gîtes à 79 Mt constituées de 48 % Fe, 20,5 % TiO_2 , ainsi que des teneurs moyennes de 0,19 % Cr et 0,36 % V_2O_5 (Salamis, 1981). La minéralisation se présente sous la forme de masses tabulaires de magnétite (unité *mPbla5*). Les quatre gîtes sont alignés sur un arc long de 17 km, situé dans le centre du massif anorthositique de De La Blache. Les gîtes sont localisés approximativement dans l'axe de la grande antiforme définie par le massif. Toutefois, leur distribution semble discordante par rapport aux unités lithologiques (unités *mPbla1* et *mPbla4*, voir la carte géologique). Les dimensions des différentes masses en surface varient de 100 à 1130 m sur 45 à 215 m (Salamis, 1981). Leur épaisseur est de 20 à 50 m. Galarneau (1994) a rapporté la présence au gîte Hervieux-Est de dykes d'oxydes coupant l'anorthosite. Ces dykes sont des ramifications de la masse principale. Par endroits, les masses d'oxydes contiennent des enclaves d'anorthosite et de leuconorite.

Salamis (1981) a rapporté que le minerai de l'ensemble des gîtes consiste en magnétite à grain moyen à grossier, avec des lamelles d'exsolution d'ilménite et des intercroissances très fines d'ulvöspinelle (Fe_2TiO_4) à l'intérieur de la magnétite. D'autres minéraux présents dans les masses d'oxydes comprennent le spinelle vert, le pyroxène, l'olivine et le plagioclase (Henderson, 1965; Galarneau, 1994). Salamis (1981) a aussi présenté un résumé des résultats des travaux métallurgiques préliminaires. Ces travaux ont démontré que l'ulvöspinelle compte pour environ 80 % du TiO_2 dans le minerai, tandis que l'ilménite constitue le reste. La taille de la majorité des lamelles d'ilménite est d'environ 130 microns. L'ulvöspinelle est très fin, sa taille variant entre 1 et 3 microns.

À titre d'exemple, nous donnons une courte description de quelques caractéristiques du gîte **Hervieux-Ouest**. À l'endroit visité par le MRN, l'épaisseur apparente du niveau d'oxydes est d'environ 30 m. Le niveau est orienté NE-SW, avec un pendage modéré vers le NW, mesuré au contact inférieur du niveau. Le minerai est composé de 90-95 % d'oxydes et de 5-10 % d'orthopyroxène. Nous n'avons pas constaté de changement important dans la composition minérale ou dans la texture du minerai à travers le niveau d'oxydes. Le contact inférieur du niveau d'oxydes avec l'encaissant anorthositique est franc et ondulant. Nous n'avons pas vu de veines d'oxydes pénétrant l'encaissant à partir de la masse d'oxydes. Une fabrique dans la masse d'oxydes est définie par l'élongation des minéraux oxydés

et de l'orthopyroxène (Annexe, Photo 12). L'orientation de cette fabrique varie à l'intérieur du niveau d'oxydes, mais au contact, la fabrique est parallèle à celle dans l'encaissant anorthositique. Ces relations suggèrent que le niveau d'oxydes est plissé. On observe une altération rétrograde de l'anorthosite en amphibole-biotite sur une épaisseur de quelques centimètres le long des contacts.

Selon les résultats analytiques du MRN, les échantillons choisis provenant des gîtes Hervieux-Ouest et Hervieux-Est ont les compositions moyennes suivantes : Hervieux-Ouest – 33,4 % FeO, 37,2 % Fe₂O₃, 21,3 % TiO₂, 0,5 % V₂O₅, 3,7 % MgO, 7,4 % Al₂O₃, 0,9 % SiO₂; Hervieux-Est – 37,3 % FeO, 33,7 % Fe₂O₃, 21,4 % TiO₂, 0,5 % V₂O₅, 3,9 % MgO, 7,2 % Al₂O₃, 0,9 % SiO₂. D'après Galarneau (1994), les atouts des gîtes du lac De La Blache comprennent un tonnage important de minerai, une teneur élevée en titane et une distribution homogène de l'ilménite. Toutefois, les gîtes sont désavantagés par le contenu relativement faible en ilménite, la petite taille des intercroissances d'ulvöspinelle et la présence d'impuretés telles que les oxydes de magnésium et de calcium.

