

MB 89-38

METALLOGENIE DES INDICES DE SULFURES AU NORD DU 57e PARALLELE (ETAPE II) - FOSSE DU LABRADOR -

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 



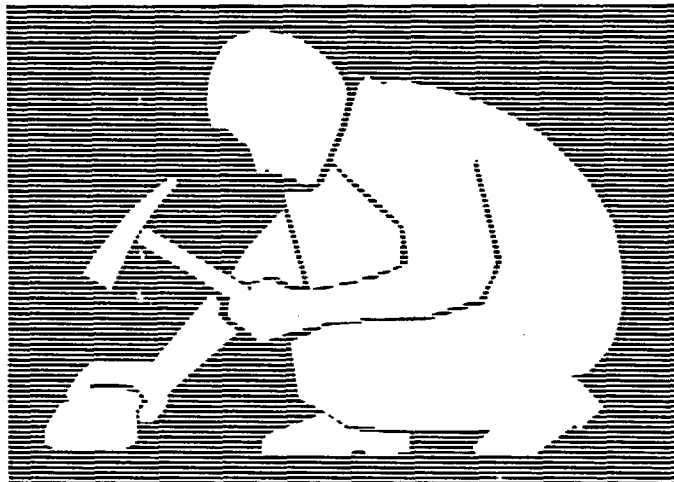
Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Métallogénie des indices de sulfures au nord du 57e parallèle - Fosse du Labrador -

- Rapport intérimaire -

Robert Wares

Jean Goutier



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

Cette étude s'est effectuée en coopération avec l'IREM-MERI

MB 89 - 38

1989

TABLE DES MATIÈRES

| | | |
|------|--|----|
| 1. | INTRODUCTION | |
| 1.1. | APERÇU GÉNÉRAL..... | 1 |
| 1.2. | SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ACCÈS | 2 |
| 1.3. | MÉTHODE DE TRAVAIL | 5 |
| 1.4. | TRAVAUX ANTÉRIEURS | 6 |
| 1.5. | REMERCIEMENTS | 7 |
| 2. | CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL | |
| 2.1. | FOSSE DU LABRADOR | 8 |
| 2.2. | RÉGION D'ÉTUDE | 14 |
| 2.3. | GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE | 15 |
| 3. | STRATIGRAPHIE ET PÉTROLOGIE | |
| 3.1. | GÉNÉRALITÉS | 18 |
| 3.2. | FORMATION DE BABY, MEMBRE MÉDIAN (FORMATION DE FER) | 18 |
| 3.3. | FORMATION DE BABY, MEMBRE SUPÉRIEUR | 24 |
| 3.4. | FORMATION D'HELLANCOURT | 31 |
| 3.5. | SÉRIE DE MONTAGNAIS | |
| | 3.5.1. Introduction..... | 33 |
| | 3.5.2. Gabbros équigranulaires | 34 |
| | 3.5.3. Filons-couches gloméroporphyriques..... | 35 |
| 3.6 | GÉOCHIMIE DES GABBROS GLOMÉROPORPHYRIQUES..... | 40 |
| 4. | GÉOLOGIE STRUCTURALE | |
| 4.1. | INTRODUCTION..... | 48 |

| | | |
|--------|---|----|
| 4.2. | SECTEUR DU LAC HOLANNAH | |
| 4.2.1. | Aperçu de la première phase de déformation | 49 |
| 4.2.2. | Aperçu de la troisième phase de déformation | 50 |
| 4.2.3. | Aperçu de la quatrième phase de déformation | 53 |
| 4.2.4. | Analyse structurale | 53 |
| 4.3. | SECTEUR DU LAC CROCHET | |
| 4.3.1. | Aperçu de la première phase de déformation..... | 59 |
| 4.3.2. | Aperçu de la troisième phase de déformation..... | 61 |
| 4.3.3. | Aperçu de la quatrième phase de déformation..... | 62 |
| 4.3.4. | Analyse structurale | 63 |
| 4.4 | MODÈLE TECTONIQUE PROPOSÉ..... | 67 |
| 5. | GÎTOLOGIE DU SECTEUR DU LAC HOLANNAH | |
| 5.1. | INTRODUCTION | 74 |
| 5.2. | PÉTROLOGIE..... | 75 |
| 5.3. | GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE..... | 83 |
| 6. | GÎTOLOGIE DU SECTEUR DU LAC CROCHET | |
| 6.1. | INTRODUCTION | 86 |
| 6.2. | STRATIGRAPHIE ET PÉTROLOGIE..... | 87 |
| 6.3 | GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE..... | 88 |
| 7. | GÎTOLOGIE DE L'INDICE KAN | |
| 7.1. | INTRODUCTION | 89 |
| 7.2. | STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE..... | 90 |
| 7.3. | GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE | 93 |
| 8. | CONCLUSIONS | 95 |
| 9. | RÉFÉRENCES | 99 |

ANNEXES

| | |
|--|-----|
| ANNEXE 1 - Tableau lithostratigraphique des formations..... | 106 |
| ANNEXE 2 - Analyses de roches sédimentaires | 107 |
| ANNEXE 3 - | |
| A) Analyses de métaux usuels et précieux - Holannah..... | 108 |
| B) Analyses de métaux usuels et précieux - Partington 1..... | 110 |
| C) Analyses de métaux précieux - Hianveu..... | 110 |
| ANNEXE 4 - | |
| A) Analyses d'éléments traces de Erickson 1..... | 111 |
| B) Analyses d'éléments traces de Leslie 2 | 112 |
| C) Analyses d'éléments traces de Erickson sud..... | 112 |
| ANNEXE 5 - Analyses de S/Se des sulfures..... | 113 |
| ANNEXE 6 - Analyses multispectrales | 114 |

FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure 1. Localisation des secteurs d'étude | 3 |
| Figure 2. Situation tectonique de la fosse du Labrador | 9 |
| Figure 3. Corrélation stratigraphique | 12 |
| Figure 4. Géologie de la région visée par le projet..... | 13 |
| Figure 5. Localisation des coupes au lac Hianveu..... | 20 |
| Figure 6. Relations chimiques dans le faciès silicaté..... | 22 |
| Figure 7. Coupe stratigraphique de Partington 1..... | 28 |
| Figure 8. Coupes stratigraphiques des filons-couches gloméroporphyriques et des gisements de Cu-Ni..... | 37 |

| | | |
|------------|--|----|
| Figure 9. | Relations chimiques (Zr/Y) entre les liquides mafiques intrusifs et extrusifs..... | 42 |
| Figure 10. | Relations chimiques (Al/Si) entre les liquides mafiques et une composition du manteau..... | 44 |
| Figure 11. | Variations des terres rares entre les liquides mafiques..... | 45 |
| Figure 12. | Stéréogrammes, domaine 1 du lac Holannah..... | 55 |
| Figure 13. | Stéréogrammes des linéations, domaine 1, Holannah.. | 57 |
| Figure 14. | Stéréogramme des litages, domaine 2, Holannah..... | 57 |
| Figure 15. | Stéréogrammes des plans, domaines 3 et 4, lac Holannah..... | 58 |
| Figure 16. | Stéréogrammes des plans, domaine 1, Crochet..... | 64 |
| Figure 17. | Stéréogrammes des plans, domaine 2, Crochet..... | 65 |
| Figure 18. | Stéréogrammes des linéations, Crochet..... | 66 |
| Figure 19. | Coupe structurale A-A', lac Holannah..... | 69 |
| Figure 20. | Coupe structurale B-B', lac Holannah..... | 70 |
| Figure 21. | Coupe structurale A-A', lac Crochet..... | 72 |
| Figure 22. | Rapports isotopiques de soufre des gisements de Cu-Ni..... | 82 |
| Figure 23. | Valeurs des rapports S/Se..... | 82 |
| Figure 24. | Localisation du secteur de l'indice Kan..... | 90 |
| Figure 25. | Géologie du secteur de l'indice Kan..... | 91 |

RÉSUMÉ

Les études métallogéniques de cette étape du projet ont été axées sur le secteur du lac Holannah (gisements de Cu-Ni Erickson 1 et Leslie 2), le secteur du lac Crochet (gisement de sulfures massifs (Fe) Partington 1), le secteur de l'indice Kan (sulfures massifs de Zn-Pb-Cu-Ag-Au) et le secteur du lac Hianveu (formation de fer de Baby).

Nous avons identifié un deuxième niveau ferrifère dans la Formation de Baby. Cet horizon ferrifère a été reconnu dans les secteurs des lacs Holannah et Crochet. Il se compose d'ardoise noire lustrée (graphiteuse), d'ardoise cherteuse sulfurée et, localement, de pyrite syngénétique massive. Le gisement Partington 1 constitue une telle unité de pyrite massive, et représente un gisement de plusieurs millions de tonnes de pyrite qui ne contient que des traces de métaux usuels. Ce deuxième niveau ferrifère est situé au contact de la Formation de Baby et d'Hellancourt. Sa composition chimique est semblable à celle des faciès sulfuré et silicaté de la formation de fer (Baby médian), à l'exception de faibles teneurs en MnO.

Les filons-couches de gabbro gloméroporphyrique occupent une position stratigraphique constante dans le nord de la Fosse, soit au contact des Formations de Baby et d'Hellancourt. Ils ont alors été mis en place dans l'unité ferrifère supérieure. La découverte d'un système hypabyssal nourricier logé entre un gabbro gloméroporphyrique et les laves gloméroporphyriques de la

base de la Formation d'Hellancourt est d'importance régionale. Cette découverte prouve que ces filons-couches ont nourri la base de la pile volcanique et que la Formation d'Hellancourt est stratigraphiquement plus jeune que le Baby.

Nos interprétations géochimiques nous mènent à croire que, une fois la mise en place dans le Baby supérieur, le gabbro gloméro-porphyrrique a assimilé une quantité limitée de sédiments sulfurés, ce qui a surtout contaminé le magma en soufre. Le fractionnement des filons-couches a permis l'accumulation d'unités basales et locales de pyroxénite, ce qui a causé une saturation locale du magma en soufre et ainsi la formation des gisements de Cu-Ni. Compte tenu de la source exogène de la plupart du soufre et du fait que les sulfures ont été précipités in situ, le potentiel économique pour les EGP est limité dans ces gisements. Les portions tectonisées de ces gisements, cependant, donnent des valeurs plus élevées en EGP, témoignant d'une concentration métamorphique de certains métaux, surtout le Cu et le Pd. Le potentiel économique dans les zones cisailées demeure donc intéressant.

Enfin, nous avons démontré de façon préliminaire que la formation de fer de Baby (membre médian) est surtout composée du faciès silicaté, riche en magnétite, dans les secteurs dépourvus de sulfures syngénétiques. La formation de fer près des gisements se compose des faciès sulfuré et carbonaté, et, de façon moins importante, des unités pauvre en magnétite du faciès silicaté. Ceci suggère que la fugacité d'oxygène était plus

faible dans les régions de la marge continentale proximales aux centres hydrothermaux. L'abondance relative des différents faciès de la formation de fer pourrait alors servir de guide d'exploration pour les gisements de sulfures massifs.

1. INTRODUCTION

1.1. APERÇU GÉNÉRAL

Depuis quelques temps, les découvertes d'indices de métaux précieux dans la Fosse de l'Ungava et, plus récemment, dans la Fosse du Labrador (Clark et al., 1986, 1988), incitent le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec à poursuivre des études métallogéniques approfondies dans diverses régions du géosynclinal circum-Ungava. Une compréhension de la typologie et de la genèse des gîtes permet une évaluation du potentiel économique des différentes régions en plus d'aider à la planification d'une stratégie d'exploration. Dans le cadre de cette politique, une étude du tiers septentrional de la Fosse du Labrador a été entamée au printemps de 1986. Cette région renferme plusieurs indices de métaux usuels et précieux mais est pauvrement caractérisée du point de vue métallogénique.

Le projet vise donc à : 1) préciser, à l'aide d'une cartographie et d'un examen détaillé, la géochimie et le contexte stratigraphique et structural des principaux gîtes et indices de sulfures de la région; 2) synthétiser les résultats afin d'élaborer une typologie des gîtes; 3) évaluer le potentiel économique des métaux usuels, de l'or, ainsi que des platinoïdes, et; 4) isoler, si possible, des métallotectes pratiques qui faciliteraient l'exploration minière.

L'Institut de Recherche en Exploration Minérale est présentement responsable de ce projet d'une durée prévue de quatre

ans. La nature variée des minéralisations et la résolution des problèmes susmentionnés requièrent une approche multidisciplinaire (structure, stratigraphie, pétrologie ignée, gîtologie), stratégie adoptée par l'IREM.

Au cours de l'été 1986, trois gîtes (Koke, Soucy no. 1, Prud'homme no. 1) et un prospect (St-Pierre) ont été étudiés. Les résultats de ces travaux ont été publiés sous forme de trois manuscrits (Wares et Berger, 1987; Wares, 1987; Wares et al., 1988). Les travaux de l'été 1987 ont été axés sur l'étude de trois autres gîtes: Erickson no. 1 et Leslie no. 2 (secteur de lac Holannah) et Partington no. 1 (secteur du lac Crochet). Un examen et un échantillonnage détaillé de chaque gîte ont été effectués ainsi qu'une cartographie des secteurs environnants.

Les travaux ont aussi inclus un examen superficiel de l'indice Kan et un échantillonnage lithochimique de la formation de fer de Baby près du lac Hianveu.

Les résultats préliminaires des études et interprétations effectuées en laboratoire sont détaillés dans le texte qui suit. Ces travaux ont inclus des analyses structurales et stratigraphiques, de la pétrographie et de la lithochimie (éléments majeurs et en traces, terres rares, métaux usuels et précieux).

1.2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ACCÈS

Les secteurs étudiés se trouvent près du 58e parallèle, à environ 150 km au sud-ouest de la baie d'Ungava (figure 1). Le village le plus proche est Kuujjuaq (Fort-Chimo), site inuit

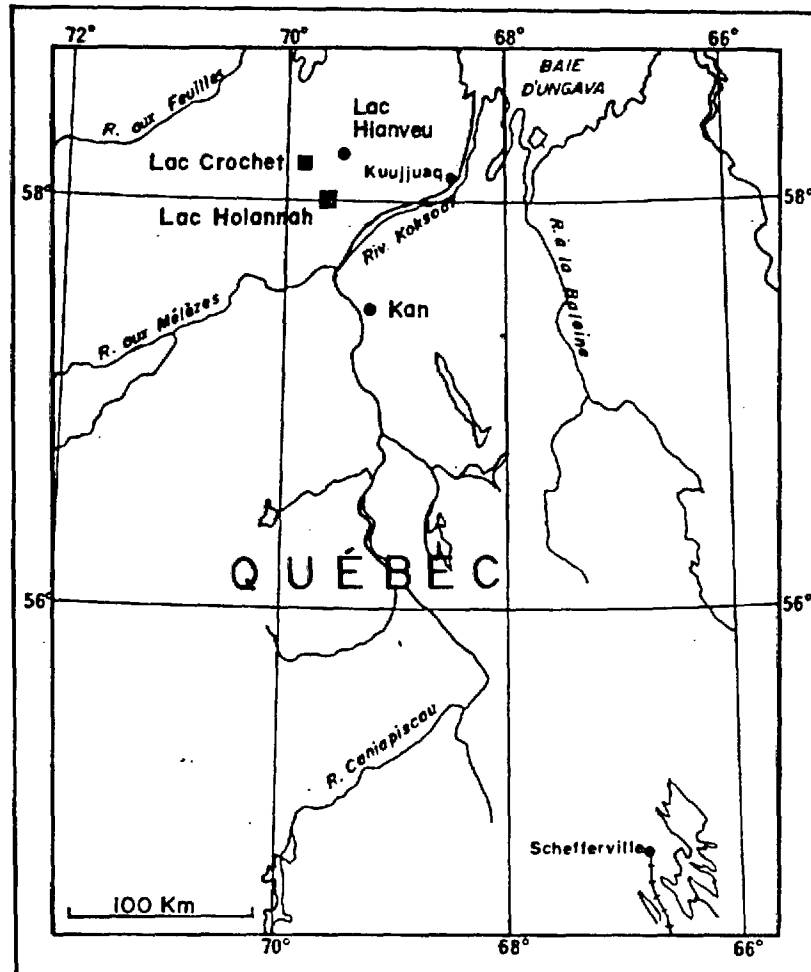


FIGURE 1. Localisation des secteurs étudiés dans la Fosse du Labrador.

relié à Montréal par un service aérien quotidien.

Les gîtes Erickson 1 et Leslie 2 (secteur du lac Holannah) sont situés immédiatement à l'ouest de la partie sud du lac Gérido, à environ 80 km à l'ouest de Kuujjuaq (SNRC 24 K/4, 24 F/13). Ils sont séparés par une distance de 2 km. Le gîte Partington 1 est situé sur le bord du lac Crochet à 15 km au NNO du secteur susmentionné (24 K/4). Le lac Hianveu est situé à 13 km à l'est de Partington 1, tandis que l'indice Kan est situé plus au sud, à 80 km au SO de Kuujjuaq. Plus précisément, l'indice Kan est situé près de la rivière Kaniapiskau, à 30 km en amont de son intersection avec la rivière aux Mélézes, soit tout près de la chute de la Pyrite.

On accède aux secteurs depuis Kuujjuaq ou Schefferville par hydravion nolisé. Plusieurs anciens camps d'exploration de la région constituent des sites adéquats pour l'installation de camps de travail. La fonte des glaces sur des lacs se fait généralement à la fin de juin. L'approvisionnement du camp peut se faire de Kuujjuaq, mais se fait préférablement de Montréal via Canadien International cargo.

La topographie de la région, directement influencée par la structure géologique (structures homoclinales et isoclinales), consiste généralement en longues vallées étroites de direction NO-SE, séparées de crêtes munies de pentes escarpées. Le relief maximum est de l'ordre de 200 m. Les lacs abondent et longent les vallées: ils sont généralement moins d'un kilomètre de large et de plusieurs kilomètres de long, physiographie qui complique

la planification des cheminements. Les affleurements abondent le long des crêtes, révélant communément la présence de filons-couches de gabbro. Dans les vallées, constituées de roches sédimentaires, les affleurements sont beaucoup plus rares et le recouvrement glaciaire est important. Au coeur des plis majeurs la topographie est moins encombrante et est constituée de collines ondulantes parsemées d'une densité variable d'affleurements.

Une forêt de type subarctique (épinette noire, mélèze, aulne) domine la vallée de la rivière Koksoak et les régions plus au sud. Vers le nord, la forêt disparaît rapidement et laisse place à une toundra forestière qui est quasiment dépourvue d'arbres. La région est caractérisée par une faune incluant l'ours noir, le caribou, le loup, le renard, le lièvre, le lemming, le canard, la perdrix et le huard. Pour ce qui est de la pêche, la truite mouchetée et la truite grise abondent dans les rivières et les lacs.

1.3. MÉTHODE DE TRAVAIL

Les travaux sur le terrain ont été effectués par une équipe de 7 personnes qui ont suivi des traverses de 5-15 km et utilisé des photos aériennes (1:40000) et des photomosaïques agrandies à l'échelle pertinente. Les données prélevées sur le terrain ont été transférées sur des cartes déformées, dessinées à partir de mosaïques. En laboratoire les résultats et l'interprétation finale ont été transférés sur des cartes planimétriques non-déformées de la même échelle, ces cartes étant agrandies des

fonds topographiques.

Le secteur du lac Holannah (33 km²) a été cartographié à l'échelle de 1:10000. Un échantillonnage systématique des gîtes Erickson 1 et Leslie 2 a été effectué le long de 6 coupes stratigraphiques à travers les filons-couches renfermant les gisements.

Le secteur du lac Crochet (9 km²) a été cartographié à l'échelle de 1:10000, tandis que le secteur de l'indice Kan (5.6 km²) a été cartographié à l'échelle de 1:5000. Aucune carotte de forages n'a été trouvée sur le terrain. Quelques intersections minéralisées des forages effectués sur Erickson 1 et Leslie 2 sont entreposées à Schefferville.

La formation de fer de Baby a été échantillonnée le long de quatre coupes lithostratigraphiques situées près du lac Hianveu, soit un secteur dépourvu de minéralisation.

Un échantillonnage systématique de toutes les lithologies observées dans les secteurs et autour des gisements a été effectué. Ainsi, nous avons recueilli quelques 800 échantillons, dont environ 50 pour fin de prospection.

En laboratoire, tous les échantillons ont été décrits et catalogués. Plusieurs analyses (lames minces, éléments majeurs et traces, métaux usuels et précieux, terres rares, platinoïdes, isotopes stables) ont été effectuées de façon systématique au cours de la période hivernale.

1.4. TRAVAUX ANTÉRIEURS

La cartographie géologique antérieure inclut les

travaux suivants: secteur du lac Holannah et du lac Crochet, cartographie de Sauvé & Bergeron (1965)   l'échelle de 1:63360 et travaux de Goulet (1987)   l'échelle de 1:50000; secteur de Kan, travaux de Clark (1978)   l'échelle de 1:50000.

Le gîte Erickson 1 est décrit dans la fiche de gîte provinciale no 24 K/4-17, et Leslie est décrit dans les fiches 24 F/13-1 et -2. Ces deux gîtes ont été étudiés plus minutieusement par Fournier (1981, 1983).

Partington 1 est décrit dans les fiches de gîte 24 K/4-13 et -14, et ce gisement a aussi été examiné par Fournier (1981, 1983). L'indice Kan n'a jamais été étudié en détail; une brève description se trouve dans la fiche 24 F/6-2.

1.5. REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier nos assistants pour l'aide efficace et compétente qu'ils ont toujours prodiguée avec enthousiasme, en dépit des conditions ardues: Alex Kiddie, Marie-Hélène Racicot, Isabelle Robillard et Sylvie Boulay. Les auteurs tiennent à exprimer leur reconnaissance à La Fosse Platinum Group Inc. et Noranda Exploration Ltée. pour les données d'exploration minière que ces compagnies ont mises à notre disposition. Nous tenons enfin à remercier les géologues et chercheurs avec qui nous avons eu plusieurs discussions informelles mais stimulantes, tout particulièrement: Tom Clark, Marc Bélanger, Tim Barrett, Tom Avison, James Gebert, Tom Skulski et James Moorhead.

2. CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

2.1. FOSSE DU LABRADOR

Les secteurs étudiés se trouvent tous dans la partie nord de la Fosse du Labrador, ceinture orogénique d'âge protérozoïque inférieur. La Fosse s'étend sur une distance d'environ 850 km, à partir du front grenvillien jusqu'à la Baie d'Ungava (figure 2). Elle fait partie du géosynclinal circum-Ungava, ceinture qui entoure le craton de l'Ungava et qui inclut aussi la Fosse de l'Ungava (ceinture de Cap-Smith-Wakeham Bay) et la ceinture des îles Belcher (Dimroth et al., 1970; Baragar et Scoates, 1981).

Les roches de la Fosse sont constituées d'une séquence volcano-sédimentaire géosynclinale qui épaissit vers l'est. Cet assemblage supracrustal est d'âge aphébien (2150-1850 Ma; Fryer, 1972; Stockwell, 1982; Goulet, 1987; Clark et Thorpe, manuscrit soumis) et fut déformé durant l'orogénie hudsonienne (1800-1700 Ma). La Fosse fut initialement divisée en deux zones lithotectoniques par les auteurs qui ne reconnaissaient que les roches supracrustales peu métamorphisées comme éléments géosynclinaux, soit le Supergroupe de Kaniapiskau (Fahrig, 1957; Dimroth, 1970; Dimroth et al., 1970). Les auteurs des travaux subséquents ont ajouté une troisième zone lithotectonique (Dimroth, 1972; Dimroth et Dressler, 1978; Dimroth, 1981; Wardle et Bailey, 1981), ceux-ci réalisant qu'une partie des roches fortement métamorphisées de l'arrière-pays immédiat sont probablement les équivalents de celles de la Fosse.

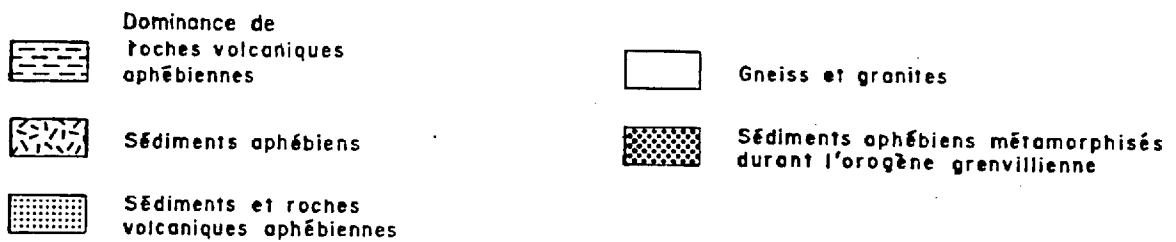
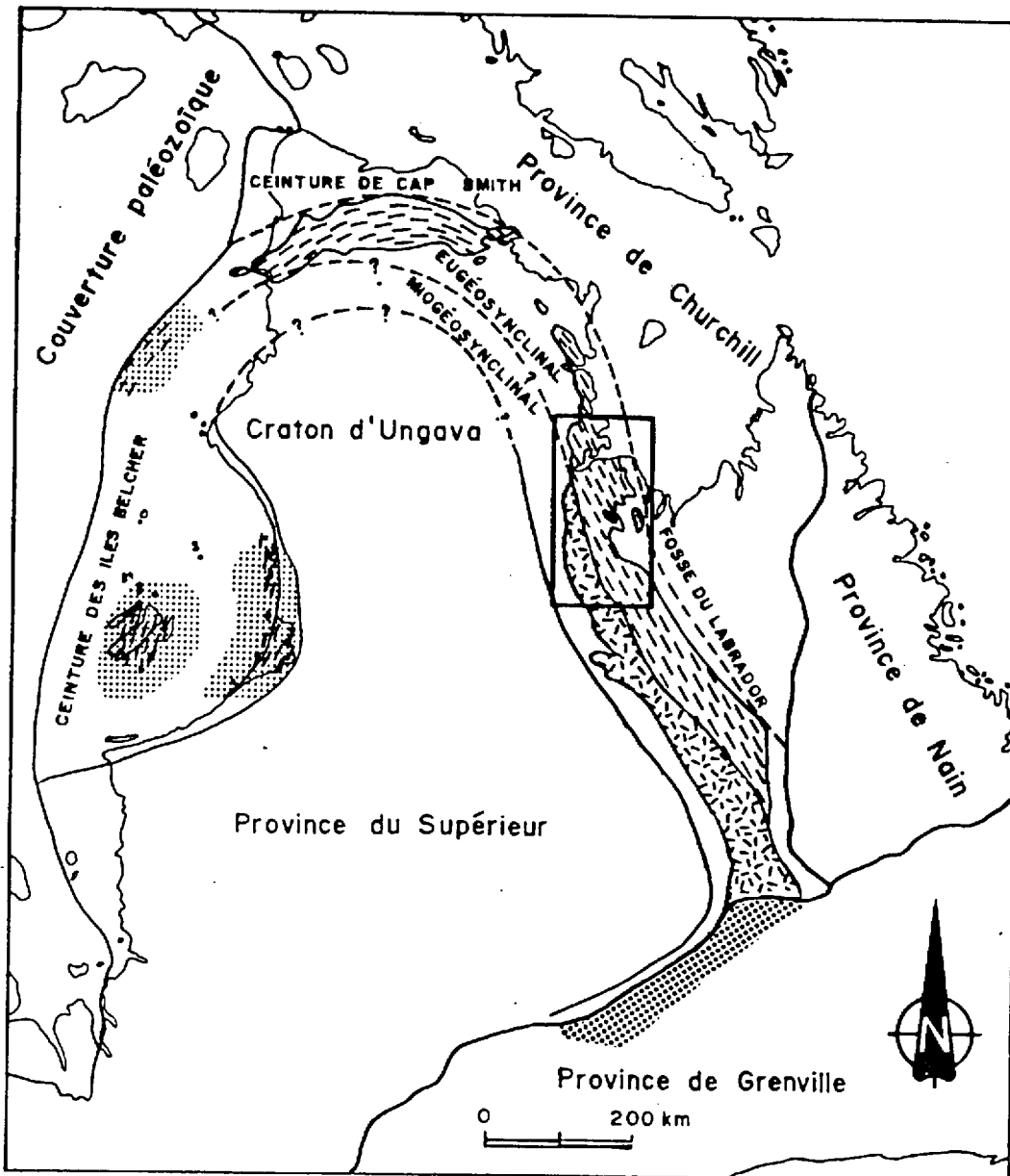


Figure 2. Situation tectonique de la Fosse du Labrador. La région visée par le projet est située à l'ouest de la baie d'Ungava et est détaillée dans la figure 4. Tiré de Dimroth (1978).

Les zones lithotectoniques incluent alors 1) une zone occidentale autochtone à parautochtone qui comprend des sédiments reposant en discordance sur l'avant-pays, constitué par le craton de l'Ungava (province du Supérieur); 2) une zone centrale allochtone, généralement de faciès schiste vert, qui comprend une séquence volcano-sédimentaire recoupée d'abondants filons-couches de gabbro; 3) une zone orientale allochtone (en partie le Groupe de Laporte), composée de roches granitiques, métasédimentaires et métavolcaniques de faciès amphibolite à granulite, équivalentes en partie aux roches moins métamorphisées de la zone 2. La majeure partie de l'arrière-pays se compose de gneiss et de granite fortement déformés et métamorphisés; ces roches sont recoupées d'intrusions calco-alcalines exhibant des degrés variables de déformation. L'arrière-pays représente la zone interne de l'orogénie et inclut une croûte archéenne remobilisée (Goulet, 1987).