Deux sites minéralisés en oxydes de Fe-Ti ont été répertoriés sur la rive orientale du lac De La Blache. Une leucotroctolite coronitique contenant environ 7 % d'ilménite et de magnétite en grains plurimillimétriques disséminés a donné 2,12 % TiO₂ et 10,4 % Fe₂O₃tot (TC-00-5245). Au deuxième site (TC-00-5265), une anorthosite à grain grossier contient typiquement 5-15 % de minéraux oxydés; localement, le contenu en oxydes atteint 50 % sur 10 à 20 cm. Les masses d'oxydes ont une forme irrégulière et atteignent 10 cm de largeur. Elles sont entourées de couronnes de hornblende et de biotite. Un métamorphisme rétrograde est à l'origine de la cristallisation de biotite, d'épidote et de chlorite. L'analyse d'un échantillon contenant environ 15 % d'oxydes a donné 3,6 % TiO₂ et 11,7 % Fe₂O₃tot. La composition normative du plagioclase à ces deux sites est de An₅₅ et de An₅₄, respectivement.

Type 3 – Minéralisations d'uranium, de thorium et d'éléments des terres rares dans les pegmatites granitiques

Le terrain gneissique dans les parties nord et est du feuillet 22K/03 est coupé à plusieurs endroits par des pegmatites granitiques, dont un exemple est suffisamment grand pour être représenté sur la carte géologique (lithofaciès *IIG*). Plusieurs occurrences radioactives ont été répertoriées par SOQUEM dans le cadre d'un vaste programme d'exploration régionale sur la Côte-Nord (Harvey et Lacasse, 1976). Ces auteurs ont jugé que les pegmatites roses sont la meilleure cible pour l'uranium. Ces pegmatites ont permis d'obtenir ponctuellement de fortes réponses au scintillomètre (jusqu'à 8000 cps). Les anomalies radiométriques **K3R1** et **K3R2** correspondent à des zones radioactives situées sur deux grandes îles dans le réservoir Outardes Quatre. Ces

zones sont localisées dans une séquence d'orthogneiss (unité *pPmPulo1*) coupés par des dykes de pegmatite rose possédant une minéralogie simple (quartz, feldspath, biotite). L'anomalie **K3R1** (endroit non visité par le MRN) correspond à des pegmatites qui sont particulièrement abondantes et radioactives dans la partie est de l'île (McCann et Armstrong, 1977). L'une des zones d'intérêt mesure en surface 120 m de largeur sur au moins 300 m de longueur. À partir d'échantillons choisis provenant de cette zone, SOQUEM a obtenu jusqu'à 0,14 % U, 0,04 % Th et 431 ppm Y (Harvey et Lacasse, 1976). Un échantillonnage ultérieur a donné 0,23 % U et 0,49 % Th (McCann et Armstrong, 1977). L'anomalie **K3R2** (TC-00-5411) est également associée à la présence de pegmatite rose. Au site de l'anomalie, un dyke de pegmatite de 250 m de largeur et orienté nord-sud recoupe la gneissosité. SOQUEM a rapporté des résultats d'analyse qui ont donné 0,8 % Ce+La et 0,25 % ThO₂ (McCann et Armstrong, 1977). Un échantillon de pegmatite à allanite faiblement radioactive prélevé par le MRN contient 74 ppm La, 80 ppm Ce, < 0,5 ppm U, 7 ppm Th et 11 ppm Y.