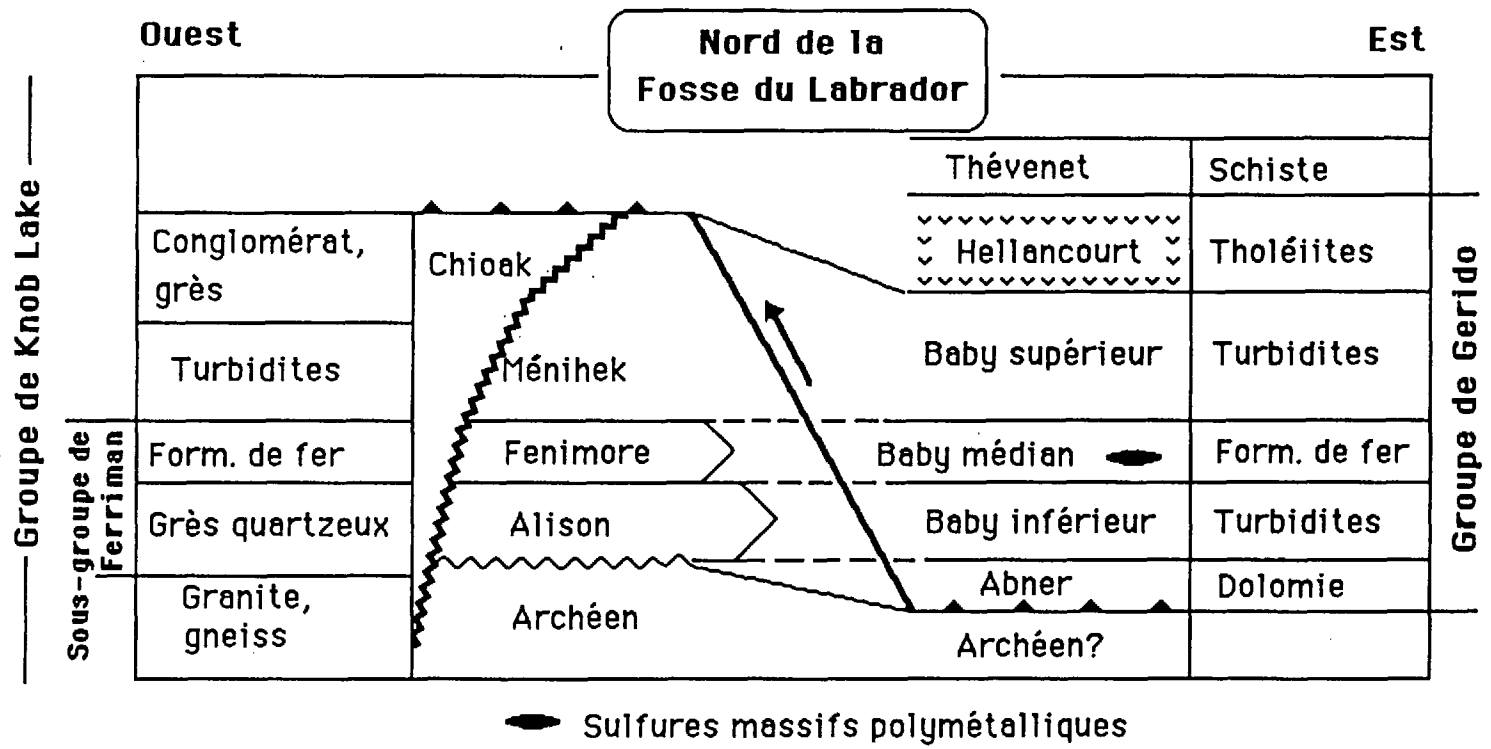
La zone 1 correspond plus ou moins à la zone miogéosynclinale de la figure 2, tandis que la zone 2 et une partie de la zone 3 correspondent à la zone eugéosynclinale. Ainsi, la Fosse comprend présentement un empilement de roches supracrustales déformées, cet assemblage ne représentant que les vestiges, ou la marge occidentale, d'une séquence géosynclinale qui était beaucoup plus étendue (Hynes, 1978; LeGallais et Lavoie, 1982).

Les roches supracrustales de la Fosse du Labrador (Supergroupe de Kaniapiskau) comprennent deux grands cycles distincts de sédimentation et de volcanisme séparés l'un de l'autre par une

discordance d'érosion (Dimroth, 1981; Wardle et Bailey, 1981; Le Gallais et Lavoie, 1982; Clark et Thorpe, manuscrit soumis). Ainsi, les interprétations récentes réfutent l'existence du troisième cycle de sédimentation de Dimroth (1970) et de Dimroth et al. (1970). Le Groupe de Doublet du centre de la Fosse serait l'équivalent en eau profonde (faciès de talus/pente continental) de la partie supérieure du Groupe de Knob Lake (Sous-Groupe de Ferriman et Formations de Ménihek et de Chioak). Le premier groupe a été chevauché sur le dernier durant l'orogénie hudsonienne. De même, le groupe des Formations d'Abner-Baby-Hellancourt (Groupe de Gerido; nom informel) du nord de la Fosse ne définit pas un troisième cycle mais serait l'équivalent distal du Knob Lake supérieur et serait en partie corrélatif avec le Groupe de Doublet du sud de la Fosse. La figure 3 illustre schématiquement les relations stratigraphiques et la nomenclature des formations du deuxième cycle dans le nord de la Fosse, celles-ci étant les formations d'intérêt.

Le milieu tectonique de formation du bassin protérozoïque de la Fosse du Labrador serait, selon l'école de pensée traditionnelle, celui d'un bassin intracratonique restreint (Dimroth 1972; Dimroth et Dressler, 1978), quoique cette hypothèse soit maintenant remise en question. La séquence préservée dans la Fosse pourrait aussi bien représenter une marge passive effondrée de type atlantique (Le Gallais et Lavoie, 1982; Hynes, 1978), étant donné que l'origine des roches de l'arrière-pays demeure incertaine.

Figure 3. Corrélation et nomenclature stratigraphique des Groupes de Knob Lake et de Gerido dans le nord de la Fosse du Labrador (cycle II). Le nom de Groupe de Gerido est proposé ici de façon tentative.



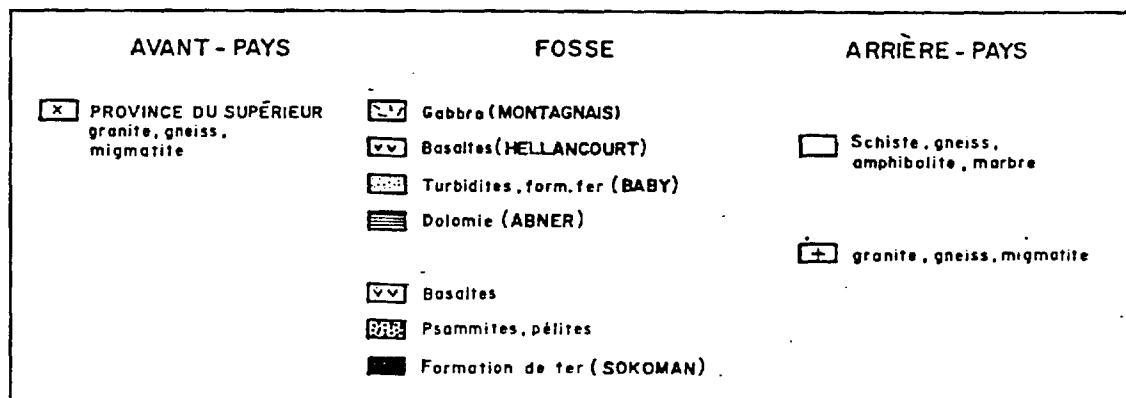
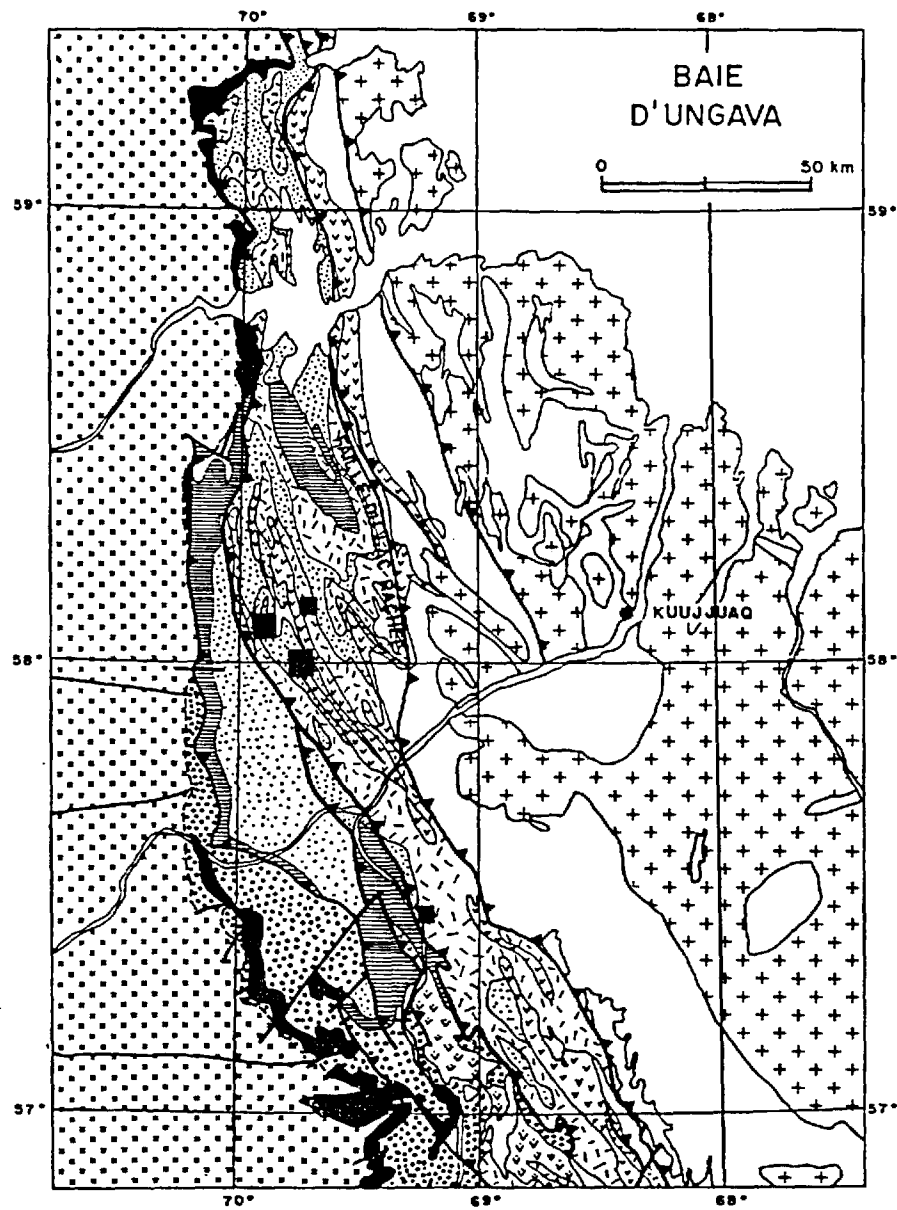


Figure 4. Géologie de la région visée par le projet. Les quatre secteurs étudiés y sont délinés. Modifiée de la carte de Avramtchev (1986).

2.2. RÉGION D'ÉTUDE

Le projet vise la région située au nord du 57e parallèle (figure 4). La série supracrustale n'inclut que les roches de deuxième cycle dans cette région, et les minéralisations en sulfures sont surtout situées dans la zone lithotectonique 2, soit la séquence eugéosynclinale peu métamorphisée du centre de la Fosse. Cette séquence comprend essentiellement un empilement volcano-sédimentaire recoupé d'abondants filons-couches de gabbro et elle inclut les formations suivantes:

SUPERGROUPE DE KANIAPISKAU

FILONS-COUCHES DE MONTAGNAIS: diorite, gabbro pegmatitique, gabbro équigranulaire et gloméroporphyrique, péridotite.

GROUPE DE GERIDO:

Formation d'Hellancourt: basalte coussiné et massif, gabbro.

Formation de Baby: formation de fer (membre médian); grès, siltstone, mudstone (turbidites); quartzite, conglomérat, phyllade.

Formation d'Abner
ou de Harveng: dolomie massive, grès et conglomérat dolomitique, chert.

Soulignons ici que les filons-couches sont généralement relégués au "Groupe de Montagnais" dans la littérature. Nous préférons discontinuer l'utilisation du mot "groupe" car les normes de la nomenclature sédimentologique exigent que ce mot soit utilisé pour définir un regroupement distinct de formations, et non une suite intrusive (MERQ, 1986).

En général, la structure de cette partie de la Fosse est le

résultat d'au moins trois phases de déformation (Sauvé et Bergeron, 1965; Hynes, 1978; Goulet, 1986, 1987; Moorhead et Hynes, 1986). La déformation D1, responsable de la majorité du transport tectonique, a produit des plis isoclinaux et des failles de chevauchement déversés vers l'ouest et orientés NNO-SSE. Un clivage pénétrant S1, quasiparallèle au litage, y est associé. La déformation D2 a produit des plis ouverts verticaux, orientés plus ou moins est-ouest. La déformation D3 a produit des plis ouverts à serrés, orientés NO-SE; cette déformation est responsable des grands plis ouverts et d'une autre génération de failles de chevauchement, et est alors responsable du grain tectonique présentement observé dans cette partie de la Fosse.

Le métamorphisme régional est généralement de faciès schiste vert (ou moins) dans la partie ouest et centrale de la Fosse, et il augmente abruptement au faciès amphibolite et granulite dans la zone orientale allochtone (Goulet, 1987; Perreault et al., 1987). Le métamorphisme augmente donc de l'ouest en est, et le saut au faciès amphibolite reflète un transport important (le long de la faille du lac Rachel, figure 4) qui a amené des roches de niveaux plus profonds de la croûte jusqu'à la surface.

2.3. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région du nord de la Fosse s'avère favorable à l'exploration minière depuis plus de 30 ans. Elle a été explorée durant les années 50 et 60 pour le fer (Formation de Fenimore), le Cu-Zn-Pb (Formations de Baby et d'Hellancourt) et le Cu-Ni (gabbros

de Montagnais). Durant les années 70, une poussée vers l'exploration pour l'uranium a entraîné plusieurs programmes dans la Formation de Chioak. Présentement, une forte demande pour les métaux précieux (or, platinoïdes) incite les compagnies minières à réévaluer les gisements de métaux usuels.

Cette étude est axée sur les indices de métaux usuels et précieux seulement, soit les indices de sulfures. Ces minéralisations du nord de la Fosse peuvent être classifiées selon au moins six types, énumérés ci-dessous avec quelques exemples (modifié de Dugas, 1970; Fournier 1981, 1982, 1983; Bélanger et al., 1983; Clark et al., 1986):

- 1) Minéralisation de sulfures massifs syngénétiques (Cu-Zn-Au-Ag, Zn-Pb-Cu-Au-Ag) logée dans la formation de fer de Baby (SOUCY 1; ZONES "A" ET "D"; PRUD'HOMME 1; KOKE; KAN).
- 2) Minéralisation de sulfures massifs syngénétiques (Fe) logée dans les ardoises noires graphiteuses du Baby supérieur (PARTINGTON 1; SOUCY ZONE "B").
- 3) Minéralisation de Cu-Ni (+EGP) logée dans les gabbros gloméroporphyriques et les ultramafites associées (SOUCY 1, ZONE "C"; LESLIE 2; ERICKSON 1 ET 8; PRUD'HOMME 2 ET 3; HOPES ADVANCE 1 ET 3; CONNOLLY).
- 4) Minéralisation de Cu-Ni (+EGP) logée dans des zones de gabbro pegmatitique des filons-couches lités mafiques-ultramafiques (INDICES DU LAC LAFORTUNE ET DU LAC ST-PIERRE).
- 5) Minéralisation polymétallique (Cu, Ni, Zn, Pb, Fe, Au, Ag) logée dans une variété de lithologies, remobilisée par processus dynamométamorphiques, souvent le long des zones de failles (INDICE ST-PIERRE; LAC PIO; CHRYSLER 2).
- 6) Minéralisation de Cu-Au logée dans des veines tarditectoniques de quartz-carbonate-chlorite.

Nous sommes portés à croire pour l'instant que les minéralisations de types 1 et 2 sont d'origine exhalative et sont

contemporaines de la sédimentation de la Formation de Baby. Les minéralisations de types 3 et 4 sont probablement d'origine magmatique et résulteraient de la ségrégation d'un liquide ou d'une vapeur sulfuré suivant la mise en place des filons-couches. Les minéralisations de types 5 et 6 sont épigénétiques et sont probablement reliées à la déformation et au métamorphisme hudsonien.

Les gisements et indices étudiés lors de cette deuxième étape se rapportent donc au type 1 (Kan), au type 2 (Partington 1) et au type 3 (Erickson 1 et Leslie 2).

3. STRATIGRAPHIE ET PÉTROLOGIE

3.1. GÉNÉRALITÉS

Dans les secteurs étudiés au cours de l'été 1987, seuls les membres médian et supérieur de la Formation de Baby, la Formation d'Hellancourt ainsi que les filons-couches de Montagnais ont été observés. Les travaux nous ont permis de définir de nouvelles unités dans la colonne lithostratigraphique globale établie suite aux travaux de 1986 (Wares et al., 1988): trois nouvelles unités ont été ajoutées à la Formation de Baby, et une unité de pyroxénite a été reconnue dans certains filons-couches gloméro-porphyriques. Le tableau lithostratigraphique révisé est inclus en annexe 1. Soulignons que même si l'ordre stratigraphique entre formations est connu, l'ordre stratigraphique des unités à l'intérieur de chaque formation est inconnu et n'est suggéré que de façon provisoire. Ceci s'applique particulièrement aux membres de la Formation de Baby. Les descriptions qui suivent correspondent aux unités étudiées durant l'été 1987. Le lecteur peut consulter le premier rapport intérimaire (Wares et al., 1988) pour une description plus détaillée des autres unités dans la colonne.

3.2. FORMATION DE BABY, MEMBRE MÉDIAN (FORMATION DE FER, UNITÉ 2b)

L'unité 2b est la formation de fer, seul horizon repère dans la portion eugéosynclinale du nord de la Fosse. Cette unité forme

communément des bandes continues d'épaisseur réelle de 30 à 50 mètres (Sauvé et Bergeron, 1965; Clark, 1988). Pour la classification des lithofaciès, nous utilisons la nomenclature de James (1954) et de Clark (1988), classification incluant le faciès à oxyde et les faciès silicaté, carbonaté et sulfuré (annexe 1).

La formation de fer a été échantillonnée le long de quatre coupes stratigraphiques dans le secteur du lac Hianveu (figure 5). Les coupes varient entre 157 et 380 mètres de longueur. Le but de l'échantillonnage était de définir les variations lithostratigraphiques de la formation dans un secteur dépourvu de minéralisation de sulfures massifs. Les travaux de l'été 1986 ont démontré que la formation de fer renfermant de tels gisements comprend surtout le faciès sulfuré (ardoise graphiteuse et sulfurée), intercalé avec les faciès silicaté et carbonaté. Près des gisements, le faciès silicaté contient de la pyrrhotine disséminée et le faciès carbonaté contient une abondance de chert sulfuré. On note l'absence totale des oxydes de fer dans ces milieux sulfurés.

L'échantillonnage de la formation de fer a révélé la présence du faciès silicaté (unité 2b1), de quelques lits minces du faciès sulfuré (2b4) et d'un schiste chloriteux carbonaté (2b6). Le faciès silicaté comprend cinq sous-faciès:

- 1) un mudstone/siltstone vert foncé (2b1a), sous-faciès qui est essentiellement une rythmite avec une composante ferrugineuse. Ce sédiment peut contenir des cristaux idiomorphes de magnétite (octaèdres de moins de 2 mm de large), possiblement d'origine détritiques;

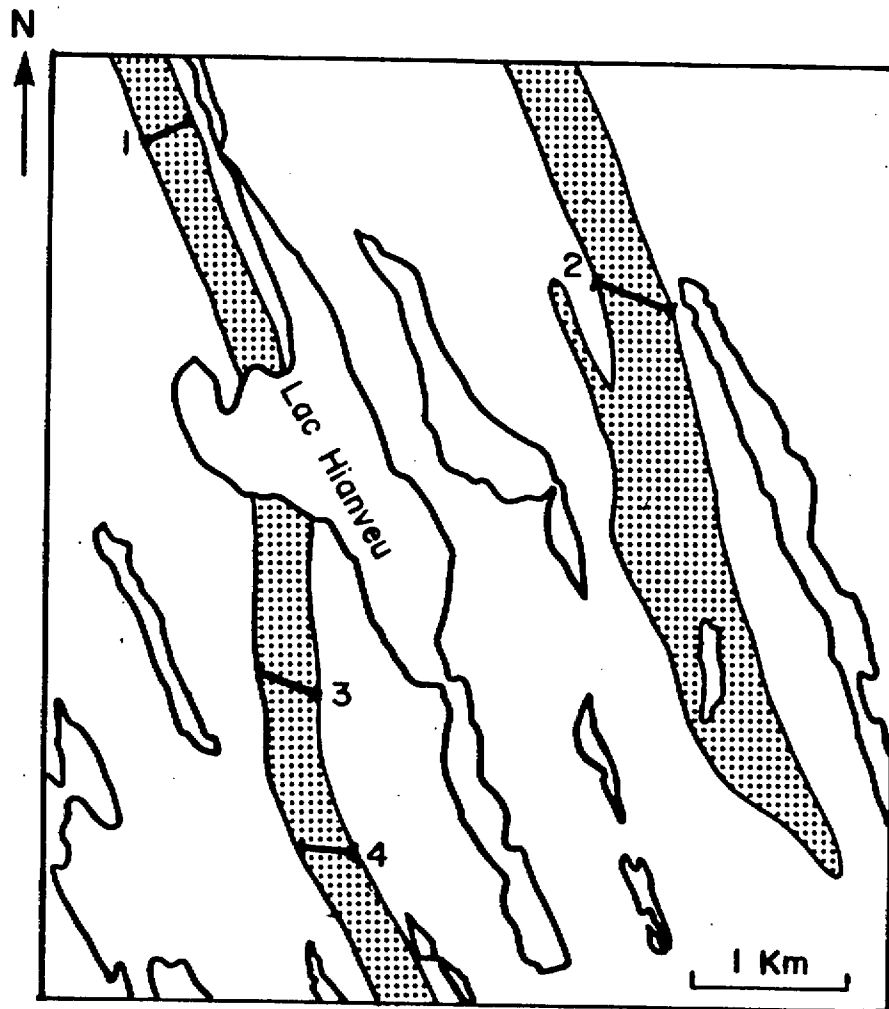


Figure 5. Localisation des coupes stratigraphiques dans le secteur du lac Hianveu. La formation de fer est indiquée par les zones pointillées. Echelle 1:50,000 (SNRC 24 K/4).

- 2) un sous-faciès à grunérite (2b1b), consistant en un sédiment chimique homogène et à grains fins de couleur noire ou vert foncé, composé surtout de stilpnomélane (50-80%), de grunérite, d'ankérite et de magnétite. Ce sous-faciès contient des nodules de chert aplatis d'une largeur de 5 à 10 cm;
- 3) un sous-faciès à magnétite-chert (2b1c), un autre sédiment chimique qui comprend des nodules ou des lits d'épaisseur centimétrique de chert carbonaté blanc, rose ou bourgogne, interstratifiés avec des lits riches en magnétite. Les lits ferrifères se composent de magnétite massive ou d'un assemblage bien lité et à grains fins qui contient au moins 70% de magnétite avec de l'ankérite et du stilpnomélane;
- 4) un sous-faciès à ankérite (2b1d), consistant en un assemblage porphyroblastique d'ankérite (cristaux jusqu'à 5 mm de large) baignant dans une matrice à grains fins d'ankérite (>60%) et de quartz-chlorite-muscovite-magnétite. Ce sous-faciès contient aussi des nodules de chert. Il est de couleur gris ou vert moyen et présente une texture tachetée;
- 5) un chert carbonaté (2b1e), formant des lits massifs et homogènes de moins de 1 m d'épaisseur. Ce chert à grains très fins est de couleur beige et se compose de quartz (50-70%) et d'ankérite.

Le schiste à chlorite carbonaté représente un metabasalte altéré car sa composition et son aspect mésoscopique sont identiques aux metabasaltes carbonatés trouvés près du gisement de Koke (Wares et al., 1988).

Les données prélevées des coupes no 1, 3 et 4 indiquent des relations stratigraphiques complexes. Les sous-faciès sont intercalés de façon hétérogène et il nous est impossible de démontrer une continuité latérale des sous-faciès le long de la même bande de la formation de fer. La longueur des coupes et la répétition des sous-faciès à l'intérieur d'une même coupe indiquent que les bandes, apparemment homoclinales, sont forte-

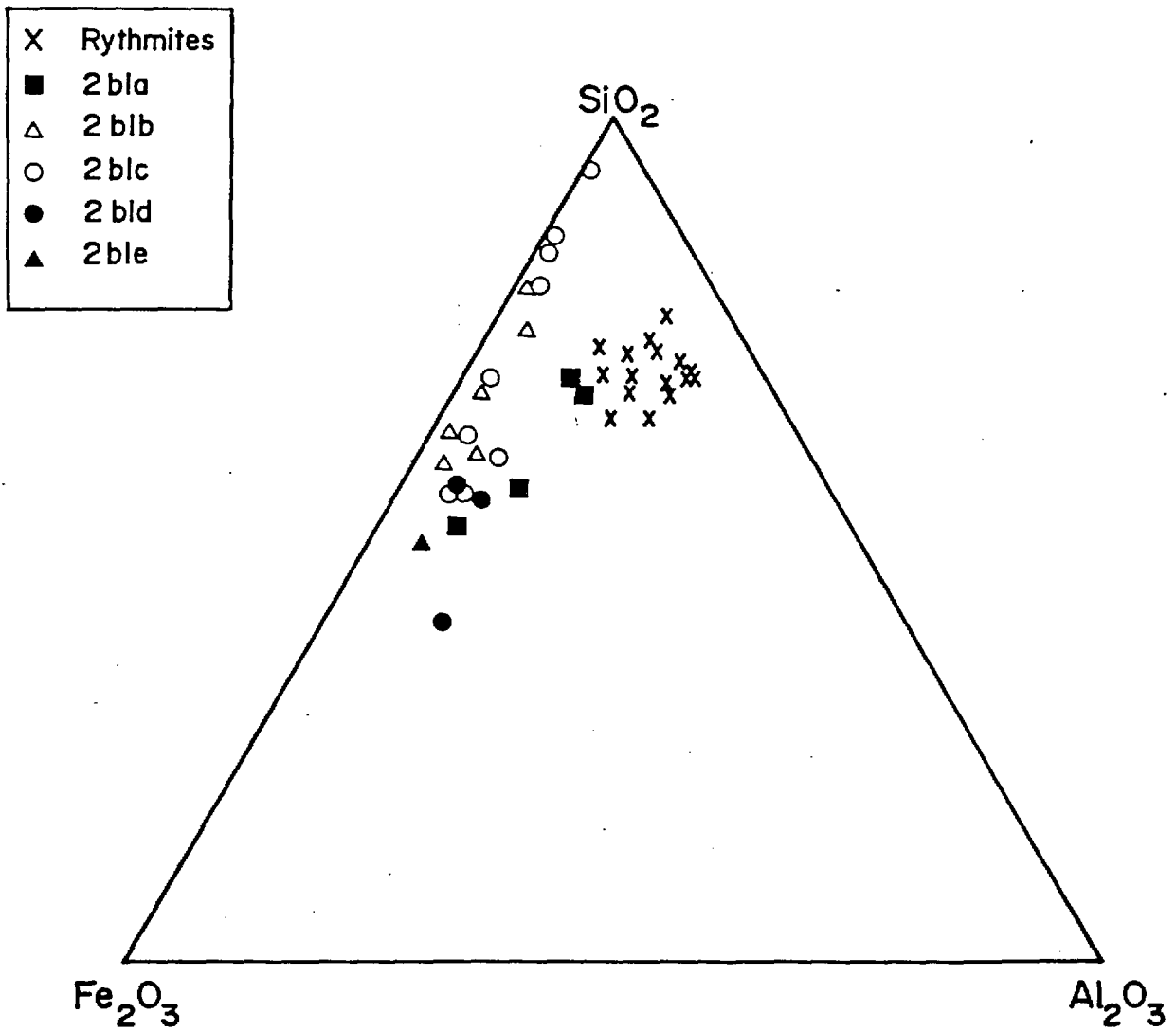


Figure 6. Relations chimiques des sous-faciès de la formation de fer silicatée du secteur du lac Hianveu et des rythmites de la Formation de Baby. La composante chimique des sédiments est surtout représentée par le Fe₂O₃, tandis que la composante détritique est surtout représentée par le Al₂O₃. Rythmites = x ; mudstone vert foncé (2bla) = ■ ; sous-faciès à grunérite (2blb) = △ ; sous-faciès à magnétite-chert (2blc) = ○ ; sous-faciès à ankérite (2bld) = ● ; chert carbonaté (2ble) = ▲ .

ment plissées, ce qui complique l'interprétation stratigraphique.

Les sous-faciès 2blb, -c, -d et -e sont surtout des sédiments chimiques, tandis que le sous-faciès 2bla représente un mélange de matériel détritique et chimique. Ceci est évident si on compare la composition chimique des sous-faciès et des rythmites (unités 2a1 ou 2c1) de la Formation de Baby (annexe 2; les analyses des rythmites sont tirées de Wares et al., 1988). La figure 6 illustre les relations chimiques: la composante détritique est surtout représentée par le Al_2O_3 et la composante chimique est représentée par le Fe_2O_3 . Le SiO_2 représente les deux composantes, soit le quartz détritique et le chert. On observe que le mudstone foncé (2bla) est chimiquement semblable aux rythmites et représente une unité de transition entre les rythmites et la formation de fer. Les sous-faciès 2blb, 2bld et 2ble se composent d'une composante ferrifère (chimique) importante et contiennent très peu de matériel détritique, tandis que le sous-faciès 2blc est entièrement chimique, mais contient des proportions très variables de chert carbonaté et de magnétite.

Les études antérieures dans le secteur du gisement de Soucy (Wares et al., 1988) ont démontré que la formation de fer près des gisements de sulfures massifs est dominée par le faciès sulfuré, et que le faciès silicaté dans ce milieu ne contient pas de magnétite. La dominance de sous-faciès riches en magnétite et la pauvreté du faciès sulfuré dans le secteur du lac Hianveu suggèrent une zonation régionale des faciès de la formation de

fer. Les unités oxydées se seraient déposées le long de la marge continentale, dans un milieu ouvert où la fugacité d'oxygène est élevée par rapport aux milieux proches des centres hydrothermaux responsables des gisements de sulfures massifs. Nous présumons que ces gisements se sont formés dans des bassins secondaires de la marge continentale, où la circulation des eaux sur le fond marin est restreinte, créant un environnement anoxique local (Barrett et al., 1988).

La présence d'une unité de metabasalte dans ce milieu oxydé indique qu'il n'y a pas nécessairement de relation spatiale entre les gisement de sulfures massifs et les metabasaltes, contrairement à ce qu'il a été observé dans le secteur du gîte de Koke (Wares et al., 1988). La présence de metabasalte dans la formation de fer indique néanmoins une activité volcanique régionale contemporaine de la mise en place des gisements.

3.3. FORMATION DE BABY, MEMBRE SUPÉRIEUR (UNITÉ 2c)

Le membre supérieur de la Formation de Baby est omniprésent dans les secteurs des lacs Holannah et Crochet. Ce membre affleure peu et est généralement limité à des minces bandes entre les filons-couches de gabbro. L'épaisseur apparente totale du Baby supérieur dans ces secteurs est estimée à plus de 500 m. Il s'agit d'une épaisseur apparente minimale puisque le contact inférieur avec la formation de fer n'a pas été observé. Deux unités sont à la fois présentes dans les deux secteurs: les rythmites (2c1) et l'ardoise cherteuse sulfurée (2c4), tandis que

l'ardoise noire lustrée graphiteuse et le mudstone pyriteux (2c3) ne sont présents qu'au lac Crochet. Les wackes quartzique et subfeldspathique (2c2) affleurent dans le secteur du lac Holannah.

L'unité 2c1 représente le lithofaciès caractéristique de toute la Formation de Baby dans le nord de la Fosse. Les rythmites de cette unité affleurent surtout entre les gabbros équi-granulaires dans le secteur du lac Hollanah, formant des bandes d'épaisseur apparente variant entre 20 et 150 m.

Les rythmites sont composées de mudstone/siltstone et de phyllade gris-vert interlités, en proportion variable, avec des grès quartzofeldspathiques fins de couleur gris moyen à gris pâle. Les lits sont de 0.5 à 5 cm d'épaisseur et l'alternance des lits psammitiques et pélitiques est répétitive, justifiant alors le nom de "rythmite". Cette unité est aussi caractérisée par des laminations parallèles et on y observe, par endroits, des granoclasses normaux. Les lits de grès atteignent parfois 10 cm d'épaisseur. Dans la partie nord du secteur de Holannah, le grès forme une unité exceptionnelle de 10 à 15 m d'épaisseur, composée de grains arrondis, fins à moyens, de quartz (90%) et de plagioclase (10%). Les lits de grès plus épais présentent des laminations ondulantes et des structures de charge.