CONCLUSION

Ce rapport présente les résultats d'un projet de cartographie géologique et de compilation effectué au cours de l'été 2000 dans la région du réservoir Outardes 4 au NNW de Baie-Comeau. Le projet s'insère dans le programme de cartographie géologique de la région de la Côte-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec. L'objectif du programme vise à améliorer la connaissance du potentiel minéral de la région dont le niveau d'exploration est nettement insuffisant pour assurer la diversification de son industrie minière. Le présent levé a permis de dresser la carte géologique des feuillets 22K/03 (Lac Hulot) et 22K/04 (Lac Praslin).

Toutes les roches de la région appartiennent à la ceinture allochtone polycyclique de la province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989). Elles ont été subdivisées en trois grands ensembles :

- Un premier ensemble est constitué de roches gneissiques et intrusives de compositions variées regroupées dans le Complexe de Hulot. Cet ensemble forme la plus grande partie du socle rocheux des secteurs nord, est et ouest de la région.
- Un deuxième ensemble comprend les roches de la Suite plutonique mafique de De La Blache constituée d'anorthosite et de leucotroctolite ceinturées par une frange de roches de composition mafique-ultramafique (principalement des gabbronites) de granulométrie fine à moyenne.
- Un troisième ensemble regroupe des roches de compositions variées mises en place après la déformation qui

affecte les deux premiers ensembles. Ce sont des gabbronorites, des gabbros, des gabbros diabasiques, des mangérites, des granites et des pegmatites.

À l'exception des intrusions tardives, les roches de la région sont toutes déformées mais à des degrés divers. Les gneiss du Complexe de Hulot ont enregistré plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme et sont plissés de façon complexe. La SPDLB apparaît moins métamorphisée mais semble avoir été plissée lors des mêmes événements qui ont affecté le Complexe de Hulot. Outre le plissement, les autres éléments structuraux importants sont les zones de mylonites à linéation subhorizontale affectant la frange de gabbronorite de la SPDLB et les zones de mylonites orientées NNE-SSW; ces dernières déformations apparaissent tardives par rapport aux mylonites E-W.

Du point de vue économique, la Suite plutonique mafique de De La Blache apparaît comme une cible pour la recherche de gîtes cupro-nickélifères ou de fer titané associé aux roches ultramafiques-mafiques ou aux anorthosites; en outre, les conditions de formations des sulfures constituant certains indices ont favorisé l'enrichissement des sulfures en nickel et en cuivre. Les pegmatites granitiques tardives sont de bonnes cibles pour la recherche de gîtes d'uranium, de thorium ou d'éléments des terres rares. En plus des indices déjà connus, les anomalies géochimiques de fonds de lacs font ressortir d'autres cibles potentielles où les travaux de cartographie ont d'ailleurs mis en évidence d'importantes masses de roches mafiques et ultramafiques.

De nouvelles données géochronologiques aident à préciser l'histoire géologique de la région. Une enderbite foliée à gneissique fixe dans le temps un événement magmatique à $1434 \pm 64 / -28$ Ma. Cet événement est inclus à l'intérieur de la fourchette d'âge (entre 1500 et 1400 Ma) de l'arc magmatique pinvarien dans la partie sud-est de la province géologique de Grenville (Gower, 1996). L'âge de la SPDLB est fixé à 1327 ± 16 Ma. Cette donnée vient préciser davantage un événement magmatique mafique s'étant produit entre 1325 et 1375 Ma. Un autre événement magmatique tardi- à post-grenvillien a été daté autour de 1016 Ma.

Le terrain de Pinware et l'arc magmatique qui le représente apparaissent comme des éléments importants dans le développement de la marge méridionale de Laurentia. Cette arc magmatique a été documentée à l'est et à l'ouest. Une première donnée géochronologique dans la région suggère que cet événement magmatique a pu être présent dans la région. D'autres travaux de géochronologie sont nécessaires pour documenter cet événement. La région s'y prête particulièrement bien, le Complexe de Hulot apparaissant comme un lithodème constitué surtout de roches intrusives. Des levés géologiques supplémentaires sont nécessaires au sud et à l'est de la SPDLB pour suivre les zones de faille en décrochement dextre et senestre qui marquent la limite de la SPDLB et qui se poursuivent vers le sud-est et le sud-ouest en dehors de la présente région de travail.