Près des zones de failles, et partout où les rythmites sont fortement cisillées, les textures sédimentaires sont estompées et les lits de grès sont démembrés. Les rythmites plus riches en mudstone prennent alors l'aspect d'ardoises lustrées gris-ver-

dâtre foncé. Elles se distinguent des ardoises noires lustrées (2c3) par la couleur et l'absence de pyrite disséminée.

L'unité 2c2 forme une bande exposée sur environ 3 km au coin nord-est du secteur du lac Hollanah, juste sur la rive ouest du lac Gerido. On retrouve la même unité le long de la marge est du secteur de l'indice Kan. L'unité est composée de wacke quartzique et de wacke feldspathique (grès et conglomérat); l'épaisseur apparente maximum est estimée à 200 m et les lits individuels forment des bancs de 0.5 à 3 m d'épaisseur. Les wackes sont interstratifiés avec des rythmites grises riches en mudstone, d'une épaisseur pouvant atteindre 3 m.

Le wacke, de couleur gris-beige, est constitué de grains de quartz (70%), de feldspath (15%), de fragments de mudstone (5%) et de minéraux lourds (2%) baignant dans une matrice phylliteuse (10%). Les lits sont granoclassés, les grains et fragments subarrondis variant entre 1 et 20 mm de largeur. On observe dans cette unité des laminations obliques au sommet des lits, ainsi que des structures en chenaux. La composition de ces wackes, ainsi que les structures sédimentaires, indiquent une mise en place par canalisation de courants. Dans le secteur de Kan, les lithologies sont beaucoup plus déformées et cette unité consiste en un schiste à séricite psammitique.

Nous n'avons pas d'indications précises sur la position stratigraphique de l'unité 2c2 à l'intérieur de la Formation de Baby. Puisque nous n'avons pas observé, dans la région du lac Gerido, la formation de fer de Baby, nous croyons que l'unité

2c2 est comprise dans les rythmites du Baby supérieur et qu'elle est d'étendue locale.

L'unité 2c3 comprend un ensemble d'ardoise noire lustrée, plus ou moins graphiteuse, de mudstone pyriteux et de pyrite aphanitique massive. Cette unité affleure uniquement autour de la rive nord du lac Crochet et elle constitue, à cet endroit, le gisement de sulfures massifs ferrifère de Partington 1. Les ardoises noires lustrées sont stratigraphiquement sous-jacentes au mudstone pyriteux (figure 7). Le contact inférieur de cette unité n'a pas été observé, et le contact supérieur est une faille de chevauchement plissée qui superpose sur le mudstone pyriteux les ardoises cherteuses (unité 2c4) et le gabbro gloméroporphyrrique. La position stratigraphique de l'unité 2c3 est alors inconnue, mais nous assumons qu'elle est située au niveau supérieur du membre supérieur de la Formation de Baby, et que son étendue est restreinte à l'échelle régionale.

Les ardoises noires lustrées ont une patine brun-rouille. Le litage est rarement observé et la schistosité S1 prédomine comme plan de référence. L'épaisseur des ardoises est estimée à 90 m. Le passage de l'ardoise au mudstone pyriteux est graduel et la teneur en pyrite dans le mudstone augmente progressivement vers le haut de l'unité, résultant en de la pyrite aphanitique massive au sommet. L'épaisseur du mudstone pyriteux varie entre 1.5 et 6 m. Le mudstone pyriteux est constitué d'une succession de lits centimétriques montrant de fines laminations parallèles. Les laminations sont de 0.05-0.1 mm de large et sont mises en

PARTINGTON 1

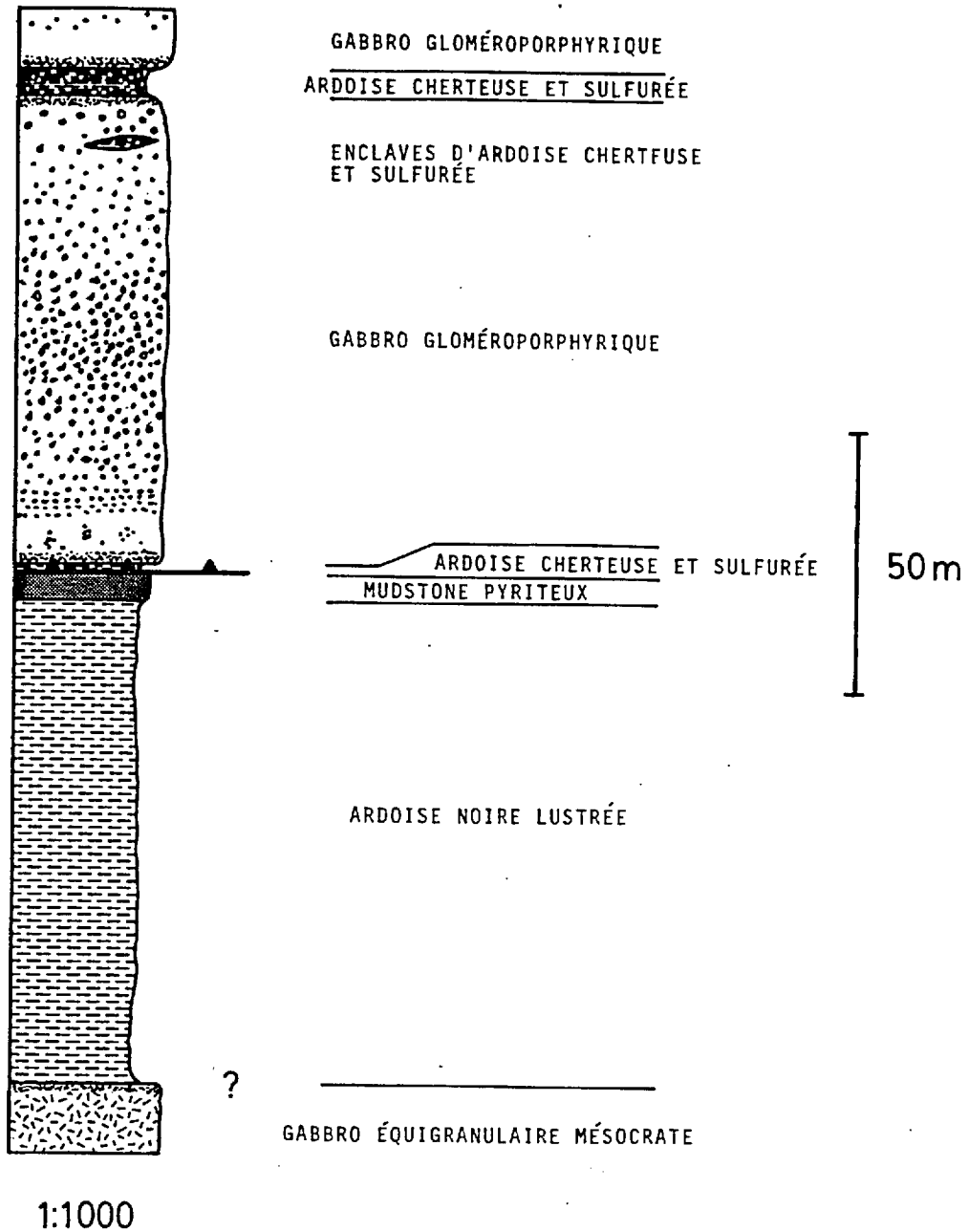


Figure 7. Coupe stratigraphique du gisement de Partington 1, mesurée sur le côté ouest du lac Crochet.

évidence par le rapport de pyrite/mudstone. Les lits de cette unité, d'une épaisseur variant entre 0.3 et 2 cm, sont séparés par de fines laminations pélitiques ou des veinules de quartz et de pyrite recristallisée (cristaux idiomorphes de 0.5-2mm de large). Les veinules sont parallèles au litage ou suivent les clivages et les fractures obliques au litage.

La recristallisation de la pyrite est associée à la déformation tectonique. L'effet du tectonisme est aussi mis en évidence dans une unité de brèche de sulfures, épaisse de 1 m, surmontant le mudstone pyriteux. Cette brèche comprend des fragments arrondis de mudstone et de pyrite dans une matrice de pyrrhotine contenant des traces de chalcopyrite. La matrice de pyrrhotine constitue jusqu'à 80% de la brèche. La bréchification de l'unité pyritifère seraient le résultat du chevauchement du filon-couche de gabbro gloméroporphyrique sur l'unité pyritifère.

Nous avons aussi observé dans le mudstone pyriteux des lits minces (<5 cm) de mudstone noir graphiteux. La présence de ces lits est accentuée en bordure de la zone de faille, où le graphite est recristallisé.

Les structures sédimentaires dans l'unité 2c3 se limitent aux laminations parallèles et à quelques plis synsédimentaires centimétriques observés au sommet de la séquence. Les plis sont plus ou moins réguliers et peuvent être confondus avec des plis d'entraînement associés à la zone de faille. Les plis synsédimentaires se distinguent des plis tectoniques par une absence de linéations et de clivages.

L'unité 2c4 est une unité d'ardoises cherteuses et sulfurées, de couleur brun foncé à noir, qui est sus-jacente aux rythmites du Baby supérieur. La base de cette unité est observée en contact avec les rythmites, sous le gabbro gloméroporphyrique, dans le nez du synclinal du secteur du lac Hollanah (voir carte en pochette). On la retrouve aussi dans le secteur du lac Crochet, où elle constitue un mince horizon stratigraphique (0 à 2 m d'épaisseur) chevauché sur le mudstone pyriteux. Dans les deux secteurs, l'unité 2c4 se retrouve intercalée entre les niveaux de gabbro gloméroporphyrique et sa présence se manifeste jusque dans les volcanites d'Hellancourt. Les bandes de l'unité 2c4 dans les gabbros et dans les volcanites sont métamorphisées en cornéennes gris-vert pâle caractérisées par une minéralisation de pyrrhotine finement disséminée (5-10%). L'unité forme des lits continus entre les filons-couches de gabbro ou des lentilles pouvant atteindre 4 x 6 m à l'intérieur même d'un filon-couche. Cette unité apparaît également sous forme de lits de 1 à 3 m d'épaisseur entre les coulées basaltiques dans la Formation d'Hellancourt. Nous estimons son épaisseur totale à environ 40 m.

La lithologie caractéristique de l'unité 2c4 est une ardoise cherteuse de couleur noir mat qui prend une teinte brun foncé ou brun rouille en surface altérée. Les ardoises sont dures et sont constituées de laminations et de lits parallèles qui se débitent facilement en plaquettes millimétriques et centimétriques. La patine rouillée est due à la présence de pyrrhotine et de pyrite

disséminées (1-10%). Les sulfures incluent des traces de chalcopryrite et de sphalérite. Le long des zones de failles, cette unité forme aussi des brèches de sulfures qui contiennent jusqu'à 30% de pyrrhotine et, rarement, 2% de chalcopryrite sur des épaisseurs de 2 à 3 m.

Les ardoises de l'unité 2c4 sont interlitées avec un chert carbonaté gris pâle et un chert vert. Le chert carbonaté s'effrite facilement et montre une texture saccharoïde, tandis que le chert vert se casse avec une fracture conchoïdale. Ces cherts forment des lits, parfois bréchifiés, de 10 à 15 cm d'épaisseur.

L'unité 2c4 rappelle le faciès silicaté du membre médian de la Formation de Baby, soit un mudstone ferrugineux interlité avec des cherts. Les analyses d'éléments majeurs et traces (annexe 2) indiquent que cette unité est chimiquement semblable à la formation de fer (e.g. environ 24% de fer calculé comme Fe_2O_3), à l'exception des faibles teneurs en MnO_2 (0.06%). Ces données signalent alors la présence d'une deuxième unité ferrugineuse dans la Formation de Baby, située tout à fait au sommet de la formation.

3.4. FORMATION D'HELLANCOURT (UNITÉ 3)

Les volcanites de la Formation d'Hellancourt affleurent au coeur des grands synclinaux et au sommet des séquences homoclinales dans les secteurs des lacs Holannah et Crochet. L'épaisseur de la formation est localement de l'ordre de 800m. La formation présente les mêmes caractéristiques observées dans le

secteur de Soucy-Prud'Homme (Wares et al., 1988). Elle est composée de basaltes tholéitiques sous forme de coulées équigranulaires massives et coussinées. On retrouve parfois, seulement à la base de la séquence, de minces coulées massives et coussinées de basaltes glomérophyriques. Les coulées sont parfois séparées par de minces unités de brèches volcaniques, de brèches hyaloclastiques et d'ardoises cherteuses et sulfurées.

La séquence volcanique repose sur les ardoises de l'unité 2c4, mais en maints endroits la base est tectonisée (contact faillé). Dans le nord de la Fosse, ces failles basales sont parfois difficiles à identifier. Par le passé, un problème de l'interprétation de la stratigraphie a été la relation stratigraphique (et non structurale) entre les Formations de Baby et d'Hellancourt. Cette incertitude a été résolue lors de notre campagne de terrain avec la découverte, dans la partie centre-sud du secteur du lac Holannah, d'un système sub-volcanique contenu dans les ardoises cherteuses, nourrissant la base de la pile volcanique. La base intacte de la Formation d'Hellancourt affleure sous forme de basalte glomérophyrique dans la séquence homoclinale située à l'ouest du synclinal du lac Holannah. Les ardoises sont concordantes et sous-jacentes aux volcanites, et séparent celles-ci d'un filon-couche glomérophyrique sur une épaisseur de 40 m. Soulignons aussi que les lits d'ardoises se retrouvent à l'intérieur des volcanites. Cependant, à l'extrémité sud de la carte, nous avons observé que le filon-couche recoupe les ardoises de façon discordante: un

système nourricier d'environ 400 m de large relie le filon-couche aux coulées de basalte glomérophyrique. Le système est caractérisé par un essaim de dykes glomérophyriques (moins de 50 cm de large) recoupant le litage des ardoises à un angle élevé. Ces observations prouvent que la Formation d'Hellancourt est en partie concordante avec la Formation de Baby, que les filons-couches glomérophyriques nourrissent la base de la séquence volcanique et que l'Hellancourt est plus jeune que le Baby.

3.5. FILONS-COUCHES DE MONTAGNAIS (UNITÉ 4)

3.5.1. Introduction

Les filons-couches mafiques de Montagnais sont omniprésents dans tous les secteurs. Nous insistons encore ici le besoin de discontinuer l'utilisation du mot "groupe" car le Code Stratigraphique Nord-Américain requiert que ce mot soit seulement utilisé pour un regroupement de formations ou d'unités lithostratigraphiques, et non pour une suite de roches intrusives (MERQ, 1986). Les filons-couches de Montagnais incluent, dans les secteurs étudiés, des filons-couches de gabbro équigranulaire et glomérophyrique. Les premiers recoupent toutes les autres formations, tandis que les derniers sont surtout sous-jacents aux volcanites d'Hellancourt. Dans le secteur du lac Holannah, un petit filon-couche de gabbro glomérophyrique recoupe la séquence volcanique près du milieu du synclinal. Les filons-couches sont localement moins de 400 m d'épaisseur réelle, et on peut en suivre quelques uns, particu-

lièrement les filons-couches glomérophyriques, sur plusieurs kilomètres. Les filons-couches ont un aspect massif car ils sont compétents et peu déformés. La schistosité métamorphique est peu développée, à part dans les zones de failles, où on observe communément un cisaillement, une altération phylliteuse et une minéralisation de pyrrhotine disséminée. La granulométrie de ces roches varie généralement de fine à moyenne. Les bordures de trempe sont aphanitiques, parfois schisteuses et varient de 10 à 200 cm d'épaisseur. On observe toujours une minéralogie secondaire caractéristique du faciès schiste vert, mais en général les textures résiduelles sont représentatives des protolites des diverses unités gabbroïques.

3.5.2. Gabbros équi-granulaires (unité 4b)

Les gabbros les plus communs de la région sont les gabbros équi-granulaires mésocrates (4b2). Ils sont gris-vert moyen et présentent une granulométrie fine à moyenne et une texture ophitique à subophitique. Ils sont massifs et peu différenciés, et se composent de plagioclase idiomorphe saussuritisé enseveli dans un assemblage d'actinote-chlorite-épidote-séricite qui pseudomorphose les clinopyroxènes. La hornblende remplace parfois les pyroxènes. Le sphène et, plus communément, le leucoxène remplacent ce qui était probablement de la magnétite titanifère. Nous avons observé dans ces filons-couches des lentilles de gabbro mélanocrate (4b1) brun foncé atteignant 20 m d'épaisseur. Ce gabbro forme des horizons distincts contenus dans la moitié inférieure des filons-couches. Dans les niveaux

supérieurs, nous avons observé des lentilles, des poches irrégulières et des veines discontinues de gabbro pegmatitique quartzifère. Les zones pegmatitiques ont une grandeur qui varie de 0.1 à 200 m de diamètre. Ce gabbro est caractérisé par la présence de cristaux de hornblende prismatique atteignant 2 cm de longueur, logés dans une matrice granophyrique et à grains grossiers de plagioclase, de quartz, d'orthose, d'apatite et de zircon. On note 1 à 3% de sulfures (po-cp) dans ces gabbros.

3.5.3 Filons-couches gloméroporphyriques (unité 4c)

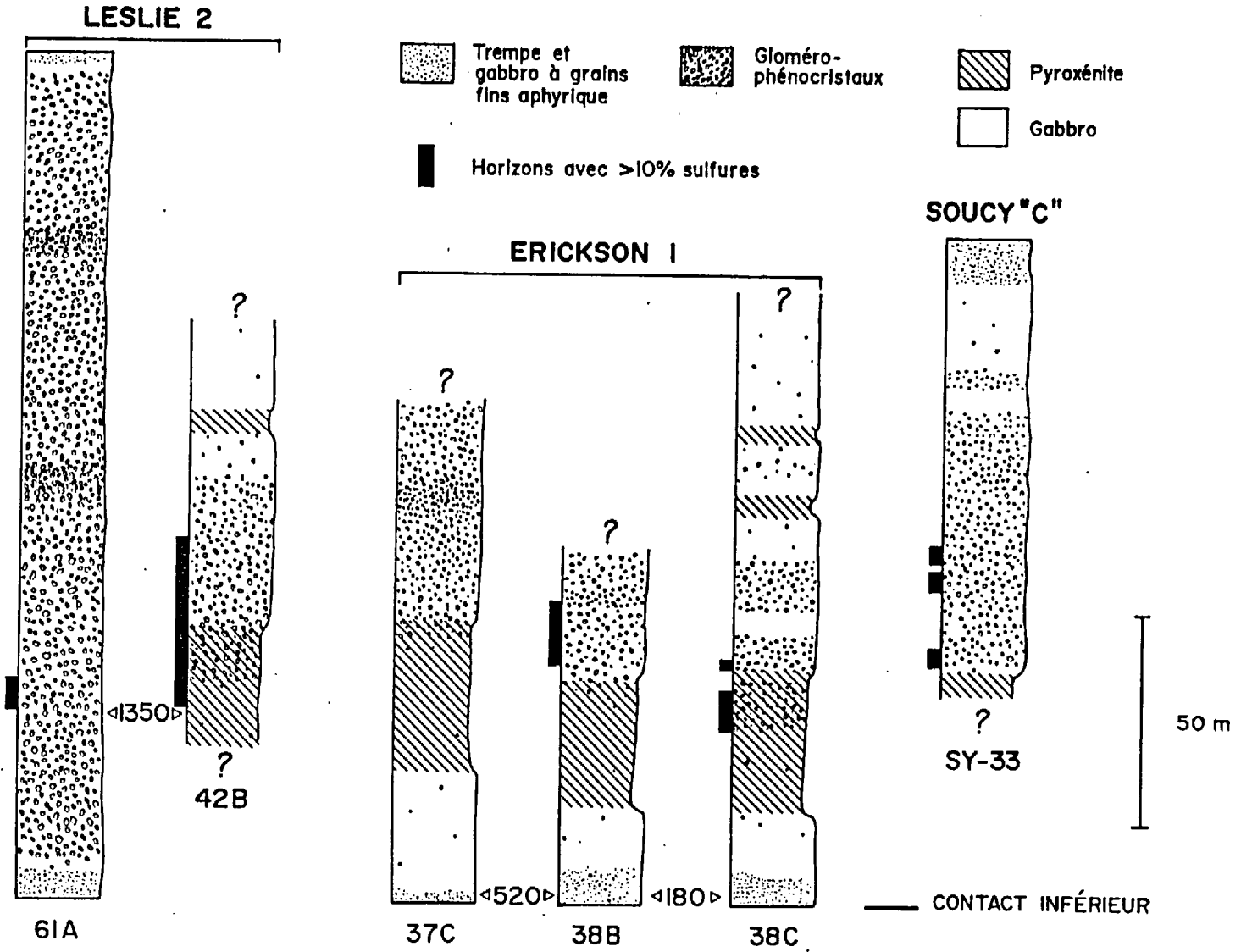
Les filons-couches gloméroporphyriques (unité 4c) sont surtout composés de gabbro gloméroporphyrique (unité 4c1), aussi nommé "gabbro léopard" et "gabbro tacheté" (Sauvé et Bergeron, 1965). Ils forment des unités d'une moyenne de 150 m d'épaisseur qui sont sous-jacentes aux volcanites d'Hellancourt. L'épaisseur totale des filons-couches augmente lorsqu'ils se divisent en deux ou trois filons-couches subsidiaires séparés d'horizons d'ardoise cherteuse et sulfurée. Les filons-couches longeant les synclinaux des lacs Holannah et Crochet sont intercalés à l'intérieur des ardoises de l'unité 2c4. Dans le synclinal du lac Holannah, une faille de chevauchement longe la base du filon-couche gloméroporphyrique et celui-ci est séparé des volcanites par un filon-couche équigranulaire et par des ardoises cherteuses. Le gabbro gloméroporphyrique affleure aussi dans la bande homoclinale de la moitié ouest de la carte. Le contact entre le gabbro et les volcanites dans la partie nord de la bande est une faille. Dans la partie sud le contact est concordant et les

volcanites sont séparées du gabbro par 40 m d'ardoise cherteuses, à l'exception de l'extrémité sud de la bande où le gabbro nourrit les volcanites gloméroporphyriques.

Nous avons observé à maintes reprises des dykes de diabase et de gabbro pegmatitique recoupant le gabbro gloméroporphyrique, ce qui corrobore nos conclusions de l'an dernier (Wares et al., 1988): les gabbros gloméroporphyriques sont précoces dans l'histoire magmatique du nord de la Fosse. Ils ont nourri la base de la pile basaltique d'Hellancourt, tandis que la majorité des gabbros équigranulaires sont postérieurs au magma gloméroporphyrique et ils ont nourri les laves aphyriques qui constituent la majeure partie de la séquence volcanique.

Le gabbro léopard est caractérisé par une abondance de glomérophénocristaux de plagioclase. La figure 8, représentant des coupes stratigraphiques à travers des filons-couches, illustre schématiquement la distribution des phénocristaux: ils sont généralement concentrés vers le centre des filons-couches, les bordures de trempes et les marges à grains fins étant très pauvres en phénocristaux. Les phénocristaux dans l'ensemble du filon-couche définissent parfois un rubanement de fluage. Ils sont plus souvent distribués de façon hétérogène, du point de vue de leur abondance et de leur grosseur, et à l'échelle de l'affleurement, on observe 10 à 100% de phénocristaux dans le gabbro. Un petit amas d'anorthosite juste à l'ouest du gisement de Leslie 2 (secteur du lac Holannah) consiste en une agglomération de 100% de phénocristaux.

Figure 8. Coupes stratigraphiques des filons-couches gloméro-porphyriques près des gisements de Erickson 1, de Leslie 2 et de Soucy 1, zone "C". L'abondance des glomérophénocristaux est schématisée avec les cercles noirs. Les positions des coupes stratigraphiques de Erickson et de Leslie sont indiquées sur la carte hors texte. La coupe de Soucy est modifiée de Wares et al., 1988. Pour les gisements Erickson et Leslie, la distance entre les coupes est indiquée en mètres.



Les glomérophénocristaux sont de couleur blanc ou gris-bleu foncé et ils baignent dans une matrice subophitique gris-vert foncé. Ils sont saussuritisés au centre et possèdent des franges plus pâles, limpides et albitiques. Un saupoudrement très fin de magnétite(?) confère la couleur gris-bleu foncé au centre de certains glomérophénocristaux. Leur taille varie de 0.2 à 10 cm de diamètre et ils sont généralement subarrondis, évoquant parfois la forme d'une tête de chou-fleur. Les phénocristaux sont fracturés et on note aussi des petits fragments de plagioclase qui sont éparpillés en bordure des plus gros cristaux. Les textures mésoscopiques suggèrent alors des phénomènes de résorption et d'abrasion magmatique.

La distribution des phénocristaux témoigne d'une différenciation par fluage, comme l'a établi Baragar (1967). La viscosité élevée du magma près des bordures de trempe et le cisaillement interne causé par l'écoulement différentiel au centre du filon-couche permettent aux phénocristaux de non seulement se concentrer vers le centre, mais aussi de s'agglomérer en gros essaims par processus de collision et d'adsorption. Ces textures suggèrent une abrasion des cristaux durant les processus de collision et d'agglomération, soit la "synneusis" (Vance, 1969). La croissance d'une frange de plagioclase en équilibre avec le magma peut s'ensuivre au stage de refroidissement suivant l'emplacement du filon-couche. Autrement dit, les textures indiquent que les glomérophénocristaux sont des xénocristaux.

La matrice des gabbros gloméroporphyrique consiste générale-

ment en un gabbro mésocrate à texture équigranulaire et subophitique, de couleur gris-vert foncé et à grains moyens, qui contient des petites poches pegmatitiques. On y observe parfois des xéno-cristaux de quartz arrondis jusqu'à 1 cm de diamètre. Les bordures de trempe et les marges consistent en un gabbro aphanitique ou à grains fins de textures semblables. La matrice des filons-couches est généralement massive et homogène, et présente peu de variations texturales ou minéralogiques, sauf dans les environs des gisements de cuivre/nickel. Semblablement à ce que nous avons observé l'an dernier au gisement de Soucy 1 (zone "C"), les coupes stratigraphiques à travers les gisements (figure 8) indiquent qu'il existe une forte relation spatiale entre des unités basales et locales de pyroxénite et les amas de sulfures.

Cette ultramafite (unité 4c2) forme des horizons atteignant 30 m d'épaisseur et 2 km de longueur; elle est noire à vert foncé, équigranulaire et présente une granulométrie moyenne à grossière. Elle se compose d'amphiboles poecilites (hornblende-actinote, 60%) qui pseudomorphosent les clinopyroxènes, d'un enchevêtrement en treillis de magnétite et de leucoxène remplaçant la titanomagnétite (15%), de chlorite (20%) et d'épidote (5%) interstitielles et de plagioclase saussuritisé. Nous classifions cette unité comme pyroxénite car nous n'avons pas observé de serpentine ou d'olivine relicte, même si les calculs normatifs des compositions chimiques (jusqu'à 26% MgO) indiquent la présence d'olivine dans la minéralogie primaire. La pyroxénite est généralement équigranulaire, mais peut être

gloméroporphyrrique.

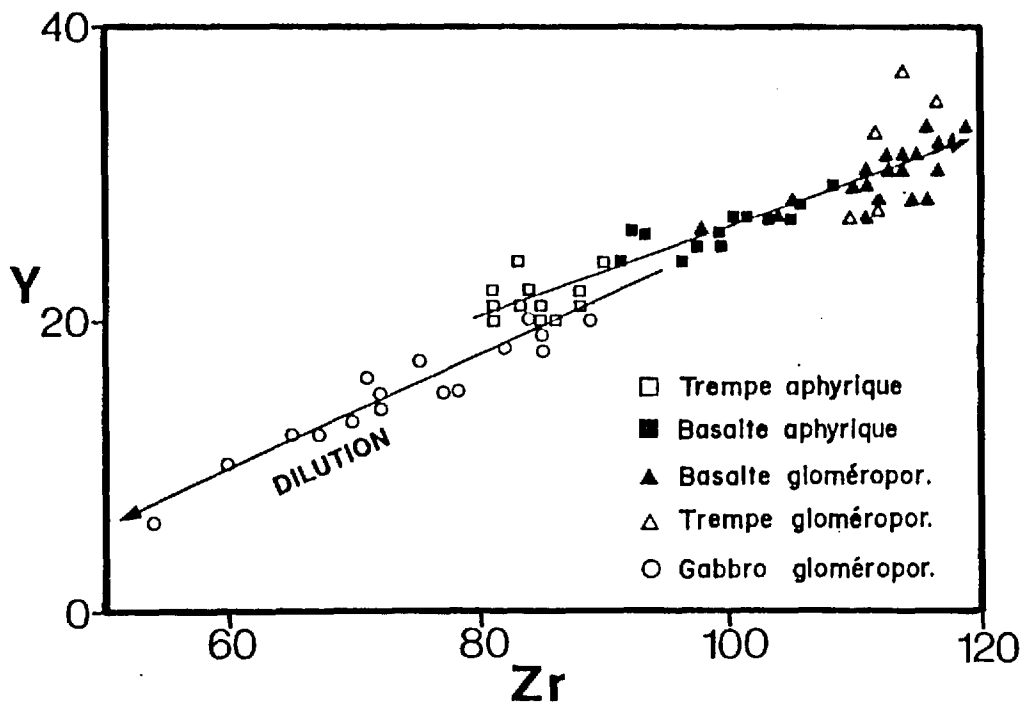
Dans le secteur du lac Crochet, le filon-couche gloméro-porphyrrique est limité à la base comme au sommet par des failles de chevauchement. Deux filons-couches distincts, séparés d'un horizon d'ardoise cherteuse, caractérise l'ensemble de l'unité 4c dans ce secteur. Ils se composent de gabbro gloméroporphyrique seulement. Le filon-couche supérieur se différencie de la plupart des gabbros gloméroporphyriques par ses textures et son agencement des glomérophénocristaux. Ceux-ci, moins abondants, n'occupent pas plus de 15% du gabbro et la matrice montre une granulométrie fine. On observe, de plus, la présence de joints columnaires à la base de ce filon-couche, laissant supposer une coulée volcanique massive. Fournier (1981) a décrit ce filon-couche comme étant un mélange de basalte et de gabbro, mais nous croyons que l'amas est entièrement intrusif et que la granulométrie est le résultat d'une cristallisation rapide du magma gabbroïque, mis en place à des niveaux subvolcaniques.

3.6. GÉOCHIMIE DES GABBROS GLOMÉROPORPHYRIQUES

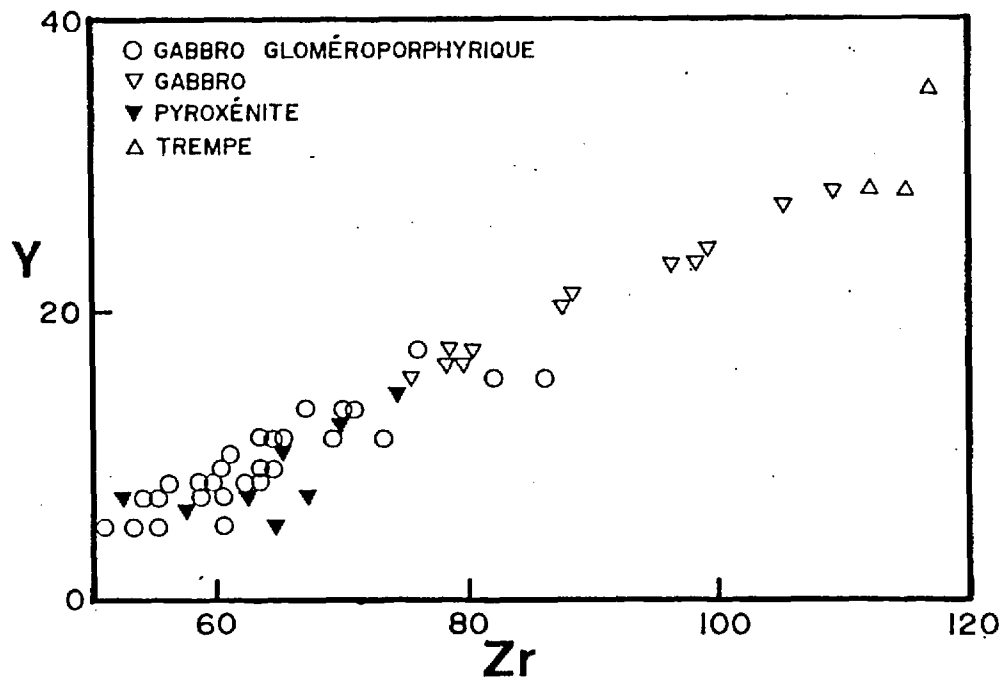
Les analyses des éléments majeurs et traces des gabbros gloméroporphyriques permettent quelques conclusions préliminaires concernant l'évolution de ces liquides mafiques porteurs des phénocristaux et des sulfures de cuivre/nickel. Nous avons déterminé l'an dernier (Wares et al., 1988) que les laves gloméroporphyriques représentent, dans le nord de la Fosse, les

liquides basaltiques les plus évolués (tholéiites quartzifères), par rapports aux laves aphyriques et aux liquides gabbroïques. Nous avons assumé dans notre interprétation géochimique que la composition des bordures de trempe des filons-couches gabbroïques représente les liquides primaires. En comparant ces compositions aux compositions des autres liquides basaltiques, on note que les bordures de trempe des filons-couches de gabbro tacheté ont une composition semblable aux laves gloméroporphyriques. La figure 9a montre, à titre d'exemple, cette relation dans le champ de composition Zr/Y. Les liquides primaires des gabbros gloméroporphyriques ont directement nourri la base de la séquence d'Hellancourt. Ces liquides étaient plus évolués que les liquides aphyriques survenus postérieurement, ces derniers représentant la majorité du volcanisme régional.

En comparant la composition des liquides gloméroporphyriques primaires aux compositions des lithologies qui constituent les filons-couches tachetés, on observe que les pyroxénites ainsi que les gabbros représentent des compositions moins évoluées que les liquides primaires. La figure 9b illustre ces relations dans les échantillons tirés des coupes stratigraphiques de Erickson 1. Les analyses d'échantillons dépourvus de glomérophénocristaux reflètent, dans le champs Zr/Y, les lignées de fractionnement (compositions des matrices), tandis que les analyses des échantillons gloméroporphyriques indiquent l'effet superposé de la dilution des éléments traces par les phénocristaux. Ceci n'est pas le cas pour les basaltes gloméropor-



a



b

Figure 9. Diagrammes de variations chimiques indiquant les relations entre les liquides gloméroporphyriques et les liquides aphyriques (a), et les relations entre le liquide primaire et les unités du filon-couche gloméroporphyrrique renfermant le gisement de Erickson 1 (b).

phyriques de la figure 9a, car seulement la matrice de ceux-ci a été analysée. Les filons-couches tachetés sont surtout composés de cumulats ultramafiques et mafiques, dérivés d'un liquide tholéiitique évolué. La composition de la matrice est alors indépendante de la présence de phénocristaux. Les liquides résiduels résultant du fractionnement des cumulats n'ont pas été identifiés et ne sont pas représentés par la composition des laves glomérophyriques. Leur absence apparente dans les filons-couches est inexplicée.

Les variations chimiques des liquides tholéiitiques sont seulement apparentes dans les valeurs des éléments traces. Les compositions des éléments majeurs des liquides sont très restreintes, indiquant une source de magma profonde et stable qui a persisté durant cette étape de l'évolution magmatique du rift protérozoïque. Les données présentées dans la figure 10 (champs Al/Si) sont typiques de l'homogénéité des compositions des liquides. Le diagramme est utile, cependant, car il nous permet de déterminer une composition moyenne de An78 pour le plagioclase des phénocristaux (extrapolation des analyses de gabbro vers 0% matrice). Le diagramme indique également que la source des liquides tholéiitiques n'était pas en équilibre avec le manteau supérieur (composition d'un basalte picritique; Francis et al., 1983) car les liquides ont manifestement subi un fractionnement important de l'olivine.

Un examen des profils de terres rares des liquides tholéiitiques (figure 11) révèle des patrons horizontaux et parallèles

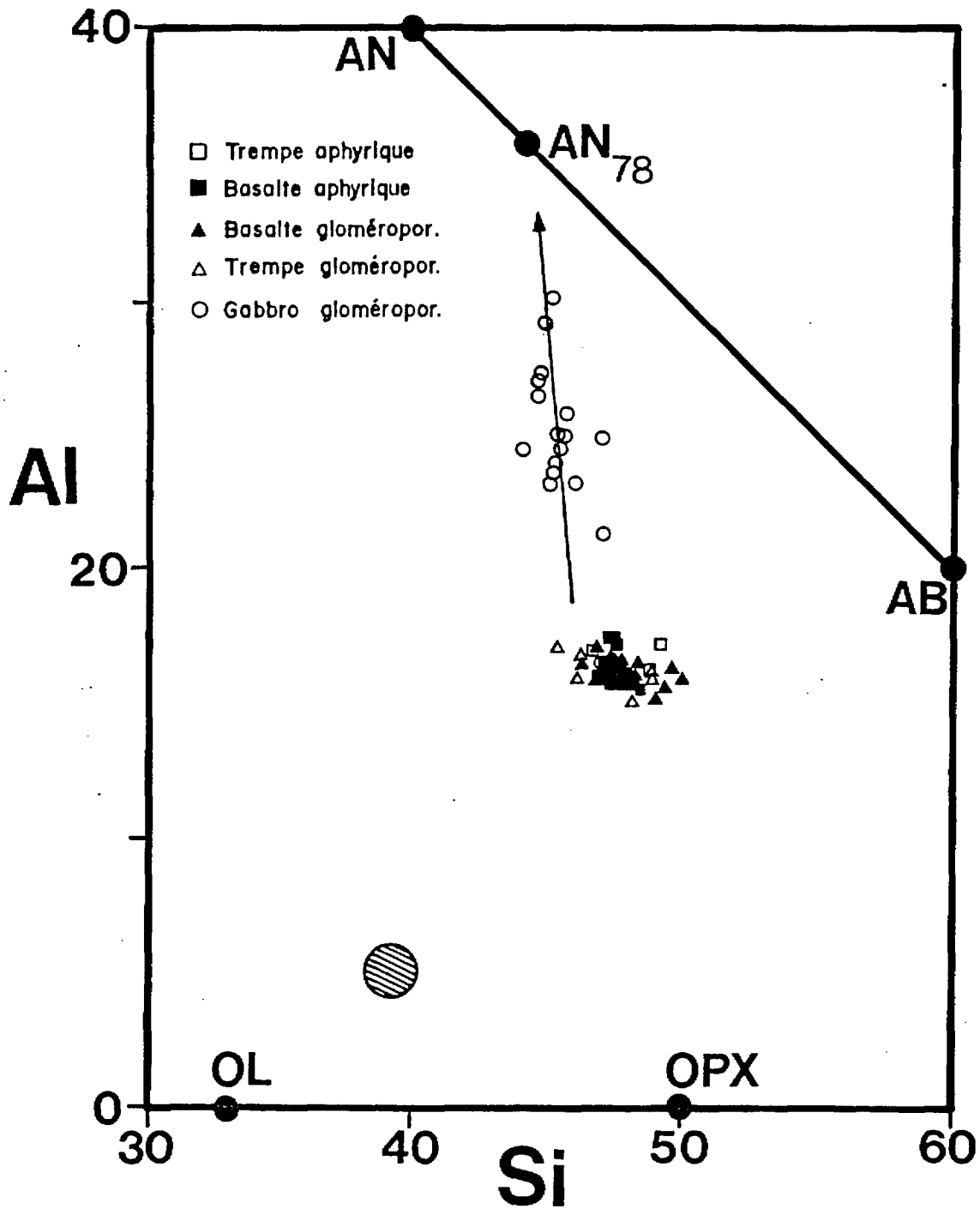


Figure 10. Diagramme de variation chimique (pourcentage cationique) indiquant la composition des liquides gabbroïques par rapport à la composition du manteau supérieur (basalte picritique, zone hachurée, tiré de Francis et al., 1983). Les phases gabbroïques sont représentées: ol = olivine; opx = orthopyroxène; an = anorthite; ab = albite)

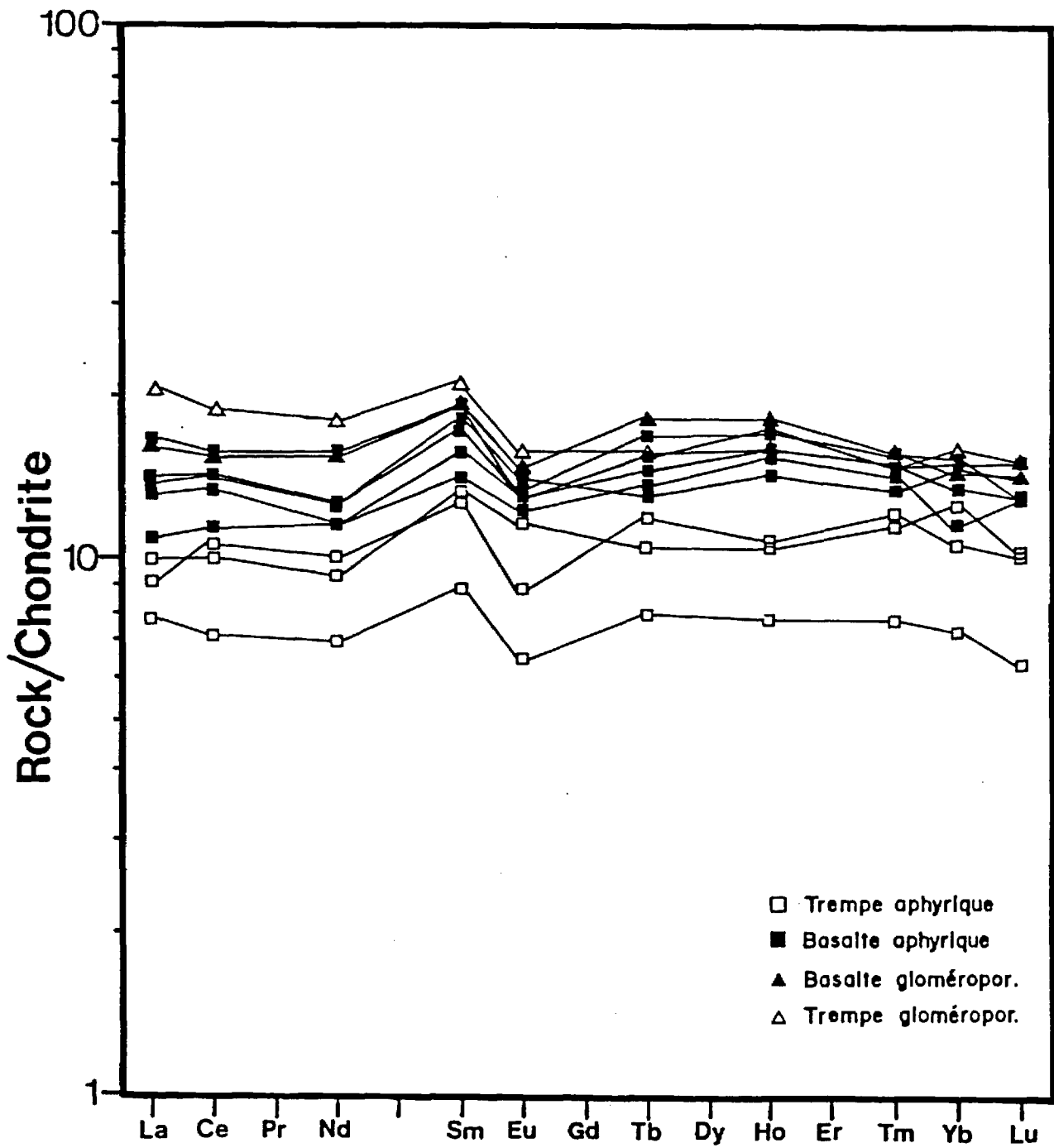


Figure 11. Diagramme de variation des terres rares des liquides tholéiitiques.

qui corroborent les données des éléments traces, c'est-à-dire que les basaltes et liquides gabbroïques glomérophyriques sont plus évolués (plus riches en ETR) que les liquides aphyriques. De faibles anomalies négatives d'euprium indiquent que les liquides ont subi un fractionnement du plagioclase; les patrons sont de fait typiques des liquides tholéitiques océaniques (Cox et al., 1979). Les gabbros et basaltes glomérophyriques ne présentent pas d'évidence de fractionnement préférentiel du plagioclase par rapport au liquides aphyriques, puisque les anomalies négatives d'euprium sont semblables. Ceci indique que les glomérophyrocristaux n'ont pas été cristallisés des liquides qui les contiennent présentement. Enfin, le manque d'enrichissement en terres rares légères et des rapports La/Nb faibles de 0.48-0.54 des échantillons analysés suggèrent qu'aucun liquide n'a été affecté de façon importante par l'assimilation de la croûte continentale (Thompson et al., 1984).

La présence de mégacristaux ou de glomérophyrocristaux de plagioclase dans les liquides tholéitiques précoces peut être attribuée à deux processus: 1) un fractionnement accentué du plagioclase dans une chambre magmatique fermée. Ce processus serait dû à la fonte partielle du manteau supérieur et à la sursaturation du plagioclase lors de la baisse de pression ambiante associée à l'ascension du magma dans la croûte (Green 1975; Phinney et Morrison 1982; Morse, 1982); 2) une sursaturation du plagioclase due à l'assimilation d'une croûte continentale de composition pélitique (source d'aluminium).

Une fois le plagioclase cristallisé, sa concentration dans une couche de composition anorthositique aux niveaux supérieurs de la chambre magmatique serait due à un effet de flottabilité (Elthon, 1984). Les glomérophénocristaux seraient entraînés comme xénocristaux congénères lorsque la chambre et la couche sont rompues et le magma monte à la surface. Les premières injections de magma sont alors parsemées de glomérophénocristaux. Les injections subséquentes sont dérivées des niveaux plus profonds du réservoir magmatique, et sont ainsi aphyriques et de compositions moins évoluées (Flower, 1980).

Les données géochimiques favorisent le modèle de fractionnement accentué car nous n'observons aucune évidence géochimique d'assimilation de la croûte continentale. La présence de xénocristaux arrondis de quartz dans ces gabbros ne peut être due qu'à une assimilation limitée de matière supracrustale lors de la mise en place des filons-couches de gabbro tacheté.

4. GÉOLOGIE STRUCTURALE

4.1 INTRODUCTION

La région du sud-ouest du lac Gerido a été affectée par trois phases de déformation distinctes. La première phase est responsable des grandes failles de chevauchement, maintenant plissées, et des plis isoclinaux mésoscopiques limités aux horizons sédimentaires. Aucun grand pli de la région n'est relié à la première phase. La phase D2, identifiée dans le secteur du gisement de Koke (Wares et al., 1988), n'a pas été reconnue dans la région. Le style structural est dominé par la troisième phase de déformation, selon la nomenclature structurale utilisée dans le nord de la Fosse du Labrador (Sauvé et Bergeron, 1965; Hynes, 1978; Goulet 1986, 1987; Moorhead et Hynes, 1986; Boone, 1987; Wares et al., 1988). Cette phase a produit les grands plis NNO-SSE et un deuxième réseau de failles de chevauchement associé. Une quatrième phase de déformation a affecté l'ensemble de la région et y a développé des structures orientées ENE-OSO qui ont une faible influence sur le patron structural régional.

Bien que les secteurs des lacs Holannah et Crochet aient subi les trois mêmes phases de déformation, le style structural de chacun est légèrement différent. Le secteur du lac Holannah est dominé par un grand synclinal déversé vers le SO et par des séquences homoclinales quasiverticales séparées par des failles de chevauchement. Le secteur du lac Crochet fait partie d'un

bassin structural quasi-horizontal bordé d'une faille de chevauchement.

4.2 SECTEUR DU LAC HOLANNAH

4.2.1 Aperçu de la première phase de déformation (D1)

Cette phase de déformation est moins importante dans l'ensemble du secteur, contrairement à ce qui a été observé ailleurs dans la Fosse, en particulier dans le secteur du gisement de Koke (Wares et al., 1988). Elle n'est pas pénétrante dans toutes les unités, mais devient très intense par endroit, surtout en bordure des zones de faille F1. Elle est responsable des plis isoclinaux et d'une schistosité de plan axial, généralement parallèle au litage, dans les unités sédimentaires. Ces structures sont surtout observées dans le nord du secteur, près du nez du synclinal. Nous avons reconnu trois failles reliées à D1: l'une longe le flanc est du synclinal, l'autre est située dans l'angle NO de la carte entre les volcanites et le gabbro glomérophyrique. La troisième faille recoupe la séquence homoclinale de la moitié ouest de la carte. Elle est caractérisée par la présence d'une brèche de sulfures de 2 m d'épaisseur, semblable à la brèche sus-jacente au mudstone pyriteux que l'on retrouve au lac Crochet. Les bordures des failles F1 sont caractérisées par de forts enrichissements de pyrrhotine lorsqu'elles recoupent les ardoises cherteuses et sulfurées.

Les failles F1 sont replissées par des structures D3. Il

est possible qu'elles aient joué lors de la troisième phase de déformation. Lorsqu'on s'éloigne des zones de faille, les structures D1 s'estompent et deviennent sporadiques dans les unités compétentes. Elles persistent toutefois dans les unités ductiles telles que les mudstones. Dans les ardoises cherteuses (unité 2c4), les plis isoclinaux P1 sont peu communs, et la schistosité S1 est mal développée. On observe très peu de structures d'interférence entre D1 et les phases de déformation postérieures.

4.2.2 Aperçu de la troisième phase de déformation (D3)

La deuxième phase de déformation locale est équivalente à D3 de l'ensemble du nord de la Fosse du Labrador. Dans le secteur d'intérêt elle est responsable du style structural et du grain tectonique NNO-SSE. Cette phase de déformation permet de subdiviser le secteur en quatre domaines structuraux (voir la carte en pochette). Les domaines sont tous séparés par des failles de chevauchement D3. Le domaine principal inclut le grand synclinal du lac Holannah; il est bordé à l'ouest par une séquence homoclinale qui contient surtout les volcanites de la Formation d'Hellancourt. La partie nord de ce domaine devient plissée (début du synclinal du lac Sauvé). Les deux autres domaines, situés dans les angles NE et SO de la carte, comprennent des séquences homoclinales relativement peu déformées.

Le synclinal du lac Holannah est un pli d'une longueur de plus de 30 km. Il est peu plongeant, mais la fermeture du pli dans la partie nord est relevée et les structures dans la

charnière plongent à 30° vers le SE. Le coeur du synclinal contient les volcanites d'Hellancourt. Un clivage subvertical, espacé à serré et orienté NO-SE est associé à D3. Il crée une crénulation du litage et des surfaces S1. Le clivage est mal défini dans les unités compétentes, sauf dans la zone de charnière où les volcanites montrent un clivage serré et schisteux.

Les plis P3 mésoscopiques sont ouverts à serrés et suivent l'attitude du synclinal. Ils sont peu nombreux et dépassent rarement 3 m d'amplitude. Les plis sont plus évidents dans les horizons sédimentaires ductiles; les ardoises cherteuses et sulfureuses ne semblent affectées ni par les plis P1 ou P3.

La courbure de la trace axiale du synclinal pourrait être produite par un mouvement différentiel le long des failles de chevauchement D3 qui bordent le pli. L'une de ces failles longe le flanc est du synclinal et délimite le copeau homoclinal contenant les wackes subfeldspathiques (unité 2c2). La présence de cette faille est extrapolée de données disponibles plus au sud (Sauvé et Bergeron, 1965) et de l'orientation vers l'est plutôt que vers le synclinal des sommets des litages dans le wacke.

Les strates dans le copeau sont fortement pentées mais très peu déformées. Les plis sont absents à l'exception d'un grand pli asymétrique P3 de quelques mètres de large. La séquence homoclinale est divisée par une autre faille de chevauchement sur la rive est du lac Gerido; cette zone de cisaillement est très

intense, mais elle ne s'étend que sur quelques mètres. La nature chevauchante de la faille est indiquée par des structures sigmoïdales dans les sédiments.

La séquence homoclinale, située à l'ouest du synclinal du lac Holannah, est séparée par une zone de faille beaucoup plus complexe, marquée par des discontinuités stratigraphiques de grande échelle. La faille principale n'affleure pas; elle se sépare en deux vers le nord de la carte et borde des écailles imbriquées de gabbro équigranulaire, de gabbro glomérophyrique, de sédiments et de volcanites. La zone ouest de la séquence homoclinale est une zone de cisaillement de 10 à 20 m d'épaisseur. Les roches y sont très schisteuses et il est difficile de reconnaître les protolithes.

La séquence homoclinale est composée principalement de gabbro équigranulaire, de volcanites et de minces lentilles de sédiments. L'ensemble est très compétent et peu déformé. Cependant, la complexité structurale augmente vers le nord: dans l'angle nord-ouest de la carte, les volcanites sont très découpées. Cette région correspond à la fin de la séquence homoclinale et le début du synclinal du lac Sauvé, structure qui se prolonge au nord de la carte. Le plissement associé au synclinal est marqué par le changement de polarités dans les basaltes. Les plis sont tronqués par une faille de chevauchement qui disparaît vers le sud. La zone de faille est visible dans les affleurements de volcanites.

Les structures P3, comme le synclinal, sont tronquées. Ceci

indique que les failles sont synchrones ou postérieures à D3. Compte tenu de leur orientation et de leur attitude, nous relient ces failles à la troisième phase de déformation.

4.2.3. Aperçu de la quatrième phase de déformation (D4)

Cette phase de déformation est mineure et n'a développé que de faibles structures. Les plis reliés à D4 sont ouverts, d'amplitude métrique à centimétrique, ou ils consistent en de grandes ondulations visibles en bordure des gabbros. Ces structures sont orientées plus ou moins NE-SO et un clivage espacé y est associé. Nous avons observé sur la surface de ces clivages des plans de glissement mineurs avec des stries subhorizontales. Ces micro-failles sont également associées à D4.

4.2.4. Analyse structurale

Les différents éléments structuraux recueillis sur le terrain ont été assignés à leur phase de déformation respective, en fonction des relations de recoupement ainsi que des styles et des orientations des plis et des clivages. Les éléments sont représentés sur des stréréogrammes équi-aires standard. Dans certains cas, en particulier dans les flancs abrupts du synclinal principal, il est difficile de distinguer S1 de S3, ces phases de déformation étant coaxiales. L'analyse structurale est basée sur les données recueillies dans les quatre domaines structuraux (voir carte en pochette), en particulier dans le domaine 1, soit le synclinal du lac Holannah. Le domaine 2 inclut la séquence homoclinale/synclinale située juste à l'ouest

du premier domaine. Les domaines 3 et 4 représentent les deux autres séquences homoclinales et sont traités simultanément.

Dans le domaine 1, la distribution des pôles de S0 forme une guirlande qui reflète la style cylindrique du synclinal (figure 12a). Les concentrations de S0 proviennent des mesures recueillies dans les flancs. Le maximum ($246^{\circ}-74^{\circ}$) est produit par le déversement du pli vers le SO. L'attitude du pôle β ($137^{\circ}-32^{\circ}$) indique l'attitude moyenne de l'axe du pli.

La distribution de S1, qui est un clivage pénétrant, n'est pas homogène (figure 12b), indiquant que les structures S1 ont été déformées. La guirlande est pauvrement définie; le maximum ($45^{\circ}-80^{\circ}$) correspond surtout aux mesures recueillies le long de la faille F1 qui suit le flanc est du synclinal.

La distribution des pôles de S3 est plus homogène (figure 12c), mais indique néanmoins une diffusion importante des données, ce qui est reliée à des déformations ultérieures. Ce clivage est serré à espacé dans les unités ductiles et devient un faible clivage de fracture dans les unités compétentes. Le maximum des pôles de S3 représente un plan orienté $138^{\circ}-72^{\circ}$. Toutefois, cette estimation est imprécise car nous n'avons mesuré que 22 plans et plusieurs données ont été mesurées dans la moitié nord de la carte, où le plan axial du synclinal est courbé. La déformation assymétrique (en S) du plan axial indique que le mouvement le long de la faille F3 recoupant le plan a inclus une composante senestre. De plus, l'effet superposé de D4 augmente la diffusion des pôles de S3.

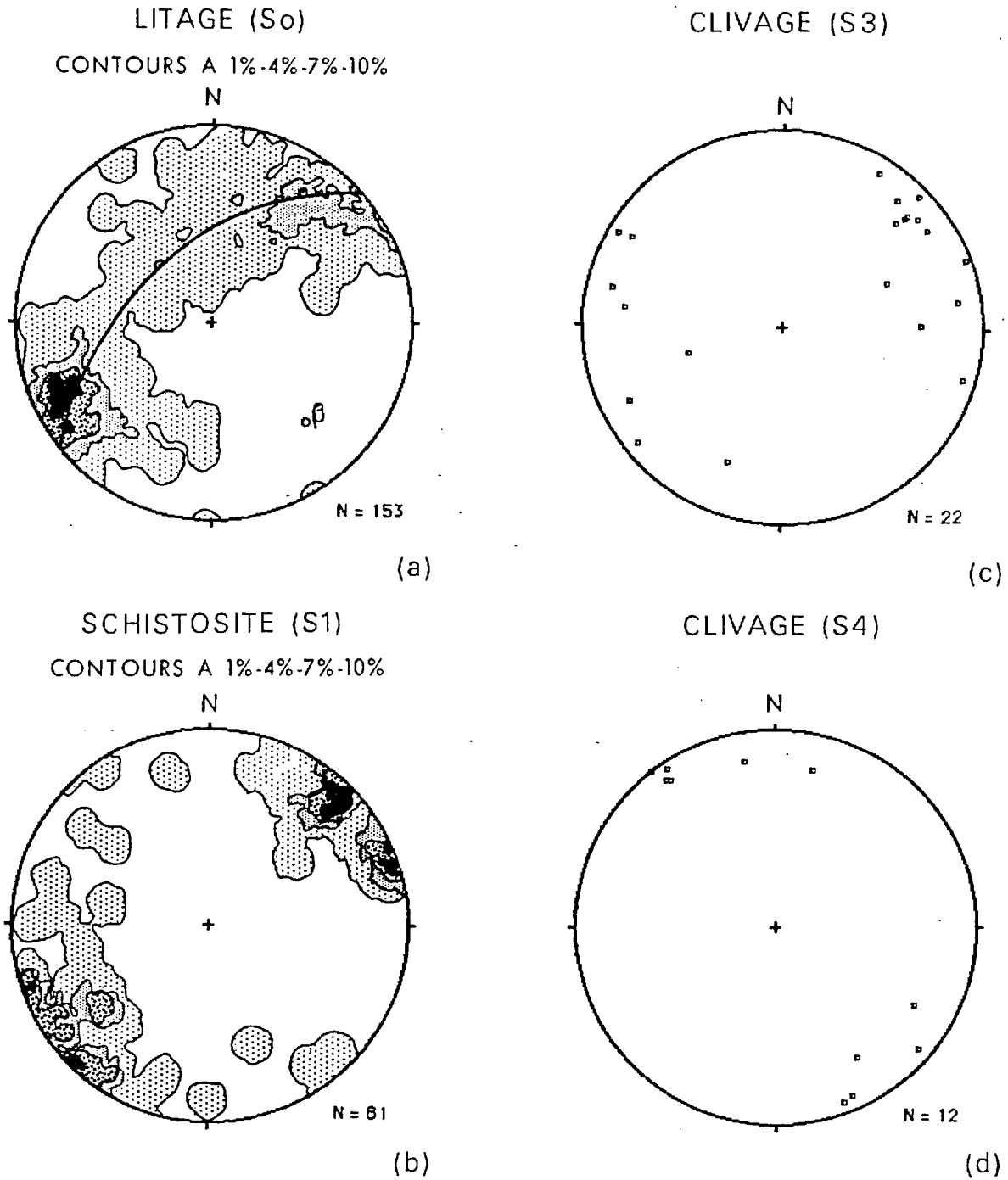


Figure 12. Stéréogrammes équi-aires montrant la distribution des pôles des structures planaires prélevées dans le domaine 1 du secteur du lac Holannah.

Nous disposons de peu de données de S4, ce clivage étant faible et peu représenté dans le secteur. Il est orienté plus ou moins NE-SO et il est subvertical (figure 12d).

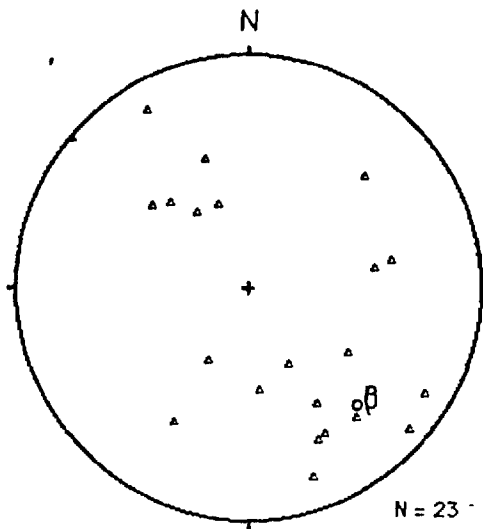
La distribution des axes de plis P1 et P3 est similaire (figure 13). Les axes de P3 sont moins diffusés car il n'ont subi qu'une déformation ultérieure. La majorité des deux types de linéations plongent vers le SE, indiquant des déformations coaxiales, quoique les styles de plissement soient différents. Le plongement de la plupart des axes P3 est semblable au plongement du synclinal estimé dans la figure 12a.

Le deuxième domaine correspond à l'écaille volcanique qui inclut le début du synclinal du lac Sauvé. La distribution de S0 (figure 14) a été établie à partir de mesures prises dans les chambres de quartz des coussins volcaniques. Nous n'avons pas observé de clivage associé aux changements de polarité qui signalent les charnières de plis. La distribution de S0 forme une guirlande d'orientation similaire à celle établie dans le synclinal du lac Holannah; les deux plis sont donc d'origine P3.

Nous disposons de peu de données dans les domaines homoclinaux (3 et 4), car ils représentent des blocs compétents et relativement peu déformés. Les plis sont rares et les clivages, surtout de type pénétrant, sont limités aux bandes de sédiments.