RÉFÉRENCES

- ASHWAL, L. D., 1993 - Anorthosites. Springer-Verlag; 422 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1985 - Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-02, carte 2000, échelle 1 : 500 000.
- BEAUMIER, M., 2002 - La géochimie des sédiments de lacs sur la Moyenne-Côte-Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03 en préparation.
- BOUDRIAS, P., 1995 - Rapport de prospection, projet lac De La Blache. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55316.
- BRADSHAW, T.K., 1992 - The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 109, pages 450-458.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (CGC), 1968a - Carte aéromagnétique 4942G (1 : 63 360), Lac Hulot.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (CGC), 1968b - Carte aéromagnétique 2083G (1 : 63 360), Lac Praslin.
- CHEVÉ, S., - GOBEIL, A., - CLARK, T., - CORRIVEAU, L., - PERREAULT, S., - DION, D. J., - DAIGNEAULT, R., 1999 - Géologie de la région du lac Manitou. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02.
- CHOINIÈRE, J., 1987 - Géochimie des sédiments de lacs - Région de Manicouagan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 86-18, 11 cartes.
- CLARKE, D.B., 1992 - Granitoid rocks. Topics in the Earth Sciences. Chapman and Hall, 283 pages.
- DAVIS, D. W., 2001 - Géochronologie des roches grenvilliennes au Québec. Rapport 2-2001. Département des Sciences de la Terre. Musée royal de l'Ontario (rapport non publié).
- EMSLIE, R.F. - HUNT, A.P., 1990 - Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosite, Grenville Province. Journal of Geology; volume 98, pages 213-233.
- FRANCIS, D., - SCOWEN, P., - PANNETON, G., - DOIG, R., 2000 - Contrasting Si-saturation in troctolite-anorthosite intrusions along the Manicouagan corridor of the Abitibi-Grenville transect. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 271-289.
- FRANCONI, A. - LAURIN, A.F. - SHARMA, K.N.M., 1975 - Régions des rivières Betsiamites (Bersimis) et Moisie, (Grenville 1968-69). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-162, 149 pages, carte 1778.
- GALARNEAU, J.-F., 1994 - Gîte de fer-titane, propriété du lac Hervieux-est. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-52690.
- GIROUX, F., 2001 - Étude pétrographique des unités mafiques à ultramafiques associées à l'anorthosite de De La Blache, Province géologique de Grenville. Projet de fin d'étude GLG-13202, Université Laval, Québec.
- GOLDSMITH, P.J., 1953 - Lake Schmoos titaniferous magnetite deposit. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-2209A.

- 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 number 112, pages 197-218.
- GRANGER, B., 1998 - Levés de magnétométrie et d'EMH-MaxMin II-5, grille Outardes Quatre. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56302.
- HARVEY, Y - LACASSE, J., 1976 - Radiométrie, projet Manic, 22-100, été 1976. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-49164.
- HASIK, V., 1998 - Rapport d'exploration, campagne de terrain 1998, projet Outardes Quatre, bloc sud-PN111. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56307.
- HÉBERT, C., 1998 - Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-08, 32 pages.
- HÉBERT, C., 2001 - Géologie de la région du lac Mélonèze. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-02, 25 pages.
- HENDERSON, A., T., 1965 - Report on the Lake La Blache ulvospinel-magnetite deposit. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-16464.
- HIGGINS, M.D., - VAN BREEMEN, O., 1996 - Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay - Lac-St. Jean region, Grenville Province, Canada Precambrian Research; volume 79, pages 327-346.
- KIRKEGAARD, E., 2001 - Metallogeny of the Ni-Cu-Co mineralization at the border of the Lac De La Blache anorthosite, Grenville Province. Rapport de projet de fin d'études, Université Laval; 24 pages.
- LAPLANTE, R., 1992 - Rapport de la campagne de forage 1992, propriété Outardes-PN111. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-52470.
- LEMERY, R., 1992 - A report on Falconbridge Limited's Outardes property, Quebec, NTS 22K/3, PN 111. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-51468.
- LORTIE, P. - TURCOTTE, R., 1991 - Levé géophysique, propriété de Falconbridge Limited, projet Manicouagan, grille Outardes-4, canton no. 847, Province de Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-51467.
- MARCOTTE, D. - FOX, J.S., 1989 - Analyse multidimensionnelle de données géochimiques de sédiments lacustres dans la région de Manicouagan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 89-58.
- MACCANN, A.J. - ARMSTRONG, E., 1977 - Projet Manic-22-2001 $\frac{3}{4}$ Baie-Comeau, Port-Cartier, Manicouagan, campagne d'exploration, été 1977; SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49156.
- 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.
- 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.
- RICHARD, M. 1978 - Levé géochimique de fonds de lacs (plans seulement). Projet Manic 22-2002, SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49161.
- RIVERS, T. - CORRIGAN, D., 2000 - Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic : tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 359-383.
- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C. - DAVIDSON, T., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province Southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, number 1, pages 63-84.
- SALAMIS, C., 1981 - Report on the La Blache titaniferous magnetite, Saguenay County, Quebec North Shore. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-37408.
- SHARMA, K. N. M., 1996 - Légende générale de la carte géologique - édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- STRECKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*; volume 12, pages 1-33.
- THIBAUT, B., 1995 - Rapport de prospection. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55320.
- WHALEN, J.B. - KENNETH, L.C. - CHAPPELL, B.W., 1987 - A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Mineral Petrology* (1987); volume 95, pages 407-419.
- YARDLEY, B.W.D., 1989 - An introduction to metamorphic petrology. *In* : Earth science series, Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New-York; 248 pages.

ANNEXE



PHOTO 1 - Gneiss droit développé dans l'unité pPmPulo1.



PHOTO 2 - Mélange de magmas entre le granite mégacristique (pPmPulo4) et une phase mafique et comagmatique. Notez les bordures lobées des globules de magma mafique.



PHOTO 3 - Cristaux de feldspath provenant du granite mégacristique (pPmPulo4) et incorporés dans le magma mafique et comagmatique.



PHOTO 4 - Litage magmatique dans l'assemblage d'anorthosite-leucotroctolite.



PHOTO 5 - Foliation magmatique dans l'anorthosite.



PHOTO 6 - Structures trouées causées par l'érosion différentielle des globules de leucotroctolites dans l'anorthosite.

ANNEXE

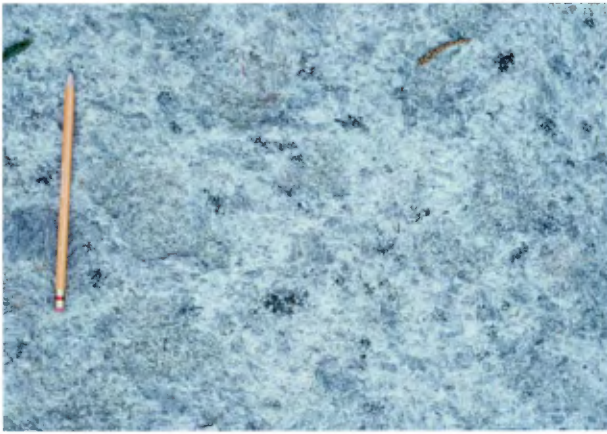


PHOTO 7 - Anorthosite à globules de leucotroctolite et amas de magnétique.