Les stéréogrammes (figure 15) montrent l'attitude moyenne de S0 et de S1, indiquant que les deux sont parallèles et que le dernier peut être confondu avec S3.

AXES DE PLI (L_1^0)



AXES DE PLI (L_3^0)

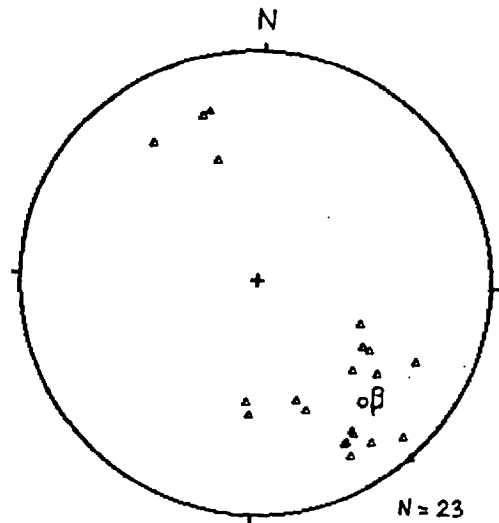


Figure 13. Stéréogramme équi-aire montrant la distribution des linéations prélevées dans le domaine 1, secteur du lac Holannah.

LITAGE (S_0)

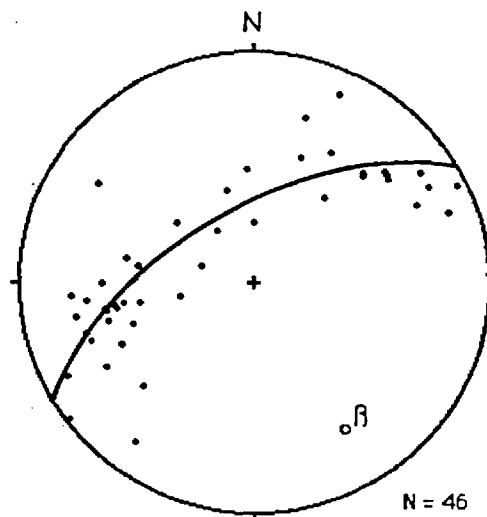


Figure 14. Stéréogramme équi-aire montrant la distribution des pôles des plans de litage, domaine 2 du secteur du lac Holannah.

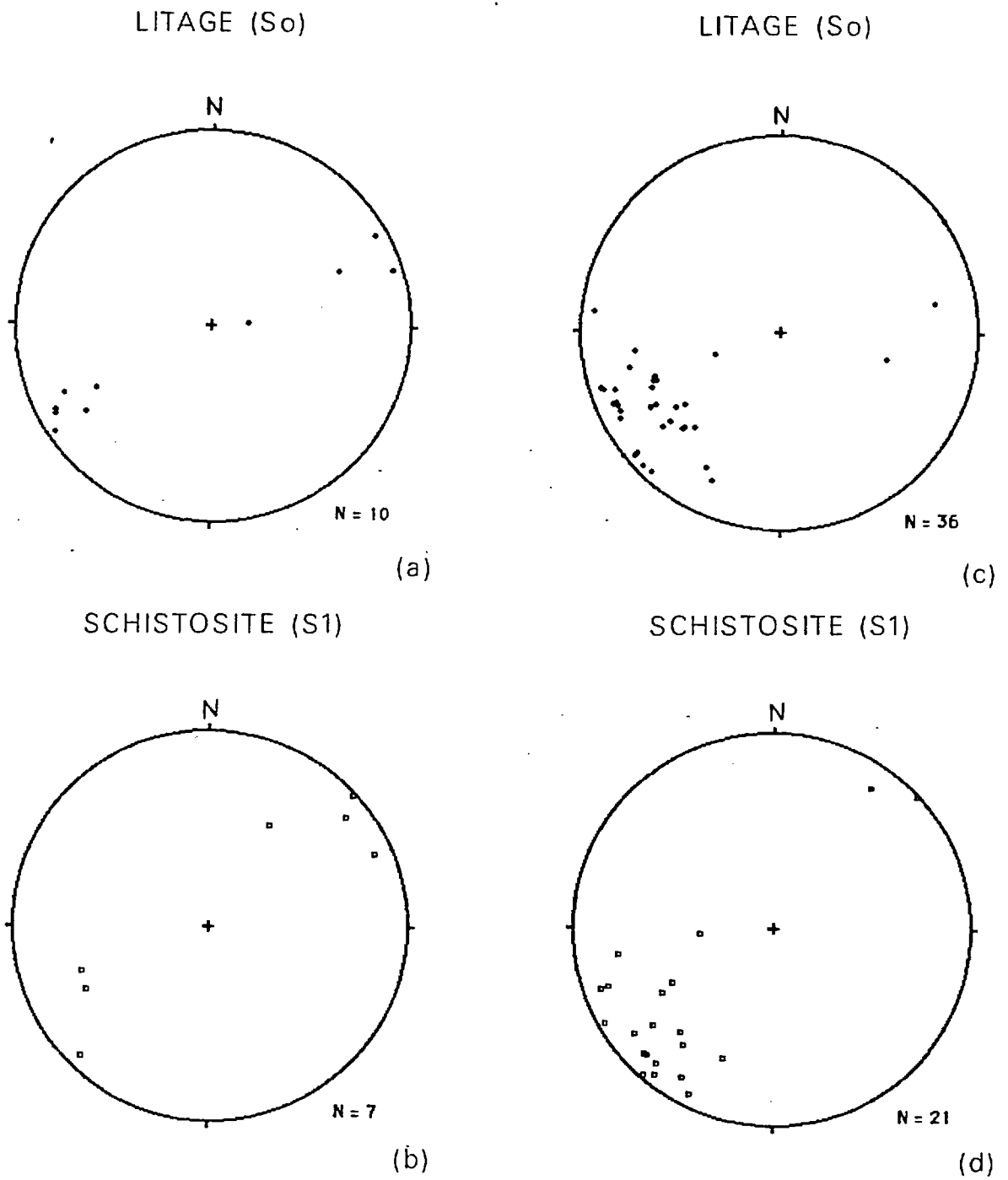


Figure 15. Stéréogrammes équi-aires montrant la distribution des pôles des structures planaires prélevées dans les séquences homoclinales, soit le domaine 3 ((a) et (b)) et le domaine 4 (c) et (d)).

Les résultats de l'analyse structurale peuvent être résumés ainsi: S1 est un clivage pénétrant, plus ou moins parallèle à S0. Ces deux structures planaires forment des guirlandes reflétant l'orientation des grands synclinaux P3 de la région. D1 et D3 sont coaxiales mais non coplanaires. Seul les styles de déformation et les relations entre clivages permet de les différencier sur le terrain. Les plis P3 plongent vers le SE. La déformation D4 est très faible et n'a modifié que le plongement des plis P3.

4.3 SECTEUR DU LAC CROCHET

4.3.1 Aperçu de la première phase de déformation

Dans la région du lac Crochet, la déformation D1 est responsable des failles de chevauchement que nous avons observées sous le gabbro gloméroporphyrique et sous le basaltes d'Hellancourt. Ces failles ont été plissées et ont présentement une orientation subhorizontale. Cette phase de déformation n'est pas pénétrante sur tout l'ensemble des unités du secteur. Comme dans le secteur du lac Holannah, elle devient plus intense vers les zones de faille et est plus pénétrante dans les unités incompetentes. Les surfaces S1 sont représentées par un clivage serré dans le mudstone pyriteux et l'ardoise cherteuse, et par une schistosité dans les rythmites et les ardoises noires lustrées.

Les plis P1 mésostructuraux apparaissent dans la partie supérieure de la séquence de mudstone pyriteux (unité 2c3). Leur

orientation est variable, mais, en général, l'orientation du plan axial est ONO avec un pendage de 45° vers le NNE. Les plis sont d'amplitude centimétrique à métrique et leur forme varie de serrée à isoclinale. L'asymétrie des plis augmente en bordure des zones de faille; le plan axial devient alors faiblement penté et les plis sont couchés.

A l'intérieur des zones de faille, la déformation D1 est plus intense: les plis sont dilacérés et transposés. La zone de déformation la plus intense, observée sous le filon-couche de gabbro gloméroporphyrique, affleure sur presque toute l'étendue de la falaise bordant la rive nord du lac Crochet. Cette zone est caractérisée par une bréchification tectonique de l'unité 2c3. La brèche, comme nous l'avons déjà mentionné, comprend des fragments d'ardoise et de pyrite aphanitique massive baignant dans une pâte (50-80%) de pyrrhotine et de faibles quantités de chalcopryrite. Les fragments subarrondis varient de 1 à 5 cm de diamètre, et quelques-uns présentent une schistosité plissée, témoignant de la rotation des fragments. Plusieurs fragments d'ardoise sont séricitisés, ceci étant un type d'altération commun aux zones de faille de la région (Wares et al., 1988).

L'épaisseur de la brèche riche en sulfures varie autour du synclinal. Sur les flancs du pli, la brèche mesure environ 1.5 m d'épaisseur, puis elle s'amincit progressivement vers la charnière, où elle disparaît complètement. Elle est alors remplacée par des plis d'entraînement assymétriques et une forte transposition des lits compétents de mudstone pyriteux.

4.3.2. Aperçu de la troisième phase de déformation.

Les structures de grande envergure dans la région du lac Crochet sont le résultat de la troisième phase de déformation, tout comme dans l'ensemble de la région du sud-ouest du lac Gérito. La structure principale est le synclinal du lac Crochet, un pli ouvert et peu plongeant d'une largeur de 2 km qui a déformé les unités sédimentaires et ignées ainsi que les failles de chevauchement F1. Le synclinal est bordé du côté est par une faille de chevauchement F3 (voir carte en pochette).

Les structures de deuxième ordre, associées à D3, sont observées tout le long des falaises contournant le lac Crochet. Ces structures reprennent les plis P1 et les schistosités S1. La structure la plus commune dans le secteur est une crénulation de S0 et de S1. Les crénulations sont plus marquées dans les phyllades noires lustrées et dans les plis en bordure du chevauchement F1. Les clivages de plan axial S3 sont espacés à serrés et leur orientation est NNO-SSE avec un pendage subvertical. Nous avons observé dans le mudstone pyriteux une recristallisation de la pyrite selon ces plans de clivage. Les plis parasites P3 sont subverticaux et ouverts à serrés.

La deuxième structure D3 importante est le pli asymétrique (en Z) formé dans les gabbros équigranulaires et dans les rythmites de Baby, juste à l'est du grand synclinal. Ce pli P3 présente un faible plongement en double. Les gabbros et les sédiments métamorphisés (les cornéennes) sont peu affectés par les plis parasites P3. Les roches pélitiques préservent bien

les structures D3, qui incluent dans la charnière du pli une forte crénulation des ardoises où il est très difficile de différencier S0 de S1. Sur les flancs, la déformation D3 s'estompe et des plis P1 d'orientation N-S se manifestent.

La faille de chevauchement F3 est visible à l'extrémité nord-est du lac Crochet où sont juxtaposés le gabbro équigranulaire et l'ardoise noire lustrée. La bordure du gabbro est très cisailée et fracturée. Dans le secteur juste au nord de la carte, la même faille a superposé le gabbro équigranulaire et les rythmites sur le gabbro glomérophyrique.

4.3.3. Aperçu de la quatrième phase de déformation

La quatrième phase de déformation est moins importante que les deux phases précédentes. L'effet principal de la D4, à l'échelle de l'affleurement, est de créer de grandes ondulations du litage et des plis ouverts. Ces structures sont orientées ENE-OSO. Le clivage espacé S4 recoupe les structures D1 et D3. En bordure de la zone de faille sous le gabbro glomérophyrique, la surface S4 est représentée par un clivage de crénulation recoupant S3. Contrairement à ce que nous avons observé le long des surfaces S1 et S3, il n'y a pas de pyrite recristallisée selon les surfaces S4 dans le mudstone pyriteux. Ceci indique que la déformation D4 est postérieure au métamorphisme régional.

Nous associons à D4 un réseau mineur de failles de décrochement. Ces failles sont observées dans les unités compétentes, tels que les gabbros et les volcanites. Elles forment

des plans discontinus subverticaux, orientés NO-SE à ONO-ESE, marqués par des stries de glissement subhorizontales. Les déplacements le long de ces failles sont mineurs.

4.3.4. Analyse structurale

Le secteur du lac Crochet est séparé en deux domaines structuraux. Ces domaines sont séparés par la faille de chevauchement F3 bordant le flanc est du grand synclinal. Les données prélevées des rythmites à l'est de la faille représentent le domaine 1 et le synclinal du lac Crochet représente le domaine 2.

Dans les deux domaines, la distribution des pôles de S0 et de S1 est surtout contrôlée par la déformation D3 qui a engendré les grands plis. Les pôles de S0 forment des guirlandes correspondant au plissement D3. Les pôles aux guirlandes correspondent aux axes de plis P3; les axes ont un faible plongement vers le NNO dans les deux domaines (figures 16a et 17a). Les distributions de S1 dans les deux domaines montrent des plongements de l'axe P3 différents de plus de 30° (figures 16b et 17b). Cette différence résulte de l'agencement particulier des plis P1 et des surfaces S1 dans la zone de faille sous le gabbro gloméroporphyrique.

L'orientation de S3 varie sensiblement de 90° à l'intérieur du domaine 2 (figure 17c). La distribution est semblable à celle observée dans le domaine 1 du secteur du lac Holannah, ceci reflétant l'effet de la déformation D4. Les surfaces S4 montrent des faibles variations d'attitudes, mais l'orientation moyenne est ENE-OSO et subverticale (figures 16d et 17d).

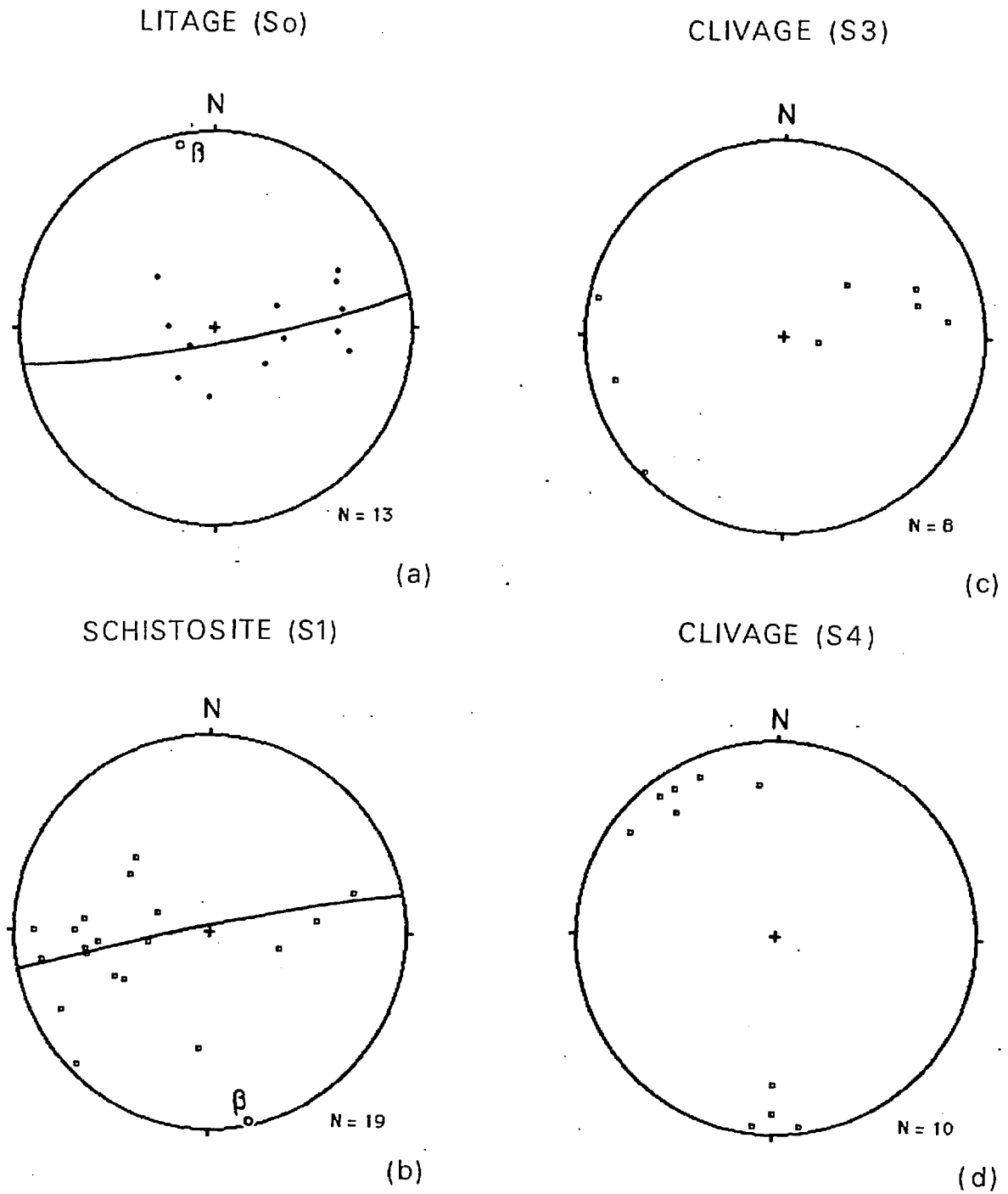


Figure 16. Stéréogrammes équi-aires montrant la distribution des pôles des structures planaires prélevées dans le domaine 1 du secteur du lac Crochet.

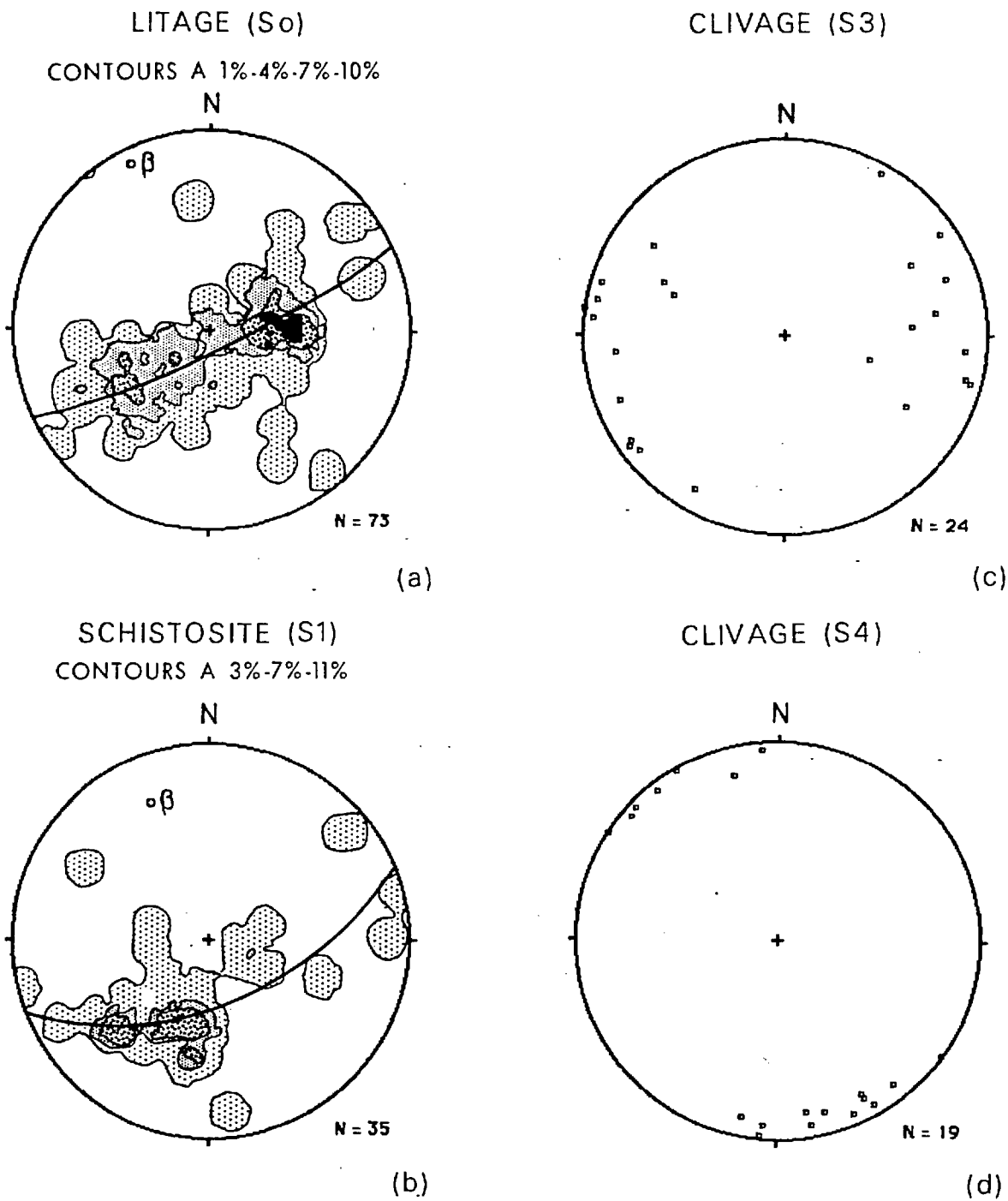
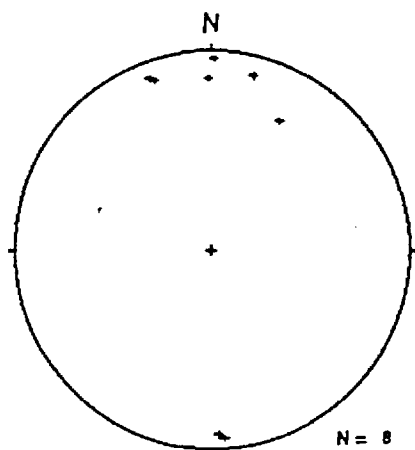
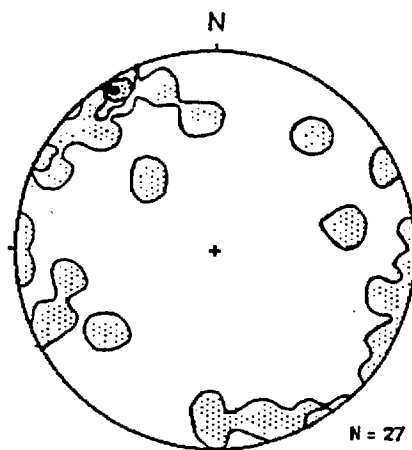


Figure 17. Stéréogrammes équi-aires montrant la distribution des pôles des structures planaires prélevées dans le domaine 2 du secteur du lac Crochet.

AXES DE PLI (L_1^0)

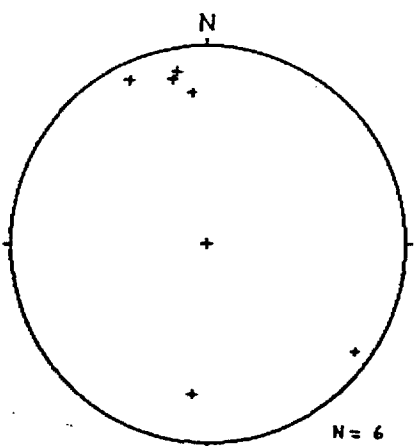


(a)

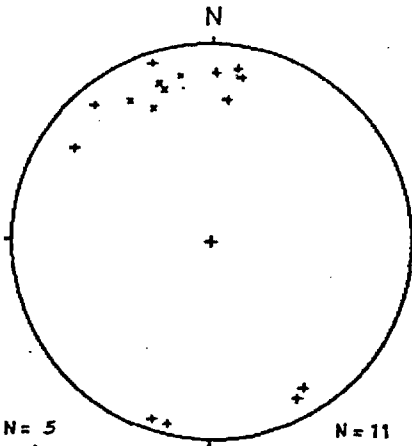


CONTOURS A 4%-8%-12%-16% (d)

AXES DE PLI (L_3^0 et L_3^1)

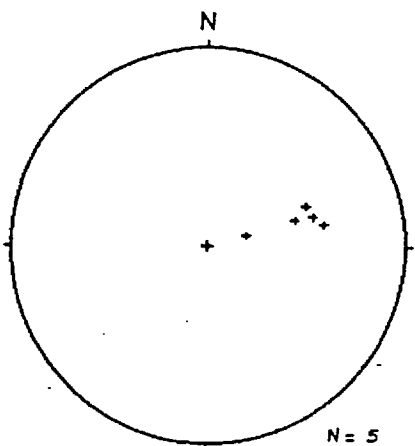


(b)

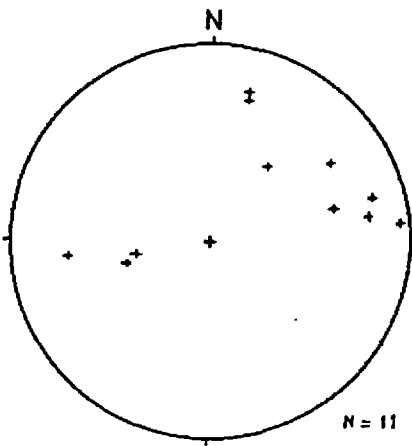


(e)

AXES DE PLI (L_4^0)



(c)



(f)

Figure 18. Stéréogramme équi-aire montrant la distribution des linéations prélevées dans le domaine 1 (a,b,c) et le domaine 2 (d,e,f) du secteur du lac Crochet.

Les axes de plis P1 du domaine 1 montrent une direction N-S tandis que les plis P1 du domaine 2 sont dispersés, montrant néanmoins un maximum à $328^{\circ}-5^{\circ}$ (figures 18a et 18d). La dispersion due à la rotation des axes de plis dans un plan subhorizontal (la faille de chevauchement), suggérant le développement de plis en fourreau. Les axes de plis P3 montrent un double plongement et la même orientation dans les deux domaines, démontrant l'effet de la déformation D4 (figures 18b et 18e). On note enfin que les axes de plis P4 plongent, en général, vers l'ENE (figures 18c et 18f).

4.4 MODÈLE TECTONIQUE PROPOSÉ

Nos observations sur le terrain ainsi que notre compilation structurale indiquent que la région d'intérêt a été affectée par deux phases majeures de déformation. Le style de ces deux phases de déformation s'apparente de très près à une tectonique épidermique, ou "Thin skin tectonics" (Rodgers, 1963).

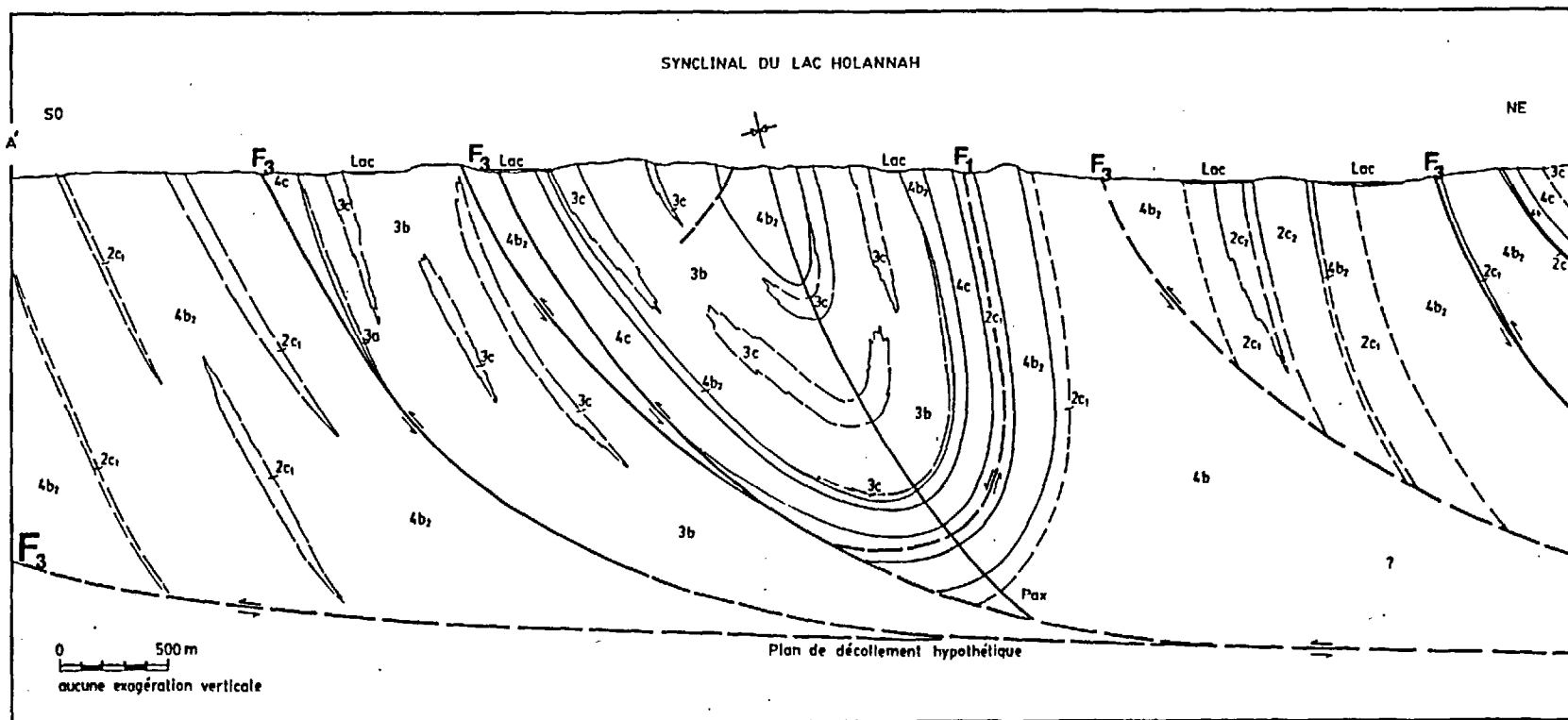
Les failles F1 correspondent à des plans de glissement le long d'unités sédimentaires incompétentes. Les plis P1 et les clivages associés, surtout associés à la bordure des plans de failles, sont déversés vers l'ouest et le sud-ouest. Ces failles forment les replats des premières structures imbriquées dans la région étudiée. Le long de ces replats, tels que ceux à la base des volcanites de la Formation d'Hellancourt, la succession stratigraphique générale n'est que peu affectée.

Le style structural de la région du lac Holannah est

contrôlé par la troisième phase de déformation. Les coupes structurales A-A' et B-B', construites perpendiculaire aux axes de plis P3, illustrent le style tectonique envisagé (figures 19 et 20). Les structures D1, incluant les failles F1, ont été plissée et chevauchée par D3. Les séquences homoclinales et le synclinal principal sont bordés par un système de chevauchements F3. Les failles F3 se rejoignent le long de la semelle du système (Dennis, 1967; Dahlstrom, 1969), ce qui forme l'horizon de décollement. C'est probablement l'horizon D1 qui a rejoué lors de la troisième déformation. Les structures sont imbriquées comme des bardeaux de toit et elles incluent des inversions stratigraphiques produites par le plissement isoclinal P1. Le raccourcissement est important puisque les structures anticlinales P3 sont quasiment disparues de la région. On observe des reliques de ces structures dans les zones de failles. Par exemple, le copeau de gabbro équigranulaire à l'ouest du synclinal du lac Holannah montre une polarité vers le SO, comme en témoignent les zones pegmatitiques. Il est bordé par une séquence homoclinale et le flanc ouest du synclinal du lac Holannah, deux structures qui ont une polarité normale vers le NE. Ce copeau représente l'ancien flanc ouest d'un anticlinal détruit par le chevauchement.