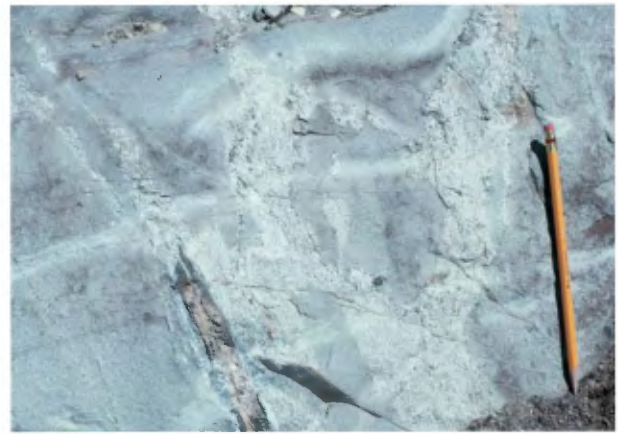


PHOTO 8 - Mélange de gabbronorite et de matériel felsique syénitique.



PHOTO 9 - Gneiss droit ayant complètement transposé le mélange de gabbronorite et de syénite.



PHOTO 10 - Brèche intrusive (unité mPbla10) à matrice gabbronoritique et à fragments de roche mafiques-ultramafiques et de roches supracrustales.



PHOTO 11 - Sulfures de Ni-Cu magmatiques dans une lherzolite de l'indice Outardes (bloc nord; 22K03).



PHOTO 12 - Magnétite titanifère et massive du gîte Hervieux-Ouest (22K04). La fabrique magmatique est parallèle aux traits de craie situés en dessous de la règle qui donne l'échelle.

Résumé

La région cartographiée à l'échelle 1 : 50 000 au cours de l'été 2000 se situe à 140 km au NNW de Baie-Comeau. La partie est de la région est occupée par le réservoir Outardes 4.

Toutes les roches appartiennent à la ceinture allochthone polycyclique de la province de Grenville. On y trouve :

a) des intrusions de composition variée allant des monzonites aux granites ou leurs équivalents charnockitiques. Ces roches se sont mises en place avant ou pendant le dernier épisode de déformation régionale, marqué par une tectonique en raccourcissement et en chevauchement. Elles ont percé à travers un couvert de roches supracrustales dont il ne reste que quelques lambeaux de faibles dimensions représentés par des gneiss variés, des paragneiss alumineux et des roches calcosilicatées. Toutes ces roches sont foliées ou gneissiques. Elles sont métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites.

b) la Suite plutonique mafique de De La Blache. Cette suite est constituée de deux assemblages bien individualisés tant par leur géographie que par leur lithologie; le cœur de la masse est constitué de roches de granulométrie grossière représentées par des anorthosites, des

leucotroctolites ou des leuconorites; elles forment une antiforme plongeant vers l'est. Cet assemblage est ceinturé par une frange de roches de granulométrie fine à moyenne constituées principalement de gabbronorite, de leuconorite et localement de péridotite et de pyroxénite.

c) des roches de composition variée mises en place après la déformation régionale. Ce sont des gabbronorites, des gabbros, des mangérites ou des granites. Elles forment des masses de faibles dimensions et des dykes qui coupent les deux premiers ensembles.

Outre le plissement et le chevauchement régional, les autres éléments structuraux importants sont les zones de mylonites à linéation subhorizontale affectant la frange de gabbronorite de la Suite plutonique mafique de De La Blache. On note également des zones de mylonites orientées NNE-SSW, des déformations tardives par rapport aux mylonites E-W.

Du point de vue de l'économie, la Suite plutonique mafique de De La Blache apparaît comme une cible pour la recherche de gîtes cupro-nickélifères ou de fer titané. En plus des indices déjà connus, les anomalies géochimiques de fonds de lacs font ressortir d'autres cibles potentielles où les travaux de cartographie ont d'ailleurs mis en évidence d'importantes masses de roches mafiques et ultramafiques.