La déformation D4 a produit des plis ondulants de faible amplitude, orientés perpendiculaire aux plis P3. Cette déformation est responsable des variations du plongement des plis P3. Elle pourrait être due à un réajustement élastique associé à

Figure 19. Coupe structurale du secteur du lac Holannah le long de la ligne A-A' (voir carte en pochette).



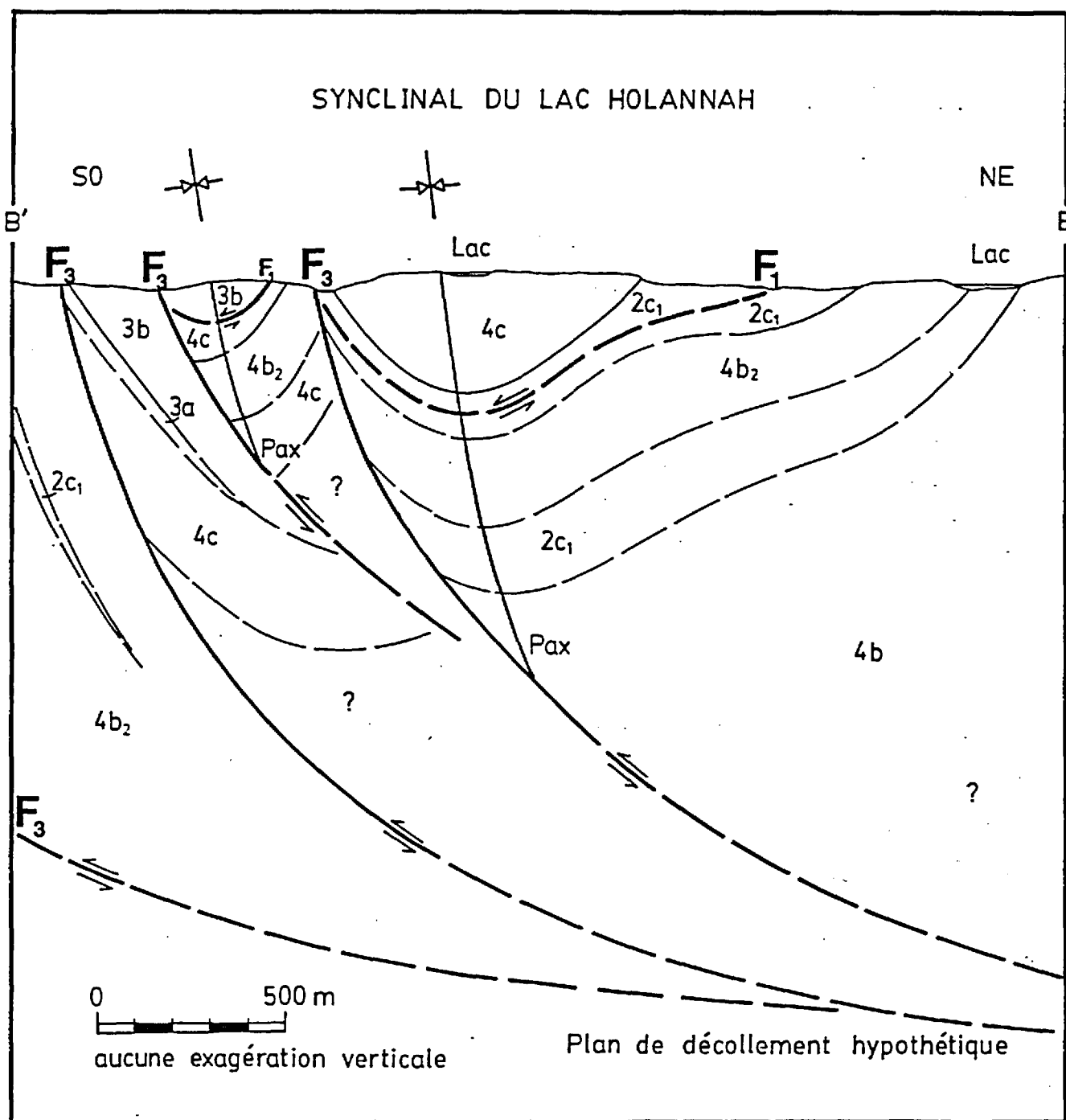


Figure 20. Coupe structurale du secteur du lac Holannah le long de la ligne B-B' (voir carte en pochette).

la relaxation des contraintes tectoniques qui ont produit les structures D3.

Le style structural de la région du lac Holannah est comparable à celui de la région de Soucy-Prud'homme (Wares et al., 1988), qui est aussi marquée de séquences monoclinales et d'un grand synclinal bordés par des failles de chevauchement. Ces structures sont produites par les phases D1 et D3, indiquant une continuité de ce style de déformation dans le nord de la Fosse.

La région du lac Crochet est particulière. Elle a été affectée par les mêmes phases de déformation qui ont produit un bassin ou un synclinal à double plongée. Cependant, le style des plis P3 est différent. Le synclinal du lac Holannah est serré et déversé vers l'ouest, tandis que le synclinal du lac Crochet est vertical et ouvert, comme le montre la figure 21. Le synclinal fait partie d'un grand bassin plissé montrant une courbure apparente de la trace axiale (Sauvé et Bergeron, 1965). Les volcanites et le gabbro gloméroporphyrique ont été chevauchés lors de la première déformation, mais cet ensemble a résisté au plissement serré associé à D3.

La structure du bassin du lac Crochet est peut-être plus complexe que ce qui est représenté sur la carte de Sauvé et Bergeron (1965). Le centre du bassin pourrait être la jonction de deux synclinaux P3 dont les axes sont en échelon,, suggérant ainsi qu'il n'existe pas de courbure de la trace axiale d'un seul synclinal P3. D'autres mécanismes tectoniques pouvant développer la courbure sont la superposition de plis P3-P4 ou

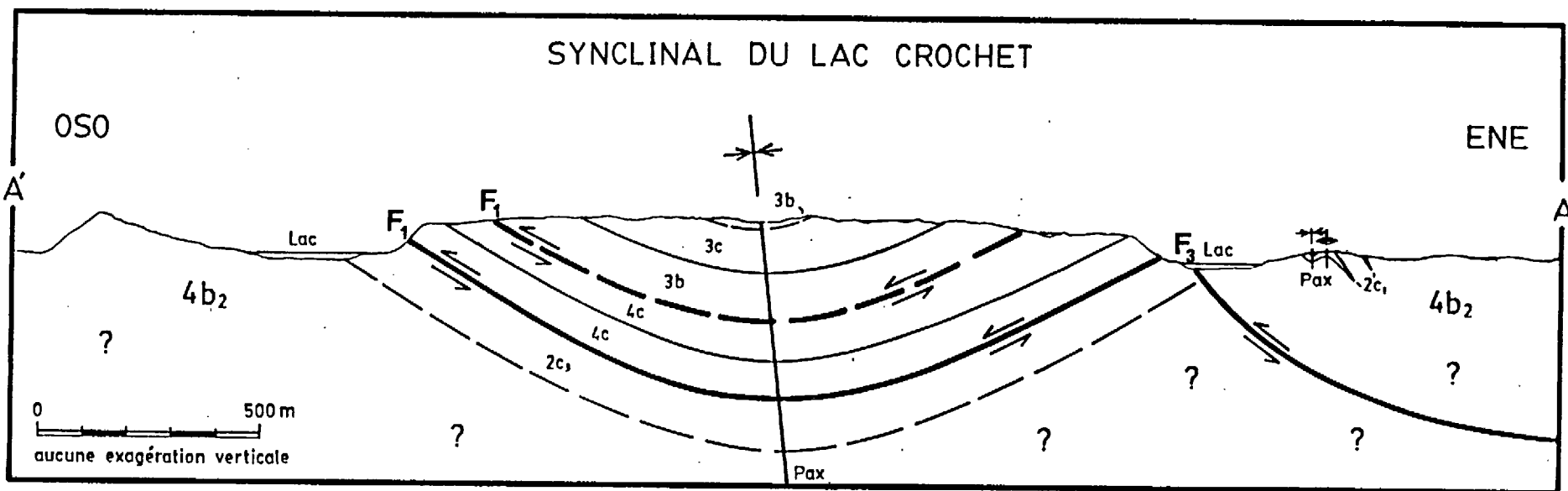


Figure 21. Coupe structurale du secteur du lac Crochet le long de la ligne A-A' (voir carte en pochette).

un cisaillement simple associé à une faille F3. Puisque la déformation D4 est faible, l'hypothèse de superposition de plis P3-P4 est peu probable. De plus, ce type de patron d'interférence ne devrait pas se limiter à la région du lac Crochet. On observe, cependant, une courbure de la trace axiale d'un autre synclinal situé à dix kilomètres au NE du lac Crochet, juste à l'est de la Baie Duchez (Sauvé et Bergeron, 1965). La région pourrait alors être l'hôte d'un cisaillement simple orienté à 70°. Cette zone de cisaillement serait un équivalent ductile d'une faille de décrochement, produite lors des chevauchements D3, et elle serait responsable de la flexion des traces axiales. Cependant, puisque nos travaux sont limités au synclinal du lac Crochet, il nous est difficile de prouver les différentes hypothèses.

5. GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC HOLANNAH

5.1 INTRODUCTION

Les indices minéralisés du secteur du lac Holannah comprennent les gisements de Cu-Ni de Erickson 1 et de Leslie 2, ainsi que plusieurs petits indices de sulfures massifs bréchifiés (poppy surtout) situés dans les mudstones le long des zones de failles.

Le gisement de Erickson 1, situé dans un filon-couche gloméroprophyrique dans le flanc est du synclinal du lac Holannah, comprend une zone nord et une zone sud. Les deux zones minéralisées affleurent bien et forment des amas tabulaires plus ou moins concordants. La zone nord est environ 900 m de long et 15 m de large en moyenne. La zone sud, située 2 km au sud, est environ 150 m de long et 7 m de large. Elle est limitée à une échelle dans une zone de faille à la base du filon-couche gloméroprophyrique.

Le gisement a été découvert en 1953 et fut travaillé jusqu'en 1955 par Holannah Mines Ltd. La compagnie effectua des levés géologique, magnétique et électromagnétique et implanta 24 sondages au diamant (1799 m). De 1963 à 1969, la même compagnie implanta 11 sondages additionnels (812 m). En 1970, Holannah Mines effectua 3 sondages de plus (561 m), et Hollinger North Shore a optionné la propriété la même année pour implanter 17 sondages (2115 m). Les carottes de forages ne sont plus disponibles, à l'exception de quelques intersections minéralisées

(forages Hollinger) entreposées à Schefferville par Le Groupe Platine de la Fosse Inc. Les réserves du gisement (zone nord) sont estimées à 519,960 t à 1.12% Cu et 0.32% Ni.

Le gisement de Leslie 2 est semblable à Erickson 1. Il se trouve dans le flanc ouest du synclinal, à environ 2 km au SO de Erickson 1. Le gisement comprend aussi 2 zones minéralisées qui affleurent bien. La zone nord est exposée sur une distance de 900 m mais a été délimitée sur 1300 m par les forages aux diamants. Elle mesure 15 m de large en moyenne, atteignant un maximum de 40 m. La zone sud est séparée de la zone nord par moins de 50 m; elle est 500 m de long et 7 m de large en moyenne.

Le gisement fut aussi découvert en 1953 et travaillé par Holannah Mines, qui effectua, entre 1954 et 1969, des levés géologique, magnétique et électromagnétique et 2650 m de forage au diamant (35 sondages). En 1970, Hollinger North Shore optionna la propriété et implanta 17 sondages (1746 m). Les réserves du gisement sont estimées à 694,000 t à 1.56% Cu et 0.33% Ni (zones nord et sud).

5.2 PÉTROLOGIE

Les coupes stratigraphiques des gisements, échantillonnées à tout les 2 à 5 m, illustrent bien la relation entre les sulfures et la stratigraphie des filons-couches (figure 8). Les positions des coupes sont indiquées sur la carte en pochette. Nous avons déjà souligné qu'il existe dans ces gisements une relation spatiale locale entre les zones de sulfures et la

présence d'un cumulat basal de pyroxénite. Les zones minéralisées se retrouvent près de la base des filons-couches, au contact entre la pyroxénite et le gabbro gloméroporphyrique. La pyroxénite est généralement aphyrique, à l'exception des niveaux supérieurs où on observe des phénocristaux de plagioclase sur une épaisseur maximum de 7 m (coupes 42B et 38C). La minéralisation se retrouve à la fois dans la pyroxénite et le gabbro, et consiste en disséminations (10 à 50%) de pyrrhotine, de pentlandite (exsolution dans la pyrrhotine) et de chalcopryrite. Les amas de sulfures, de 1 à 10 mm de large, sont compris dans la matrice et enchevêtrés avec les silicates. La disposition des sulfures et l'absence d'altération hydrothermale suggèrent une origine magmatique de la minéralisation, tel que postulé par Fournier (1981, 1983) et Sauvé et Bergeron (1965). La formation des sulfures serait le résultat de la séparation d'un liquide sulfuré, devenu immiscible une fois que le niveau de saturation du soufre est atteint dans le magma gabbroïque. La concentration des sulfures en forme d'amas stratiformes concordants se serait fait par accumulation gravimétrique, après la formation de l'unité basale de pyroxénite. Cependant, il n'y a aucun doute que les sulfures ont été recristallisés et remobilisés lors de la déformation et le métamorphisme. L'enchevêtrement des sulfures avec les minéraux métamorphiques est évident, surtout dans la pyroxénite. On observe parfois des fractures remplies de sulfures dans le gabbro, certaines recoupant à la fois la matrice et les phénocristaux de plagioclase. La remobilisation des sulfures le long

des fractures est surtout limitée à la chalcopryrite, ce sulfure étant plus ductile. Près des zones de failles, tels que dans la zone sud de Erickson 1 ou la moitié sud de la zone nord de Leslie 2, les sulfures sont redistribués dans la schistosité pénétrante.

En postulant une origine magmatique de ces gisements, nous devons nous adresser la question suivante: pourquoi, dans le nord de la Fosse, les gisements de Cu-Ni sont-ils restreints aux gabbros gloméroporphyriques? L'association suggère qu'il existe un lien génétique entre ces gabbros et la minéralisation. Le problème peut être résolu en considérant l'origine des minéralisations de Cu-Ni dans les complexes mafiques-ultramafiques.

Les facteurs importants contrôlant la saturation du soufre dans un liquide tholéiitique sont (Naldrett, 1969; MacLean, 1969; Haughton et al., 1974;; Irvine, 1975; Shima et Naldrett, 1975; Buchanan et Nolan, 1979; Naldrett, 1981): 1) la fugacité primaire du soufre dans le magma et l'enrichissement du soufre lors du fractionnement du magma, le soufre étant un élément incompatible; 2) l'activité du FeO dans le magma, cette composante augmentant la solubilité du soufre; 3) la fugacité d'oxygène du magma, ce facteur contrôlant le rapport FeO/Fe₂O₃ dans le magma; 4) l'activité du SiO₂ dans le magma, cette composante réduisant la solubilité du soufre. Lors du fractionnement initial d'un magma tholéiitique, l'extraction de l'olivine et des pyroxènes augmente l'activité du SiO₂ et du soufre dans le liquide résiduel, tout en baissant l'activité du

FeO. Ces conditions favorisent la saturation du soufre dans le magma (Stolper et Walker, 1980). Une fois que le plagioclase atteint le liquidus et précipite, l'enrichissement en fer se produit, ce qui est caractéristique des magmas tholéitiques. L'abondance de FeO dans le magma résiduel ne favorise pas, à ce stade, la séparation d'un liquide immiscible sulfuré (Czamanske et Moore, 1977). Le liquide sulfuré se forme alors aux stades précoces du fractionnement du magma.

Nous avons déjà déterminé que les gisements sont associés à des unités locales de pyroxénite dans les filons-couches gloméroporphyriques, et que la minéralisation se retrouve près du contact de la pyroxénite et du gabbro. Il est alors probable que le fractionnement local du magma tholéitique gloméroporphyrique ait permis la précipitation d'un liquide sulfuré. Les gouttelettes de liquide sulfuré se seraient accumulées suivant la formation de l'unité de pyroxénite. Les rapports Ni-Cu peu élevés et les faibles teneurs en métaux des gisements logés dans les gabbros gloméroporphyriques dans la Fosse (Ni/Cu de 0.22-0.34; <2% Cu+Ni+Co; Fournier, 1983; Clark, 1987; Gebert, 1987) suggèrent aussi que le liquide sulfuré s'est formé in situ dans le filon-couche, plutôt que dans une chambre magmatique en profondeur. Les rapports indiquent un appauvrissement du nickel dans le magma qui a équilibré avec le liquide sulfuré. Le liquide se serait formé après un fractionnement important de l'olivine, puisque cette phase retire, lors de sa précipitation, la plupart de nickel du magma (Cox et al., 1979).

Le fractionnement local du magma glomérophyrique explique, à première vue, la genèse des gisements de Cu-Ni et leur association avec ces gabbros. Cependant, les filons-couches aphyriques sont parfois bien différenciés et présentent des unités basales de péridotite (Wares et al., 1988), ce qui aurait dû, selon les mécanismes que nous avons discutés, engendrer la formation de liquides sulfurés. Puisque, dans le nord de la Fosse, on ne retrouve pas de gisements de Cu-Ni dans les filons-couches aphyriques, nous devons expliquer cette anomalie en considérant d'autres facteurs. La fugacité initiale du soufre dans les liquides primaires glomérophyriques et aphyriques pourrait être le facteur critique, mais cette différence est probablement insignifiante compte tenu de la faible différence dans le degré de fractionnement de ces deux liquides tholéitiques. Nous concluons alors que seuls les processus magmatiques ne peuvent pas expliquer la restriction des gisements de Cu-Ni aux gabbros glomérophyriques, et qu'une autre hypothèse doit être considérée.

La formation de gisements de Cu-Ni dans des intrusions tholéitiques pose souvent un problème en ce qui concerne la disponibilité du soufre. A l'exception des grands complexes intrusifs bien différenciés, les calculs d'équilibre de masse indiquent que les petits corps intrusifs minéralisés, tels que les filons-couches, ne sont généralement pas assez volumineux ou suffisamment saturés en soufre pour avoir fourni la quantité de soufre nécessaire à la formation des gisements. Les liquides

tholéitiques dérivés de la fonte partielle du manteau supérieur contiennent entre 300 et 800 ppm de soufre (Ringwood, 1966; Moore et Fabbi, 1971) et sont souvent presque saturés en soufre (McGoldrick et al., 1979; Mitchell et Keays, 1981; Wendlandt, 1982; Hamlyn et Keays, 1986). Cependant, même si le magma est saturé (1000 ppm; Haughton et al., 1974), la quantité absolue de soufre disponible demeure insuffisante si le corps intrusif est peu volumineux. En assumant que le filon-couche a agit comme conduit magmatique plutôt que de chambre magmatique statique, comme le suggère la différenciation par fluage des gloméro-phénocristaux, l'injection répétée de magma aurait pu fournir le soufre nécessaire. Cette hypothèse pose un autre problème, cependant, soit le mécanisme de concentration des sulfures dans des horizons discrets. Un système dynamique saturé en soufre devrait répartir les sulfures de façon homogène dans la filon-couche.

Ce problème a mené plusieurs chercheurs à postuler une source exogène (assimilation de soufre sédimentaire) fournissant le soufre nécessaire à la saturation du magma et à la formation des gisements (Mainwaring et Naldrett, 1977; Green, 1978; Naldrett et al., 1979; Ripley, 1981). Considérons alors la possibilité de l'assimilation de soufre sédimentaire afin d'expliquer la présence des gisements dans les gabbros gloméro-porphyriques. Cette hypothèse est d'autant plus justifiée par le fait que les gabbros se trouvent toujours dans les niveaux supérieurs de la Formation de Baby, dans les unités sulfurées

2c3 et 2c4. Afin d'évaluer la possibilité d'assimilation, on examine les rapports d'isotopes de soufre et les rapports S/Se des sulfures des gisements. Des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de 0 à 3 ‰ et des rapports S/Se de moins de 10,000 sont typiques des sulfures magmatiques (Ohmoto et Rye, 1979; Naldrett, 1981), tandis que des valeurs isotopiques plus variables et des rapports S/Se de plus de 20,000 sont caractéristiques du soufre sédimentaire. Nos analyses de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures des gisements (figure 22), ajoutées aux données de Eckstrand (1983) et de Gebert (1987) pour les autres gisements semblables de la Fosse, donnent des rapports isotopiques de 0 à +9 ‰. Les rapports S/Se des sulfures des gisements (figure 23, annexe 5) donnent des valeurs entre 4,200 et 433,000. Pour fin de comparaison, nous avons aussi déterminé les rapports S/Se des sulfures sédimentaires des unités 2c3 et 2c4. Ceux-ci varient entre 29,800 et 1,360,000.

Les données suggèrent évidemment que les gabbros glomérophyriques ont assimilé des sulfures sédimentaires lors de leur mise en place dans le Baby supérieur, augmentant le niveau de soufre dans le magma au point où un fractionnement local du filon-couche a causé une saturation du soufre et la formation des gisements. Gebert (1987) a démontré théoriquement que, lors de l'incorporation dans un filon-couche de 0.5% de xénolites de mudstone pyriteux contenant 20% de pyrite, la conversion métamorphique de la pyrite à la pyrrhotine ajoute 400 ppm de soufre volatile au magma; très peu d'assimilation de sédiments pyriteux est alors nécessaire à la saturation du magma en soufre.

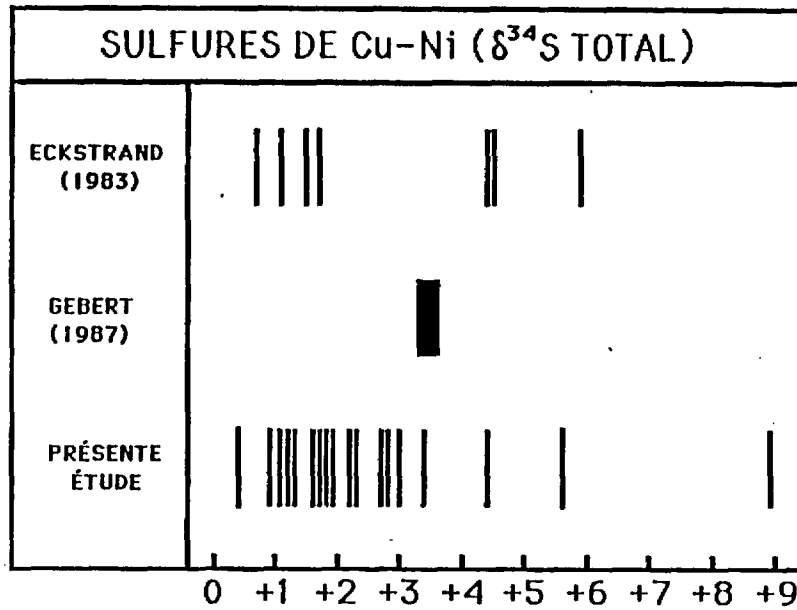


Figure 22. Compilation des données de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfures des gisements de Cu-Ni logés dans les gabbros gloméroporphyriques, Fosse du Labrador.

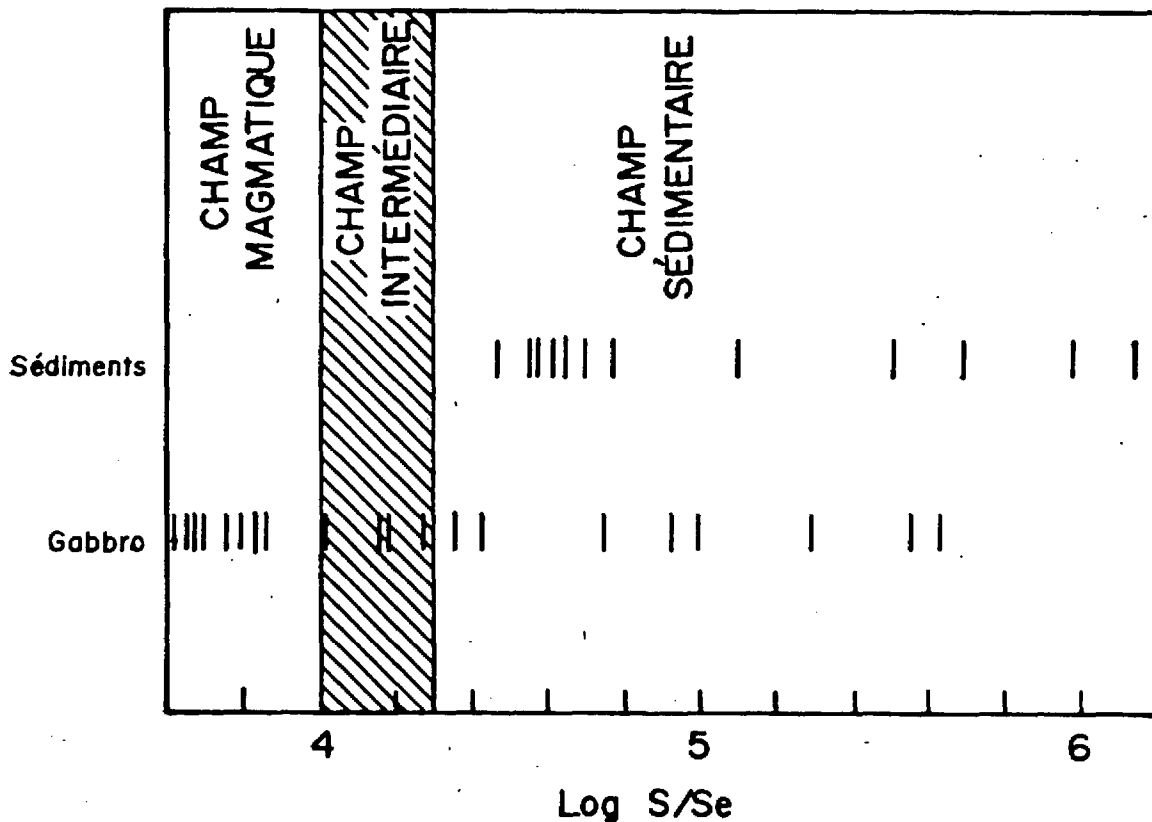


Figure 23. Valeurs logarithmiques des rapports S/Se des sulfures des gisements de Cu-Ni (Soucy 1, zone "C"; Leslie 2; Erickson 1) et des sulfures des unités du Baby supérieur (unités 2c3 et 2c4). Délimitation des champs magmatiques et sédimentaires selon Naldrett (1981).

Nous pouvons alors conclure qu'il n'existe aucun lien génétique entre les gabbros gloméroporphyriques et les gisements de Cu-Ni. Les données des éléments traces et des terres rares (section 3.6) suggèrent que l'abondance de plagioclase dans ces gabbros n'est pas le résultat de contamination importante de la croûte continentale. La présence de xénocristaux de quartz et la géochimie des zones minéralisées peuvent être expliquées par une contamination in situ du filon-couche de gabbro lors de son injection, à moins de 100 mètres du fond océanique, dans les horizons sédimentaires sulfurés du Baby supérieur. L'intrusion des gabbros gloméroporphyriques a entamé le volcanisme basaltique sous-marin qui a éventuellement créé l'empilement volcanique de la Formation d'Hellancourt. L'association des gabbros gloméroporphyriques et des minéralisations de Cu-Ni serait alors une coïncidence du fait que ces gabbros constituent les premières intrusions magmatiques et qu'ils ont été injectés directement dans les niveaux sédimentaires sulfurés.

5.3 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les analyses de métaux usuels et précieux de tous les échantillons minéralisés prélevés dans le secteur (annexes 3a, 4a, 4b) n'ont pas produit de valeurs économiques, à l'exception de deux valeurs en Cu (RW-28H1: 1.19% et RW-28H2: 1.62%). Ces échantillons ont été prélevés de basalte et de gabbro minéralisés et cisailés, tout près du gisement de Erickson 1, zone sud. Dans la même zone de cisaillement, une brèche sulfurée

(RW-30A) a titrée 0.27% de Zn et 0.64 % de As (annexes 3a et 6). Les autres types de lithologies analysées incluent des basaltes et gabbros cisailés et parfois albitisés (1-5% po+py), des basaltes et gabbros silicifiés (<1% po), des mudstones cisailés et sulfurés (10-40% po+py), des mudstones et siltstones sulfurés (5-10% po+py) et des veines de quartz-chlorite-carbonate-py.

Deux échantillons prélevés au hasard de l'indice Chrysler 2, situé juste au sud du secteur du lac Holannah, ont donné une moyenne de 2.59% Cu, 0.93% Ni, 0.09% Co et 6 g/t Ag.

Les analyses de métaux usuels et précieux d'environ 100 échantillons prélevés des coupes stratigraphiques des gisements de Cu-Ni ont été décevantes (annexe 4). Les valeurs les plus élevées obtenues des zones minéralisées sont 1.88% Cu, 0.37% Ni, 0.04% Co, 0.5 g/t Pt, 1.2 g/t Pd et 0.6 g/t Au. Ces valeurs ont toutes été obtenues de la zone sud de Erickson 1. La moyenne des échantillons minéralisés de Erickson 1, zone nord, donne 0.20% Cu, 0.12% Ni, 0.02% Co et 150 ppb Au+Pt+Pd. La moyenne des échantillons minéralisés de Leslie 2, zone nord, donne 0.32% Cu, 0.12% Ni, 0.03% Co et 150 ppb Au+Pt+Pd. Les valeurs en métaux usuels sont beaucoup plus faibles que les valeurs rapportées dans les estimations de réserves, ce qui laisse croire que ces estimations sont inexactes.

Compte tenu des valeurs obtenues et de nos idées concernant la genèse de ces gisements de Cu-Ni, le potentiel économique pour des concentrations primaires de platinoïdes dans ce type de gisement est limité. Les gisements magmatiques riches en plati-

noïdes ne présentent pas, généralement, d'évidence de contamination de soufre sédimentaire (Naldrett, 1981). Le Se est enrichi dans ces gisements (S/Se moins de 3000) puisque les minéraux contenant les EGP incluent des tellurures et des séléniures (Naldrett, 1981; Hulbert et al., 1988). Les gisements riches en platinoïdes présentent aussi des évidences de réactions prolongées entre le magma et le liquide sulfuré, ce qui n'est pas le cas dans les gabbros gloméroporphyriques. Ces réactions sont nécessaires car elles permettent le liquide sulfuré d'absorber les EGP du magma; l'enrichissement est proportionnel au volume de magma qui réagit avec le soufre.

Il est important de souligner que les valeurs les plus élevées ont été obtenues du gisement le plus déformé et le plus cisailé. La zone sud de Erickson 1 est logée dans une écaille tectonique le long d'une faille F1. La zone minéralisée présente des évidences de cisaillement, tels que des phénocristaux étirés, des micro-brèches et des mylonites. Les sulfures dans le gabbro et la pyroxénite sont aussi recristallisés et logés dans les plans de schistosité. Le fait qu'il y ait un enrichissement en métaux usuels, en EGP et en or est possiblement le résultat d'une remobilisation ductile des sulfures lors de la déformation et d'une concentration hydrothermale des métaux précieux par une circulation contemporaine de fluides métamorphiques. Nous croyons que cet effet de concentration des métaux précieux pourrait être analogue à l'enrichissement associé au processus de serpentinisation dans certains gisements hydrother-

maux de Cu-Ni-EGP-Au. La source primaire des métaux serait des sulfures magmatiques et les métaux seraient concentrés le long de structures cassantes durant la déformation et/ou l'altération (Talkington et Watkinson, 1984; Prichard et al., 1986). Ces processus ont pour effet d'enrichir le cuivre par rapport au nickel et le palladium par rapport au platine (Hulbert et al., 1988). Le potentiel économique du palladium demeure alors intéressant là où les gisements de Cu-Ni ont été tectonisés.

6. GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC CROCHET

6.1 INTRODUCTION

Le gisement de pyrite massive de Partington 1 est situé dans le coeur du synclinal du lac Crochet. Le gisement est constitué du mudstone pyriteux de l'unité 2c3 qui forme dans ce secteur un horizon continu de dimensions importantes. Le secteur du lac Crochet est le seul endroit dans le nord de la Fosse où le Baby supérieur est minéralisé de telle façon.

Le gisement affleure ici et là le long de la falaise sur la rive nord du lac Crochet. Il a été découvert en 1953 par Fenimore Iron Mines et exploré en 1954-1955 par Ungava Copper Corp. La compagnie rapporta des échantillons choisis de mudstone pyriteux dont un qui titra jusqu'à 6% de Zn et 0.7% de Cu, mais en général les sulfures massifs étaient stériles. La compagnie effectua de la cartographie géologique et implanta 5 sondages (759 m) afin de vérifier la continuité de la bande pyriteuse au

coeur du synclinal. En présumant un horizon continu, la compagnie estima un gisement de 27,220,000 tonnes de 25.88% de S.

6.2 STRATIGRAPHIE ET PÉTROLOGIE

La stratigraphie du gisement a déjà été décrite dans la section 3.3. Le mudstone pyriteux forme une unité de 1.5-6 m d'épaisseur contenant 40-100% de pyrite aphanitique. On observe dans le mudstone un litage qui est mis en évidence par des proportions variables de pyrite et de silicates. Un examen pétrographique des échantillons sulfurés indique que la pyrrhotine et la pyrite grossières dans les zones bréchiques et les zones de fractures sont remobilisées et recristallisées. La pyrite aphanitique du mudstone pyriteux consiste en grains allotriomorphes de pyrite (10-50 microns de diamètre) logés dans une pâte à grains très fins de quartz et de phyllosilicates. La pyrite fine ne remplace pas les silicates, ce qui indique qu'elle est syngénétique. Le tout rappelle un gisement syngénétique de sulfures massifs, semblable à l'horizon de sulfures laminés du gisement de Soucy 1 (Wares et al. 1988; Barrett et al. 1988). Nous assumons alors que le gisement de Partington 1 est le résultat d'une activité hydrothermale qui est survenue immédiatement avant l'emplacement des basaltes de la Formation d'Hellancourt. Soulignons que même si le mudstone pyriteux forme une unité d'étendue locale, il est possible que les mudstones ferrugineux des unités 2c3 et 2c4 sont beaucoup plus communs à l'échelle régionale et que ceux-ci forment un horizon ferrugi-

neux caractéristique du contact entre le Baby et l'Hellancourt.

6.3 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les analyses de quinze échantillons de minéralisation représentative prélevés du secteur n'ont rapporté aucune valeur économique (annexe 3b). Les échantillons riches en pyrite et pyrrhotine (jusqu'à 80%), soient le mudstone pyriteux et la brèche sulfurée de la zone de faille, ont donné des valeurs métallifères jusqu'à 0.12% de Zn et 60 ppb Au. L'analyse de deux veines de quartz recoupant le mudstone pyriteux n'a révélé aucune valeur économique en métaux précieux. L'échantillonnage limité suggère alors que cet horizon consiste en sulfures de fer massifs et qu'il est dépourvu de métaux usuels et précieux. Le seul indice de minéralisation de métaux usuels dans ce secteur consiste en les anciennes analyses rapportées par Ungava Copper Corp., et il nous est impossible de les vérifier.

Le gabbro gloméroporphyrique en contact faillé avec la brèche sulfurée est minéralisé sur 0.5 à 1 m d'épaisseur avec 5-10% de pyrrhotine et <1% de chalcopryrite. Les travaux de Ungava Copper Corp. ont révélé, dans le gabbro minéralisé, jusqu'à 0.31% de Cu et 0.13% de Ni sur 2.1 m (tranchée).

Il nous est évidemment impossible d'évaluer avec précision les réserves du gisement de sulfures massifs, mais le calcul suivant donne une idée du potentiel (Fe, S) de ce secteur: En présumant un horizon continu de pyrite massive de 3 m d'épaisseur en moyenne et un horizon de brèche de pyrrhotine de 1 m d'épais-

seur, ces horizons formeraient une couche d'une superficie approximative de 2000 x 1500 m dans le sud du synclinal du lac Crochet. En présumant aussi une moyenne conservatrice de 50% de sulfures de fer, le tout donne un gisement de quelques 48,000,000 tonnes métriques à 27% de soufre.

7. GÉOLOGIE DE L'INDICE KAN

7.1 INTRODUCTION

L'indice Kan comprend un petit gisement de sulfures massifs (Zn-Pb-Cu-Ag-Au) semblable au gisement de Koke (Wares et al., 1988). L'indice est situé 1.5 km à l'est de la rivière Caniapiscau, tout près de la chute de la Pyrite (figure 24). L'indice affleure très peu et consiste en trois petites tranchées contenant des blocs (jusqu'à 2 m de large) de sulfures massifs. Il a été découvert en 1974 par Cominco Ltd. lors de travaux de reconnaissance pour les gisements de sulfures massifs. Le but de leur travaux était de découvrir d'autres lentilles dans le faciès sulfuré (ardoise graphiteuse) de la formation de fer de Baby. Cominco découvrit dans le secteur des blocs de sulfures massifs dont les analyses titrèrent jusqu'à 10% de Zn, 8% de Pb, 0.13% de Cu et 275 g/t Ag. De 1975-1976, la compagnie effectua des levés géologique, électromagnétique et lithogéochimique et implanta 9 sondages (350 m). Un seul forage recoupa la lentille de sulfures massifs; l'intersection (1.2 m) titra 5.2% de Zn, 2.6% de Pb et 96 g/t Ag.

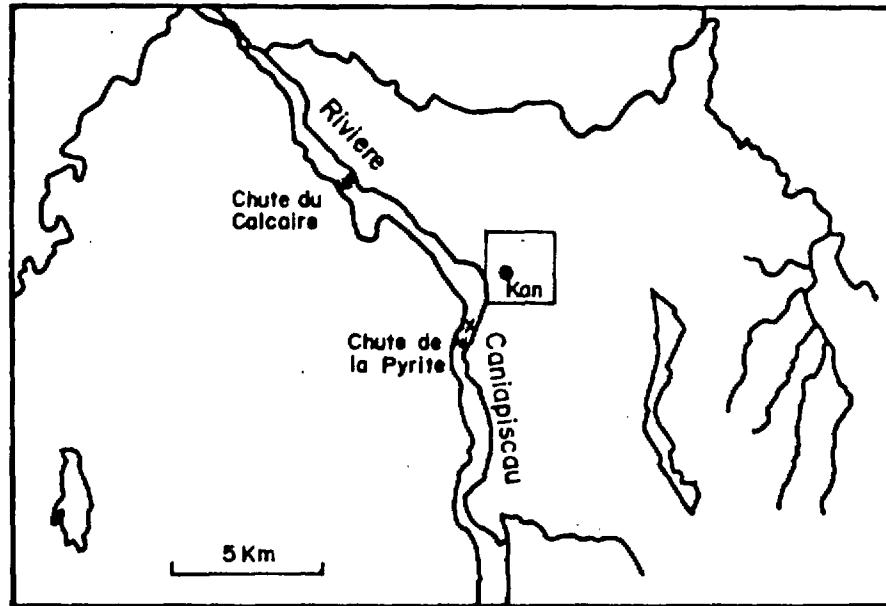


Figure 24. Localisation du secteur d'étude, indice Kan. La carte géologique du secteur est présentée en figure 25. Echelle 1:250000, SNRC 24F.

7.2 STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE

Le manque d'affleurements dans le secteur immédiat de l'indice ne permet pas une analyse détaillée du contexte géologique de la minéralisation (figure 25). Nous ne pouvons que signaler que le contexte est semblable à celui du gisement de Koke. La lentille de sulfures massifs est logée dans les ardoises graphiteuses de la formation de fer, au coeur d'un antiforme P3. L'unité d'ardoise graphiteuse est très étendue dans le secteur, définissant un dôme structural qui est le résultat de la superposition de plis P3 et P4. Les plis P3 sont serrés et déversés vers le SO. L'ardoise graphiteuse est intercalée avec les faciès silicaté et carbonaté de la formation de fer et le tout est recoupé de métagabbro aphyrique.

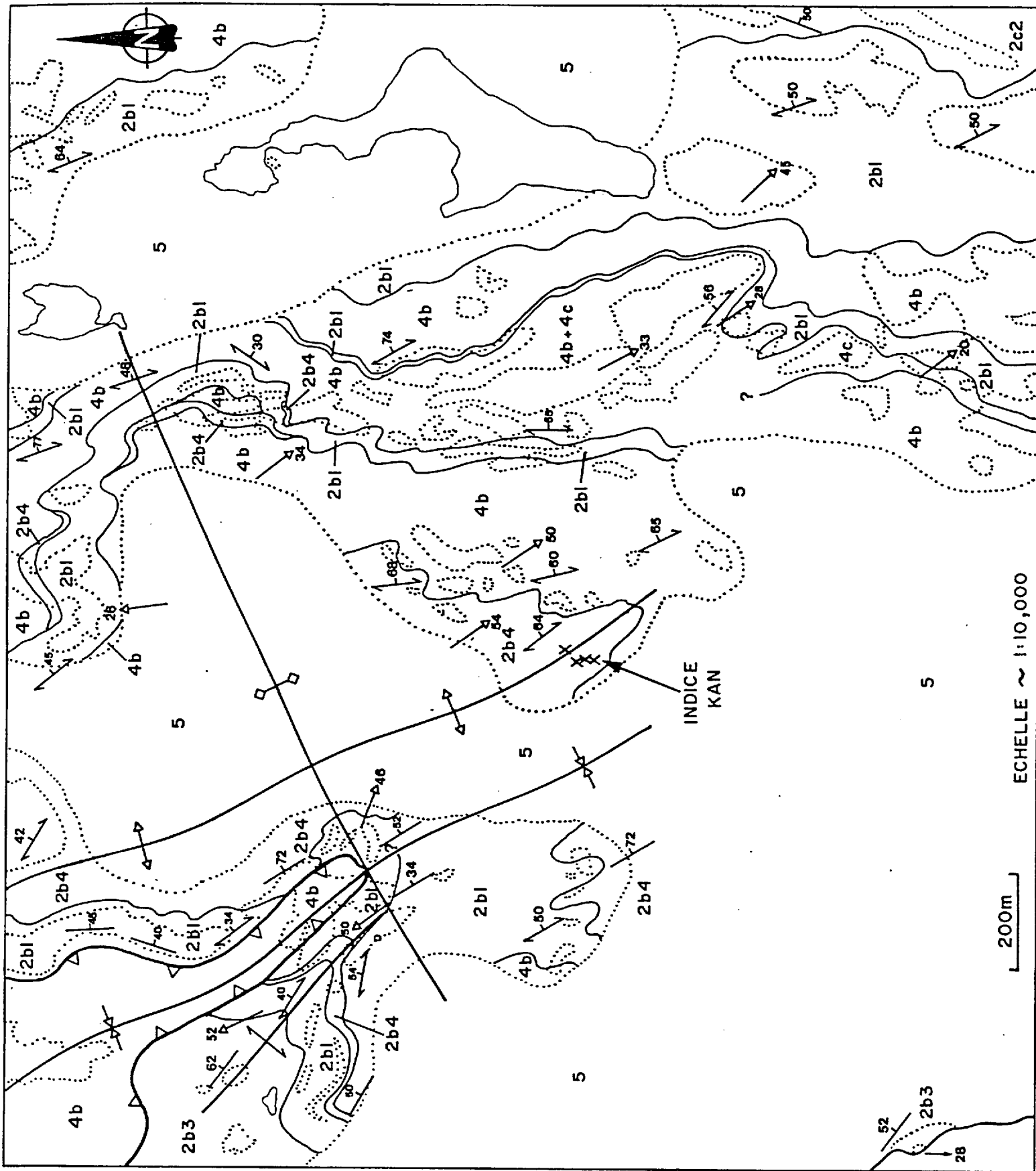


Figure 25. Géologie du secteur de l'indice Kan. La légende est à la page suivante.

LEGENDE DE LA FIGURE 25

AFFLEUREMENT

- x PETIT
- AIRE D'AFFLEUREMENTS

CONTACT GÉOLOGIQUE

- CERTAIN OU PROBABLE
- - - INCERTAIN

STRATIFICATION

- A B · SOMMET NON DÉTERMINÉ:
- a) INCLINÉE
- b) VERTICALE

SCHISTOSITÉ, CLIVAGE

- S1; INCLINÉ, VERTICAL
- S3; INCLINÉ, VERTICAL
- S4; INCLINÉ, VERTICAL

DIACLASE

- a) INCLINÉE
- b) VERTICALE

LINÉATION ET AXE DE PLI OBSERVÉ

LINÉATION D'INTERSECTION RÉSULTANT DE LA RENCONTRE DE:

- a) LA STRATIFICATION AVEC UNE SURFACE S1 (L₁⁰ OU AXE P1)
- b) LA STRATIFICATION AVEC UNE SURFACE S3 (L₃⁰ OU AXE P3)
- c) LA STRATIFICATION AVEC UNE SURFACE S4 (L₄⁰ OU AXE P4)

FAILLE DE CHEVAUCHEMENT (F1)

PLI RÉGIONAL (TRACE DE SURFACE AXIALE)

- a) ANTIFORME P3 DÉVERSÉ VERS L'OUEST
- b) SYNFORME P3 DÉVERSÉ VERS L'OUEST
- c) SYNFORME P4 DROIT
- d) ANTIFORME P4 DROIT

Mentionnons aussi que nous avons observé, à l'extrémité sud-est du secteur, un conglomérat à cailloux semblable à l'unité 2c2 observée dans le secteur du lac Holannah. Ce conglomérat quartzofeldspathique, cependant, contient des blocs anguleux de dolomie atteignant 30 cm de diamètre. Ce sont des blocs de la formation d'Abner, leur présence dans le Baby supérieur ayant déjà été notée par Clark (1979). La présence des blocs indique que la sédimentation de la Formation de Baby était associée à l'érosion de l'Abner, probablement le long de failles lystriques sur la marge continentale effondrée du bassin Protérozoïque.

Dans une des tranchées de l'indice, un des blocs est sub-vertical et est en contact avec un schiste à séricite chertoux qui passe graduellement à une ardoise graphiteuse. Les relations sont semblables à la stratigraphie du gisement de Koke et nous croyons, pour cette raison, que les blocs sont en place. En assumant que les tranchées reflètent l'étendue de la lentille, celle-ci serait environ 20 m de long, 5 m de large et de profondeur inconnue. Nous estimons que la lentille est orientée parallèle à la schistosité régionale, soit 340° - 65° . D'après le contexte structural local, elle doit plonger vers le SE.

7.3 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les analyses de métaux usuels et précieux des sulfures massifs indiquent des valeurs et rapports métallifères semblables à celles obtenues dans le gisement de Koke, à l'exception des valeurs d'argent et d'arsenic qui sont plus

élevées à l'indice Kan. Le tableau ci-dessous résume les résultats. Les analyses de la série d'échantillons 63700-63704 sont incluses par courtoisie de Noranda Exploration Ltée. Les analyses de Norex ont aussi révélé des valeurs anormales en Sb (240-500 ppm), en Sn (590-660 ppm), en Te (70-140 ppm) et en Cd (30-240 ppm).

ANALYSES DE SULFURES MASSIFS DE L'INDICE KAN

| ECHANT. | Cu(%) | Zn(%) | Pb(%) | As(%) | Ag(g/t) | Au(ppb) |
|-------------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|
| 63700 | ? | >3.0 | ? | 0.76 | 270 | 594 |
| 63701 | ? | 1.80 | ? | 1.71 | 82 | 1460 |
| 63702 | ? | 2.61 | ? | 0.56 | 180 | 925 |
| 63703 | ? | >3.0 | ? | 0.42 | 420 | 677 |
| 63704 | ? | >3.0 | ? | 0.37 | 350 | 831 |
| RW-53A-87 | 0.07 | 12.2 | 4.01 | 0.55 | 140 | 3160 |
| RW-53B-87 | 0.03 | 17.8 | 8.41 | 0.65 | 284 | 840 |
| RW-53C-87 | 0.03 | 17.9 | 8.32 | 0.67 | 291 | 905 |
| RW-054A-87 | 0.03 | 11.1 | 6.66 | 0.16 | 255 | 520 |
| RW-054B2-87 | 0.05 | 7.72 | 5.74 | 0.52 | 235 | 505 |

Les travaux de Norex ont aussi révélé la présence de filons de quartz aurifères dans la formation de fer, juste au sud du secteur d'étude. Des échantillons tirés au hasard d'un filon de 15 cm de large et de longueur indéterminée ont donné des valeurs jusqu'à 15 g/t Au (indice des chutes de la Pyrite).

8. CONCLUSIONS

Les données géologiques, pétrologiques et géochimiques présentées dans ce rapport nous permettent d'arriver aux conclusions suivantes:

1) Nous avons reconnu trois unités additionnelles dans le membre supérieur de la Formation de Baby. L'unité 2c2, composée de wackes subfeldspathique et quartzique, affleure dans les secteurs de Kan et du lac Holannah et représente une sédimentation turbiditique par canalisation en chenaux. Dans le secteur de Kan, l'unité contient des blocs anguleux de la Formation d'Abner, ceci étant le résultat de l'érosion de la dolomie près des failles lystriques sur la marge continentale effondrée.

L'unité 2c3 est composée d'ardoise noire lustrée et de mudstone pyriteux et elle affleure dans le secteur du lac Crochet. Le mudstone pyriteux constitue le gisement de Partington 1 et est probablement le résultat d'une activité hydrothermale locale. L'unité 2c4 est composée d'ardoise cherteuse et sulfurée et montre une extension latérale importante sur l'ensemble de la région du lac Gerido. Cette unité représente le sommet de la Formation de Baby, et représente une deuxième unité ferrifère dans cette formation, étant distincte de la formation de fer (membre médian). La déformation, le long des zones de failles, des unités 2c3 et 2c4 a remobilisé les sulfures et a créé des brèches sulfureuses riches en pyrrhotine. Ces brèches ne contiennent que des traces de métaux usuels.

2) L'échantillonnage de la formation de fer dans un secteur dépourvu de sulfures syngénétiques a démontré que les faciès sont riches en oxydes de fer (e.g. faciès silico-carbonaté à magnétite), témoignant d'une fugacité d'oxygène qui augmente en s'éloignant des zones proximales aux décharges hydrothermales.

3) La région du sud du lac Gerido a été affectée par trois phases de déformation. La première a produit des plis isoclinaux de taille mésoscopique et des failles de chevauchement. Le clivage S1 est pénétrant et concentré près des zones de failles. La deuxième phase de déformation (D3 pour l'ensemble du nord de la Fosse du Labrador) est responsable du style structural régional qui consiste en grands plis serrés, surtout des synclinaux, d'orientation NO-SE; ces plis sont recoupés par des failles de chevauchement F3. Les structures D1 et D3 sont coaxiales et le style des plis mésoscopiques ainsi que les relations entre clivages sont les seuls critères permettant de distinguer entre les éléments structuraux des deux phases de déformation. La troisième phase de déformation (D4 régional) a affecté toute la région et a produit des plis ouverts orientés 70° qui ont une plus faible influence sur le patron structural, créant localement des dômes et bassins.

4) Le gabbro gloméroporphyrique occupe une position stratigraphique constante dans le nord de la Fosse, soit au contact des Formations de Baby et d'Hellancourt. La découverte d'un système hypabyssal nourricier prouve que le gabbro est intimement relié

aux volcanites et que celui-ci a nourrit les basaltes gloméroporphyriques qui caractérisent la base de la pile volcanique.

5) Notre interprétation géochimique des gabbros gloméroporphyriques nous mène à croire que l'abondance du plagioclase dans le gabbro est le résultat du fractionnement avancé de cette phase dans une chambre magmatique en profondeur. Le fractionnement pourrait être dû à une baisse de la pression reliée à une montée du magma. Nous n'avons aucune évidence géochimique suggérant qu'une contamination de la croûte continentale est responsable de la formation des glomérophénocristaux. La présence de xénocristaux de quartz et la géochimie des gisements de Cu-Ni indiquent que les magmas gloméroporphyriques ont assimilé une quantité limitée de sédiments sulfurés lors de leur mise en place dans l'unité 2c4 du Baby supérieur. Cette incorporation du soufre sédimentaire a augmenté la concentration du soufre dans le magma, et le fractionnement local des filons-couches (formation du cumulat de pyroxénite) a entamé la précipitation d'un liquide sulfuré et la formation des gisements de Cu-Ni.

6) Compte tenu de la source exogène du soufre dans ces gisements, des teneurs relativement faibles en Se et du fait que la séparation des liquides sulfurés s'est faite in situ dans les filons-couches, le potentiel pour des teneurs économiques en EGP dans ces gisements est limité. Les zones tectonisées de ces gisements sont enrichies en métaux usuels et précieux (surtout

le Cu et le Pd) et constituent les meilleurs cibles d'exploration, malgré que nos analyses indiquent des teneurs subéconomiques en métaux précieux.

7) Dans le secteur du lac Hianveu, les analyses de douze échantillons de veines de quartz-chlorite-py-cp logées dans la formation de fer n'ont donné aucune valeur anormale en or ou en argent. La formation de fer, cependant, est relativement peu déformée dans ce secteur. Compte tenu des découvertes récentes, par Noranda Exploration Ltée., de minéralisations aurifères filoniennes près du secteur de Kan (Chutes de la Pyrite) et dans la région du lac St-Pierre, nous concluons que la formation de fer offre, dans les régions plus déformées, un potentiel intéressant pour l'or. Ces régions incluraient celles des lacs St-Pierre, Lafortune et Rachel au nord de la rivière Koksoak, et, au sud de la rivière, les régions des lacs Maizerets et Hérodier.

9. RÉFÉRENCES

- Avramtchev, L., 1986 (compilateur): Carte Miérale du Québec, MERQ, DV 85-09.
- Baragar, W.R.A., 1967: Wakuach lake map-area, Quebec-Labrador. Comm. Geol. Can. Mémoire 344.
- _____ et Scoates, R.F.J. (1981): The circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? Dans: Precambrian Plate Tectonics. Kröner, A. (ed.), Developments in Precambrian Geology 4, Elsevier Scientific, Amsterdam, p. 297-330.
- Barrett, T.J., Wares, R.P. et Fox, J.S., 1988: Two-stage hydrothermal formation of a Lower Proterozoic sediment-hosted massive sulfide deposit, northern Labrador Trough, Quebec. Can. Mineral. 26, 871-888.
- Bélanger, M., Clark, T., Hébert, C., Marcoux, P., 1983: Géologie et potentiel minéral des fosses du Labrador et d'Ungava. MERQ, rapport interne non-publié.
- Boone, E., 1987: Petrology and tectonic implications of the Hellancourt volcanics, northern Labrador Trough, Quebec. Thèse de Maîtrise non-publiée, Université McGill, Montréal, 95 p.
- Buchanan, D.L. et Nolan, J., 1979: Solubility of sulphur and sulphide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld Complex rocks. Can. Mineral. 17, 483-494.
- Clark, T., 1978: Région du lac Hérodier, Nouveau-Québec. MRNQ, DPV-568.
- _____, 1979: Région du lac Napier, territoire du Nouveau-Québec. MRNQ, DPV-663.
- _____, 1987: Platinum group element occurrences of the Labrador Trough. MERQ, document de promotion 18, Prospector's and Developer's Convention, Toronto, Février 1987.
- Clark, T., 1988: Stratigraphie, pétrographie et pétrochimie de la Formation de Fer de Baby, région du lac Hérodier, Fosse du Labrador. MERQ, ET 87-13.
- _____, Bélanger, M. et Giovenazzo, D., 1986: Métaux précieux au Nouveau-Québec. MERQ, document de promotion 6, Prospector's and Developer's Association, Annual Meeting, 1986.

- Clark, T., Bélanger, M., Lamothe, Kish, L. et Marcoux, P., 1988: Recent developments in precious metal exploration in New-Québec. MERQ, document de promotion PRO 88-02.
- _____ et Thorpe, manuscrit soumis: Model lead ages from the Labrador Trough and their stratigraphic implications. Symposium on the Trans-Hudsonian Orogen, Rencontre Annuel GAC-MAC 1987, Saskatoon, Saskatchewan.
- Cox, K.G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J., 1979: The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London, 450 p.
- Czamanske, G.K. et Moore, J.G., 1977: Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from the mid-Atlantic ridge rift valley near 37° lat. Geol. Soc. Amer. Bull. 88, 587-599.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969: Balanced cross-sections. J. Can. des Sci. de la Terre 6, 743-757.
- Dennis, J.G., 1967: International tectonic dictionary. Am. Ass. Pet. Geol. Mem. 7.
- Dimroth, E., 1970: Evolution of the Labrador Geosyncline. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, 2717-2742.
- _____, 1972: The Labrador Geosyncline revisited. Amer. Jour. Sci. 272, 487-506.
- _____, 1978: Région de la fosse du Labrador (54°30'-56°30'). MNRQ, Rapport Géologique 193.
- _____, 1981: Labrador Geosyncline: type example of early Proterozoic cratonic reactivation. Dans: Precambrian Plate Tectonics. Kroner, A. (ed.), Developments in Precambrian Geology 4, Elsevier Scientific, Amsterdam, p. 331-352.
- Dimroth, E., Baragar, W.R.A., Bergeron, R. et Jackson, G.D., 1970: The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. Dans: Baer, A.E. (ed.), Basins and geosynclines of the Canadian shield. Comm. Géol. Can., rapport 70-40, 45-142.
- _____ et Dressler, B., 1978: Metamorphism of the Labrador Trough. Dans: Metamorphism in the Canadian Shield. Comm. Géol. Can., rapport 78-10, 215-236.
- Dugas, J., 1970: Minéralisation métallique dans la Fosse du Labrador. MRNQ, ES-5.

- Eckstrand, R., 1983: Sulphur isotope data for selected nickel deposits of the Labrador Trough and Thompson Belt. Geol. Surv. Can., poster presented at Current Activities Forum, January 1983.
- Elthon, D., 1984: Plagioclase buoyancy in oceanic basalts: Chemical effects. Geochim. Cosmochim. Acta. 48, 753-768.
- Fahrig, W.F., 1957: Geology of certain Proterozoic rocks in Quebec and Labrador. Royal Soc. of Canada Sp. Pub. 2, pp. 112-123.
- Flower, M.F., 1980: Accumulation of calcic plagioclase in ocean-ridge tholeiites: an indication of spreading rate? Nature 285, 530-532.
- Fournier, D., 1981: Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni dans la partie nord de la fosse du Labrador. MERQ, DPV-835, rapport préliminaire.
- _____, 1982: Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni dans la partie centrale de la fosse du Labrador. MERQ, DPV-929, rapport préliminaire.
- _____, 1983 : Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni de la Fosse du Labrador. Mémoire des Sciences de la Terre no. 83-02. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France; thèse de doctorat de troisième cycle.
- Francis, D.M., Ludden, J. et Hynes, A., 1983: Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. Jour. Pet. 24, 556-582.
- Fryer, B.J., 1972: Age determinations in the Circum-Ungava Geosyncline and evolution of Precambrian banded iron-formations. Jour. Can. Sci. Terre 9, 652-663.
- Gebert, J., 1987: A metallogenic study of the Frederickson Lake Area, southern Labrador Trough, Quebec. Thèse de Maîtrise non-publiée, Université McGill, Montréal.
- Goulet, N., 1986: Etude tectonique et stratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador - Région de la baie aux feuilles et du lac Bérard. MERQ, MB 86-27, rapport intérimaire.
- _____, 1987: Etude tectonique de la partie nord de la Fosse du Labrador - Région à l'ouest de Kuujjuaq. MERQ, MB 87-21, rapport intérimaire.
- Green, A.H., 1978: Evolution of Fe-Ni sulfide ores associated with Archean ultramafic komatiites, Langmuir Township, Ontario. Thèse de Doctorat non-publiée, Université de Toronto, Toronto.

- Green, N.L., 1975: Archean glomeroporphyritic basalts. Jour. Can. Sci. Terre 12, 1770-1784.
- Hamlyn, P.R. et Keays, R.R., 1986: Sulphur saturation and second stage melts: application to the Bushveld platinum metal deposits. Econ. Geol. 81, 1431-1445.
- Haughton, D.R., Roeder, P.L. et Skinner, B.J., 1974: Solubility of sulphur in mafic magmas. Econ. Geol. 69, 451-461.
- Hulbert, L.J., Duke, J.M., Eckstrand, O.R., Lydon, J.W., Scoates, R.F.J., Cabri, L.J. et Irvine, T.N., 1988: Geological Environments of the Platinum Group Elements. Comm. Géol. Can., Open File 1440, 148 p.
- Hynes, A., 1978: Early recumbent folds in the northeastern part of the northern Labrador trough. Jour. Can. Sci. Terre 15, 245-252.
- Irvine, T.N., 1975: Crystallisation sequences of the Muskox intrusion and other layered intrusions II: Origin of the chromite layers and other similar deposits of magmatic ores. Geochim. Cosmochim. Acta 39, 991-1020.
- James, H.L., 1954: Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol. 49, 235-285.
- Le Gallais, C.J. et Savoie, S., 1982: Basin evolution of the lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador miogeocline (trough), Quebec. Bull. Can. Pet. Geol. 30, 150-166.
- MacLean, W.H., 1969: Liquidus phase relationships in the FeS-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ system, and their application in geology. Econ. Geol. 64, 865-884.
- Mainwaring, P.R. et Naldrett, A.J., 1977: Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota. Econ. Geol. 72, 1269-1284.
- McGoldrick, P.J., Keays, R.R. et Scott, B.S., 1979: Thallium: a sensitive indicator of rock/seawater interaction and of sulfur saturation in silicate melts. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1303-1311.
- MERQ, 1986: Code stratigraphique nord-américain. Traduction du "North American Stratigraphic Code, by the North American Commission on stratigraphic nomenclature, A.A.P.G. 1983". MERQ, DV 86-02.

- Mitchell, R.H. et Keays, R.R., 1981: Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: Implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2425-2442.
- Moore, J.G. et Fabbi, B.P., 1971: An estimate of the juvenile sulphur content of basalt. *Contr. Mineral. Petrol.* 33, 118-127.
- Moorhead, J. et Hynes, A., 1986: Structure and metamorphism of the eastern flank of the Renia Gneiss Dome. *Résumé dans le programme, rencontre annuelle GAC-MAC, Ottawa*, p. 103.
- Morse, L., 1982: A partisan review of Proterozoic anorthosites. *Amer. Mineral.* 67, 1087-1100.
- Naldrett, A.J., 1969: A portion of the system Fe-S-O between 900°C and 1080°C and its application to sulfide ore magmas. *Jour. Petrol.* 10, 171-201.
- Naldrett, A.J., 1981: Nickel sulphide deposits: classification, composition and genesis, dans Skinner, B.J. (éditeur), *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 628-685.
- Naldrett, A.J., Hoffman, E.L., Green, A.H., Chou, C.L. et Naldrett, S.R., 1979: The composition of Ni-sulphide ores with particular reference to their content of PGE and Au. *Can. Mineral.* 17, 403-415.
- Ohmoto, H. et Rye, R.O., 1979: Isotopes of sulphur and carbon, dans Barnes, H.L. (éditeur), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2ième éd. Wiley Interscience, New-York, p. 509-567.
- Perreault, S., Hynes, A. et Moorhead, J., 1987: Metamorphism of the eastern flank of the Labrador trough, Kuujuaq, Ungava, northern Quebec. *Résumé dans le programme, rencontre annuelle GAC-MAC, Saskatoon, 1987*, p. 81.
- Phinney, W.C. et Morrison, D.A., 1982: Archean megacrystic plagioclase units and the tectonic setting of greenstones. *Lunar Planet. Sci. Inst., Report 82-01, Houston*, p. 121-124.
- Prichard, H.M., Neary, C.R. et Potts, P.J., 1986: Platinum group minerals in the Shetland ophiolite, dans Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. et Prichard, H.M. (éditeurs), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. The Institution of Mining and Metallurgy*, p. 395-414.

- Ringwood, A.E., 1966: The chemical composition and the origin of the earth, dans Hurley, P.M. (éditeur), *Advances in Earth Sciences*. MIT Press, Cambridge, Mass.
- Ripley, E.M., 1981: Sulphur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Econ. Geol.* 76, 610-620.
- Rodgers, J., (1963): Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia. *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.* 47, 1527-1536.
- Sauvé, P. & Bergeron, R., 1965: Région des lacs Gerido et Thévenet. MRNQ, rapport géologique 104.
- Shima, H. et Naldrett, A.J., 1975: Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. *Econ. Geol.* 70, 960-967.
- Stockwell, C.H., 1982: Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. *Comm. Géol. Can.* rapport 80-19.
- Stolper, E.M. et Walker, D., 1980: Melt density and the average composition of basalt. *Contr. Mineral. Petrol.* 74, 7-12.
- Talkington, R.W. et Watkinson, D.H., 1984: Trends in the distribution of the precious metals in the Lac-des-Iles Complex, Northwestern Ontario. *Can. Mineral.* 22, 125-136.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., (1984): An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 310, 549-590.
- Vance, J.A., 1969: On Synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 7-29.
- Wardle, R.J. et Bailey, D.G., 1981: Early Proterozoic sequences in Labrador. Dans: Campbell, F.H.A. (ed.), *Proterozoic Basins in Canada*. *Comm. Geol. Can.* rapport 81-10.
- Wares, R.P., 1987: Métallogénie des gîtes de sulfures du nord de la Fosse du Labrador. MERQ, *Exploration au Québec: Etudes géoscientifiques récentes*, DV 87-25, p. 45-48.
- Wares, R.P. et Berger, J., 1987: Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57ième parallèle, Fosse du Labrador. MERQ, MB 87-19, rapport préliminaire.

Wares, R.P., Berger, J. et St-Seymour, K., 1988: Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57ième parallèle, Fosse du Labrador. MERQ, MB 88-05, rapport intérimaire, étape I.

Wendlandt, R.F., 1982: Sulphide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. Amer. Mineral. 67, 877-885.

ANNEXE 1 - TABLEAU LITHOSTRATIGRAPHIQUE

| | | |
|----------------|-----|--|
| prism (914) | 5 | PLÉISTOCÈNE: sable, gravier |
| | 4 | FILONS-COUCHES DE MONTAGNAIS: |
| (910) | 4d | Diorite quartzifère |
| (905) | 4c3 | Anorthosite |
| (970) | 4c2 | Pyroxénite (±gloméroporphyrrique) |
| (931) | 4c1 | Gabbro gloméroporphyrrique |
| (931) | 4c | Filon-couche gloméroporphyrrique non-différencié |
| (920) | 4b4 | Gabbro pegmatitique |
| (909) | 4b3 | Gabbro équigranulaire leucocrate |
| (907) | 4b2 | Gabbro équigranulaire mésocrate |
| (908) | 4b1 | Gabbro équigranulaire mélanocrate |
| (907) | 4b | Gabbro équigranulaire non-différencié |
| (956) | 4a | Péridotite serpentinisée |
| | 3 | FORMATION D'HELLANCOURT: |
| (966) | 3d | Ardoise graphiteuse |
| (911) | 3c | Basalte équigranulaire massif |
| (912) | 3b | Basalte aphanitique coussiné |
| (913) | 3a | Basalte gloméroporphyrrique massif et coussiné |
| | 2 | FORMATION DE BABY: |
| | | MEMBRE SUPÉRIEUR: |
| (963) | 2c4 | Ardoise noire cherteuse, chert carbonaté |
| (966) | 2c3 | Ardoise noire lustrée graphiteuse, mudstone pyriteux, pyrite aphanitique massive |
| (941) | 2c2 | Dominance de grès et de conglomérat feldspathique |
| (943) | 2c1 | Rythmite, phyllade, quartzite |
| (946) | 2c | Non-différencié |
| | | MEMBRE MÉDIAN (FORMATION DE FER): |
| (940) | 2b7 | Chert carbonaté et sulfuré |
| (912) | 2b6 | Métabasalte (schiste chloriteux carbonaté) |
| (968) | 2b5 | Phyllade argenté |
| (966) | 2b4 | Faciès sulfuré: ardoise graphiteuse |
| (906) | 2b3 | Faciès carbonaté: chert et ankérite interlités |
| (904) | 2b2 | Faciès de transition: 2b1 et 2b3 |
| (937) | 2b1 | Faciès silico-carbonaté: Mudstone vert foncé (2b1a); sous-faciès à grunérite (2b1b); sous-faciès à magnétite-chert (2b1c); sous-faciès à ankérite (2b1d); chert carbonaté (2b1e) |
| (925) | 2b | Non-différencié |
| | | MEMBRE INFÉRIEUR: |
| (962) | 2a5 | Ardoise noire et brun foncé |
| (968) | 2a4 | Phyllade argenté |
| (936) | 2a3 | Siltstone et mudstone laminés |
| (942) | 2a2 | Quartzite |
| (943) | 2a1 | Grès, siltstone, mudstone interlités (rythmites) |
| (945) | 2a | Non-différencié |
| (903) | 1 | FORMATION D'ABNER: Dolomie massive, dolomie gréseuse, phyllade dolomitique |

ANNEXE 2 - ANALYSES DE ROCHES SÉDIMENTAIRES

| NO. D'ÉCHANTILLON | NOM | SECTEUR | SiO2 (%) | TiO2 (%) | Al2O3 (%) | Fe2O3 (%) | MnO (%) | MgO (%) | CaO (%) | Na2O (%) | K2O (%) | P2O5 (%) | PAP (%) | TOTAL (%) | Cu (ppm) | Zn (ppm) | Pb (ppm) | Ni (ppm) | Co (ppm) | V (ppm) | Ba (ppm) | Ag (ppm) | Au (ppb) |
|-------------------|--------------------------|----------|-------------|-------------|--------------|--------------|------------|------------|------------|-------------|------------|-------------|------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| RW-1091D-87 | MST PERRUG. (2c3) | HOLLANAH | 47.5 | 0.63 | 9.47 | 25.9 | 0.06 | 2.86 | 0.37 | 3.31 | 0.23 | 0.05 | 10.4 | 100.8 | 103 | 16 | 22 | 157 | 154 | 373 | 73 | 0.1 | 4 |
| RW-1091P-87 | MST PERRUG. (2c3) | HOLLANAH | 44.6 | 0.48 | 12.1 | 24.7 | 0.06 | 4.27 | 1.38 | 4.01 | 0.83 | 0.19 | 8.51 | 101.1 | 305 | 41 | 181 | 140 | 130 | 124 | 184 | 0.1 | 5 |
| RW-1730A-87 | MST PERRUG. (2c3) | CROCHET | 45.7 | 0.49 | 9.18 | 22.8 | 0.06 | 4.18 | 3.96 | 2.77 | 0.99 | 0.05 | 9.60 | 99.8 | 507 | 119 | 33 | 134 | 160 | 106 | 214 | 0.3 | 9 |
| RW-2121A-87 | PP SILICATEE (2b1d) | HIANVBU1 | 43.6 | 0.38 | 7.31 | 28.6 | 0.37 | 3.85 | 0.63 | 0.13 | 1.81 | 0.08 | 14.6 | 101.3 | 109 | 89 | 14 | 20 | 143 | 76 | 375 | 0.1 | 1 |
| RW-2125-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU1 | 69.4 | 0.08 | 2.12 | 16.3 | 0.26 | 2.56 | 3.23 | 0.01 | 0.35 | 0.33 | 6.25 | 100.9 | 71 | 10 | 33 | 10 | 83 | 14 | 129 | 0.2 | 1 |
| RW-2126-87 | PP SILICATEE (2b1e) | HIANVBU1 | 37.8 | 0.13 | 4.43 | 34.4 | 0.36 | 3.34 | 0.69 | 0.12 | 2.17 | 0.19 | 17.8 | 101.3 | 66 | 11 | 59 | 10 | 154 | 27 | 218 | 0.2 | 1 |
| RW-2128-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU1 | 57.9 | 0.10 | 2.98 | 26.1 | 0.43 | 3.06 | 3.77 | 0.09 | 1.30 | 0.04 | 5.70 | 101.5 | 121 | 11 | 26 | 10 | 135 | 20 | 229 | 0.3 | 1 |
| RW-2129-87 | PP SILICATEE (2b1e) | HIANVBU1 | 42.1 | 0.13 | 4.31 | 29.3 | 0.36 | 3.44 | 1.91 | 0.12 | 2.72 | 0.04 | 16.0 | 100.4 | 54 | 23 | 24 | 15 | 134 | 25 | 816 | 0.1 | 1 |
| RW-2133-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU1 | 56.1 | 0.08 | 2.56 | 32.2 | 0.39 | 1.87 | 2.23 | 0.40 | 1.88 | 0.04 | 3.04 | 100.0 | 10 | 10 | 200 | 11 | 167 | 26 | 80 | 0.2 | 1 |
| RW-2134-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU1 | 60.9 | 0.12 | 3.77 | 17.5 | 0.37 | 3.26 | 5.93 | 0.01 | 0.68 | 0.02 | 8.39 | 101.0 | 160 | 13 | 13 | 10 | 76 | 13 | 115 | 0.2 | 1 |
| RW-2136-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU1 | 81.1 | 0.03 | 1.22 | 12.1 | 1.38 | 0.73 | 1.59 | 0.43 | 0.10 | 0.05 | 2.10 | 100.8 | 187 | 10 | 99 | 10 | 71 | 10 | 10 | 0.1 | 1 |
| RW-2139-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU1 | 36.0 | 0.10 | 2.34 | 23.4 | 0.19 | 1.62 | 0.69 | 0.42 | 1.03 | 0.04 | 34.7 | 100.5 | 50 | 31 | 36 | 10 | 113 | 21 | 73 | 0.1 | 1 |
| RW-2151A-87 | RYTH (2c1) + MT | HIANVBU2 | 58.4 | 0.38 | 12.2 | 13.6 | 0.42 | 2.90 | 2.62 | 3.03 | 3.33 | 0.07 | 1.14 | 98.1 | 44 | 33 | 40 | 24 | 69 | 22 | 1030 | 0.2 | 1 |
| RW-2154-87 | METABAS CARBONATE (2b6) | HIANVBU2 | 46.4 | 0.97 | 14.4 | 10.6 | 0.18 | 7.00 | 7.66 | 3.63 | 0.68 | 0.10 | 8.66 | 100.2 | 163 | 48 | 108 | 113 | 73 | 217 | 61 | 0.1 | 1 |
| RW-2158A-87 | PP SILICATEE (2b1b) | HIANVBU2 | 56.8 | 0.18 | 5.92 | 32.9 | 0.50 | 2.65 | 0.02 | 0.08 | 0.11 | 0.04 | 2.68 | 101.9 | 88 | 33 | 45 | 10 | 156 | 58 | 107 | 0.1 | 2 |
| RW-2160-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU2 | 49.1 | 0.24 | 5.99 | 33.0 | 1.56 | 3.78 | 1.13 | 1.62 | 2.00 | 0.15 | 2.02 | 100.6 | 47 | 31 | 20 | 14 | 171 | 49 | 327 | 0.1 | 1 |
| RW-2162-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU2 | 69.5 | 0.04 | 1.42 | 11.8 | 2.51 | 2.15 | 5.38 | 0.41 | 0.19 | 0.09 | 6.95 | 100.5 | 64 | 10 | 5 | 23 | 67 | 10 | 72 | 0.6 | 23 |
| RW-2165-87 | PP SILICATEE (2b1c)+GRES | HIANVBU2 | 54.1 | 0.36 | 7.72 | 28.8 | 0.45 | 3.21 | 1.06 | 2.26 | 1.97 | 0.09 | 1.04 | 101.1 | 67 | 37 | 327 | 15 | 135 | 46 | 362 | 0.1 | 2 |
| RW-2167A-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU3 | 91.4 | 0.02 | 0.74 | 5.29 | 0.39 | 0.14 | 0.93 | 0.04 | 0.22 | 0.03 | 0.81 | 100.0 | 146 | 10 | 53 | 10 | 59 | 10 | 95 | 0.2 | 1 |
| RW-2179-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU4 | 71.8 | 0.06 | 2.14 | 15.7 | 1.61 | 1.15 | 3.57 | 0.90 | 0.14 | 0.12 | 3.74 | 100.9 | 55 | 10 | 21 | 10 | 86 | 10 | 38 | 0.2 | 18 |
| RW-2180-87 | PP SILICATEE (2b1a) | HIANVBU4 | 50.9 | 0.73 | 11.1 | 28.6 | 0.21 | 5.00 | 0.18 | 0.09 | 0.07 | 0.15 | 3.95 | 101.0 | 18 | 85 | 376 | 32 | 137 | 59 | 53 | 0.1 | 1 |
| RW-2185-87 | PP SILICATEE (2b1a) | HIANVBU4 | 46.6 | 0.34 | 7.34 | 36.2 | 0.93 | 3.15 | 0.16 | 0.16 | 0.01 | 0.10 | 7.18 | 102.1 | 31 | 40 | 51 | 15 | 176 | 49 | 53 | 0.1 | 1 |
| RW-2186-87 | PP SILICATEE (2b1a) | HIANVBU4 | 63.3 | 0.47 | 10.6 | 17.6 | 0.24 | 3.95 | 0.01 | 0.01 | 0.91 | 0.06 | 3.72 | 100.8 | 117 | 82 | 29 | 10 | 72 | 58 | 273 | 0.1 | 5 |
| RW-2187-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU4 | 48.9 | 0.08 | 3.17 | 26.5 | 2.11 | 1.84 | 7.26 | 2.15 | 0.20 | 0.90 | 6.66 | 99.7 | 10 | 10 | 25 | 10 | 147 | 23 | 114 | 0.5 | 1 |
| RW-2188A-87 | PP SILICATEE (2b1a) | HIANVBU4 | 60.2 | 0.56 | 11.7 | 17.4 | 0.27 | 3.43 | 0.39 | 0.01 | 1.96 | 0.07 | 4.62 | 100.6 | 46 | 55 | 34 | 28 | 98 | 70 | 576 | 0.1 | 16 |
| RW-2190-87 | PP, FACIES SULPURE (2b4) | HIANVBU4 | 57.7 | 0.46 | 13.3 | 18.6 | 0.19 | 4.49 | 0.04 | 0.01 | 1.52 | 0.07 | 4.53 | 101.0 | 69 | 126 | 185 | 25 | 92 | 98 | 390 | 0.1 | 1 |
| RW-2196-87 | PP SILICATEE (2b1c) | HIANVBU4 | 63.4 | 0.16 | 2.83 | 25.7 | 1.40 | 1.31 | 1.78 | 1.15 | 0.35 | 0.18 | 2.15 | 100.4 | 75 | 10 | 39 | 10 | 159 | 32 | 62 | 0.1 | 4 |
| RW-2197-87 | PP SILICATEE (2b1d) | HIANVBU4 | 47.5 | 0.15 | 4.92 | 31.8 | 0.47 | 3.60 | 0.35 | 0.11 | 0.01 | 0.08 | 12.6 | 101.6 | 10 | 26 | 14 | 10 | 158 | 29 | 13 | 0.1 | 1 |
| RW-2199-87 | PP SILICATEE (2b1d) | HIANVBU4 | 26.7 | 0.29 | 8.43 | 31.5 | 1.53 | 7.45 | 7.67 | 0.09 | 0.01 | 0.06 | 17.5 | 101.2 | 10 | 64 | 34 | 10 | 155 | 41 | 51 | 0.3 | 1 |
| RW-2200-87 | PP, FACIES SULPURE (2b4) | HIANVBU4 | 49.4 | 0.47 | 14.7 | 17.8 | 0.95 | 3.06 | 0.08 | 0.01 | 4.24 | 0.11 | 10.5 | 100.5 | 61 | 80 | 58 | 68 | 106 | 145 | 596 | 0.5 | 10 |

ANNEXE 3A: ANALYSES DE METAUX USUELS ET PRECIEUX DU SECTEUR DU LAC HOLLANAH

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | Cu(ppm) | Zn(ppm) | Pb(ppm) | Ni(ppm) | Co(ppm) | Mn(ppm) | Fe (%) | Ag(ppm) | Au(ppb) |
|-------------------|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| RW-0001P-87 | VEINE DE QZ + CP, AS | - | - | - | - | - | - | - | 3.8 | 54 |
| RW-0004A-87 | MST + 10% SU | 424 | 62 | 44 | 162 | 59 | 206 | 12.8 | 0.2 | 4 |
| RW-0005A-87 | SCH GRAPHITEUX +PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0006C-87 | BRECHE SU | 190 | 208 | 107 | 112 | 90 | 20 | 23.3 | 0.4 | 28 |
| RW-0018A1-87 | BRECHE SU | 367 | 2 | 31 | 145 | 136 | 93 | 23.9 | 0.9 | 13 |
| RW-0018B-87 | BAS CIS + QZ-PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 3 |
| RW-0021A-87 | BAS CIS + PO | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0021C-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0026A1-87 | MST CIS + 20% SU | 8390 | 68 | 21 | 761 | 103 | 70 | 9.80 | 2.6 | 4 |
| RW-0028D-87 | CORNEENNE + 10% SU | 230 | 13 | 316 | 111 | 33 | 237 | 10.3 | 0.1 | 1 |
| RW-0028H1-87 | GAB CIS + 10% SU | 11900 | 107 | 100 | 106 | 19 | 901 | 10.8 | 3.7 | 8 |
| RW-0028H2-87 | BAS CIS + 10% SU | 16200 | 99 | 24 | 104 | 18 | 842 | 8.92 | 4.3 | 10 |
| RW-0030A-87 | BRECHE SU | 639 | 2710 | 461 | 340 | 133 | 159 | 24.9 | 0.9 | 31 |
| RW-0030B2-87 | BAS CIS + 10% PO | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0033A-87 | VEINE DE QZ + CP | - | - | - | - | - | - | - | 0.5 | 1 |
| RW-0033E-87 | BAS CIS + QZ-PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 5 |
| RW-0033F5-87 | GAB CIS + 10% SU | 464 | 52 | 32 | 672 | 64 | 213 | 10.0 | 0.4 | 2 |
| RW-0040A-87 | CHERT + 2% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0045-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 2 |
| RW-0058B-87 | MST CIS + 40 % SU | 90 | 10 | 34 | 29 | 125 | 119 | 18.7 | 0.5 | 7 |
| RW-0058C-87 | MST CIS + 40 % SU | 74 | 426 | 49 | 19 | 144 | 77 | 18.4 | 0.2 | 5 |
| RW-0058D-87 | MST CIS + 20 % SU | 302 | 33 | 309 | 115 | 21 | 328 | 22.5 | 0.3 | 1 |
| RW-0502-87 | GAB CIS + 20% SU | 344 | 52 | 29 | 72 | 42 | 490 | 13.7 | 0.2 | 1 |
| RW-0509A-87 | BAS ALT + 10% SU | 104 | 49 | 18 | 60 | 47 | 1140 | 5.65 | 0.1 | 2 |
| RW-0509B-87 | VEINE DE QZ + PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-0650-87 | SU MASSIF (CHRYSLER) | 20600 | 170 | 33 | 9430 | 877 | 49 | 27.5 | 5.5 | 13 |
| RW-0651-87 | SU MASSIF (CHRYSLER) | 31200 | 203 | 29 | 9180 | 869 | 17 | 26.1 | 7.1 | 16 |
| RW-1009A-87 | BAS CIS + SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1025A-87 | MST SILICEUX+10% PY | 97 | 1414 | 95 | 49 | 29 | 717 | 4.65 | 0.5 | 1 |
| RW-1029B-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 1 |
| RW-1033D-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1035A-87 | MST CIS + 5% SU | 133 | 19 | 7 | 19 | 10 | 180 | 6.35 | 0.3 | 2 |
| RW-1036-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1051C-87 | BAS CIS + 10% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1051D-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1059A1-87 | SST LAM + 30% SU | 636 | 239 | 5 | 223 | 59 | 120 | 20.9 | 0.1 | 1 |
| RW-1060-87 | VEINE DE QZ + PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.4 | 1 |
| RW-1061A-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 2 |
| RW-1083B-87 | BAS ALT + 10% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1088A-87 | GAB + 20% SU | 191 | 2 | 23 | 80 | 47 | 138 | 3.05 | 0.2 | 1 |
| RW-1089B-87 | SST + 30% SU | 813 | 8 | 29 | 134 | 92 | 153 | 15.6 | 0.5 | 5 |
| RW-1094C1-87 | MST LAM + 10% SU | 929 | 75 | 9 | 36 | 53 | 152 | 4.98 | 0.1 | 2 |
| RW-1098C-87 | SU MASSIF | 96 | 270 | 196 | 98 | 81 | 26 | 23.8 | 1.1 | 54 |
| RW-1101C1-87 | BRECHE SU | 384 | 410 | 47 | 127 | 50 | 45 | 23.9 | 0.3 | 5 |
| RW-1101C2-87 | MST CIS + 40% SU | 280 | 303 | 40 | 88 | 178 | 248 | 22.5 | 0.1 | 3 |
| RW-1001C3-87 | BRECHE SU | 308 | 428 | 46 | 156 | 21 | 39 | 24.2 | 0.2 | 3 |
| RW-1101C4-87 | BRECHE SU | 481 | 681 | 41 | 146 | 77 | 75 | 28.5 | 0.6 | 1 |
| RW-1101D2-87 | BAS CIS + SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1104A1-87 | GAB SILIC + 1% PO | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1104A8-87 | GAB SILIC | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1104A9-87 | GAB SILIC | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 1 |

ANNEXE 3A: ANALYSES DE METAUX USUELS ET PRECIEUX DU SECTEUR DU LAC HOLANNAH (SUITE)

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | Cu(ppm) | Zn(ppm) | Pb(ppm) | Ni(ppm) | Co(ppm) | Mn(ppm) | Fe (%) | Ag(ppm) | Au(ppb) |
|-------------------|--------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| RW-1104C1-87 | GAB GH + 30% SU | 778 | 24 | 27 | 350 | 113 | 169 | 14.6 | 0.3 | 3 |
| RW-1104C2-87 | MST CL + 30% PY | 607 | 20 | 43 | 486 | 306 | 227 | 30.2 | 0.9 | 2 |
| RW-1107F-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1108E-87 | SST LAM + 10% PO | 290 | 36 | 117 | 51 | 31 | 695 | 14.9 | 0.1 | 2 |
| RW-1111C-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1115A2-87 | VEINE DE QZ + CP | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1115B-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1121-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1125C4-87 | BAS CIS | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1125C5-87 | BAS SILIC + 1% SU | - | - | - | - | - | - | - | 1.2 | 6 |
| RW-1125C9-87 | BAS SILIC + 1% SU | - | - | - | - | - | - | - | 1.5 | 8 |
| RW-1138B-87 | BAS CIS + 2% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-1144A-87 | BAS CIS + 5% SU | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2015-87 | BAS SI + 30% PY | 79 | 9 | 74 | 82 | 45 | 128 | 20.5 | 0.6 | 53 |
| RW-2017A-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.3 | 10 |
| RW-2025-87 | VEINE DE QZ + CP | - | - | - | - | - | - | - | 0.5 | 6 |
| RW-2026D-87 | BRECHE SU | 372 | 194 | 210 | 193 | 48 | 243 | 23.3 | 0.1 | 3 |
| RW-2026F-87 | BAS CIS + 10% SU | 136 | 448 | 24 | 55 | 10 | 999 | 11.0 | 0.1 | 1 |
| RW-2059A1-87 | BAS CIS + QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2059B-87 | CORNEENNE + 10% PO | 251 | 14 | 21 | 93 | 30 | 235 | 8.03 | 0.1 | 1 |
| RW-2071C1-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2073A-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 1 |
| RW-2089A-87 | BAS CIS + 30% PY | 461 | 16 | 111 | 238 | 90 | 164 | 21.9 | 0.1 | 2 |
| RW-2109B-87 | BAS ALT + 5% SU | 155 | 115 | 7 | 84 | 56 | 934 | 6.92 | 0.1 | 1 |
| RW 3018B-87 | MST LAM + 10% SU | 185 | 1030 | 31 | 132 | 36 | 160 | 8.42 | 0.1 | 2 |

ANNEXE 3B: ANALYSES DE METAUX USUELS ET PRECIEUX DE PARTINGTON

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | Cu(ppm) | Zn(ppm) | Pb(ppm) | Ni(ppm) | Co(ppm) | Mn(ppm) | Fe (%) | Ag(ppm) | Au(ppb) |
|-------------------|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| RW-1512C1-87 | VEINE DE QZ | - | - | - | - | - | - | - | 1.7 | 1 |
| RW-1512D1-87 | VEINE DE QZ + PO | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 2 |
| RW-1734-87 | CHERT GRIS | - | - | - | - | - | - | - | 0.3 | 3 |
| RW-1515D1-87 | MST CIS + 30% SU | 399 | 1270 | 17 | 305 | 210 | 75 | 27.3 | 0.1 | 2 |
| RW-1515D2-87 | BRECHE SU | 144 | 160 | 29 | 279 | 32 | 103 | 26.4 | 0.2 | 2 |
| RW-1516B-87 | BRECHE SU | 444 | 622 | 24 | 145 | 89 | 223 | 41.8 | 0.4 | 1 |
| RW-1516C-87 | PY AP MASSIVE | 85 | 29 | 33 | 29 | 40 | 46 | 18.9 | 0.6 | 21 |
| RW-1517F2-87 | MST LAM + 30% PY | 30 | 94 | 24 | 46 | 19 | 81 | 9.25 | 0.3 | 2 |
| RW-1517F3-87 | BRECHE SU | 520 | 1040 | 39 | 241 | 39 | 195 | 30.9 | 0.2 | 10 |
| RW-1526-87 | SU MASSIF | 535 | 21 | 28 | 133 | 88 | 158 | 18.9 | 0.1 | 3 |
| RW-1532-87 | PY AP MASSIVE | 84 | 55 | 33 | 50 | 64 | 14 | 19.0 | 0.7 | 44 |
| RW-1533F-87 | PY AP MASSIVE | 72 | 295 | 22 | 88 | 38 | 182 | 15.8 | 0.7 | 42 |
| RW-1534B1-87 | PY AP MASSIVE | 162 | 507 | 88 | 56 | 36 | 119 | 21.1 | 1.0 | 66 |
| RW-1534B2-87 | PY AP MASSIVE | 117 | 1190 | 86 | 97 | 59 | 103 | 22.1 | 1.2 | 58 |

ANNEXE 3C: ANALYSES DE METAUX PRECIEUX DE HIANVEU

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | Cu(ppm) | Zn(ppm) | Pb(ppm) | Ni(ppm) | Co(ppm) | Mn(ppm) | Fe (%) | Ag(ppm) | Au(ppb) |
|-------------------|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|
| RW-2121B-87 | VEINE DE QZ + 10% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2122-87 | VEINE DE QZ + CP | - | - | - | - | - | - | - | 0.8 | 1 |
| RW-2137-87 | VEINE DE QZ-CL | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2152A-87 | MST NOIR + 5% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 3 |
| RW-2155-87 | MST NOIR + 1% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2158B-87 | VEINE DE QZ + 2% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2158D-87 | VEINE DE QZ + 20% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 1 |
| RW-2169-87 | BAS CIS + QZ | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 8 |
| RW-2174-87 | CHERT + 10% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.3 | 6 |
| RW-2184-87 | MST NOIR + 5% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 1 |
| RW-2188B-87 | VEINE DE QZ + 2% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 2 |
| RW-2201-87 | PHYLLADE + 5% PY | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 | 8 |

ANNEXE 4A - ANALYSES D'ELEMENTS TRACES DE ERICKSON 1

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | V (ppm) | Cr (ppm) | Ni (ppm) | Cu (ppm) | Co (ppm) | Au (ppb) | Pt (ppb) | Pd (ppb) | Ba (ppm) | Wb (ppm) | Zr (ppm) | Y (ppm) | Sr (ppm) | Rb (ppm) |
|-------------------|-----------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| RW-37C1-87 | TREMPE, 1% SU | 424 | 135 | 108 | 104 | 135 | 2 | 10 | 2 | 67 | 9 | 115 | 28 | 109 | 8 |
| RW-37C2-87 | GABBRO G.F. | 361 | 112 | 119 | 202 | 110 | 3 | 10 | 2 | 65 | 7 | 105 | 27 | 244 | 8 |
| RW-37C3-87 | GABBRO | 343 | 153 | 123 | 387 | 94 | 18 | 10 | 10 | 104 | 7 | 109 | 28 | 251 | 10 |
| RW-37C4-87 | GABBRO | 339 | 112 | 143 | 176 | 111 | 1 | 10 | 3 | 83 | 8 | 96 | 23 | 187 | 15 |
| RW-37C5-87 | GABBRO CPI | 289 | 122 | 190 | 58 | 99 | 1 | 10 | 5 | 105 | 8 | 88 | 21 | 127 | 18 |
| RW-37C6-87 | GABBRO CPI | 272 | 105 | 231 | 90 | 122 | 1 | 10 | 5 | 95 | 7 | 87 | 20 | 129 | 20 |
| RW-37C7-87 | GABBRO | 299 | 132 | 175 | 201 | 109 | 1 | 10 | 4 | 34 | 9 | 98 | 23 | 173 | 9 |
| RW-37C8-87 | GABBRO CPI | 251 | 109 | 256 | 20 | 125 | 1 | 10 | 6 | 152 | 7 | 80 | 17 | 69 | 33 |
| RW-37C9-87 | GABBRO CPI | 214 | 86 | 404 | 16 | 136 | 1 | 10 | 5 | 52 | 8 | 79 | 16 | 64 | 9 |
| RW-37C10-87 | PYROXENITE | 188 | 84 | 443 | 59 | 137 | 1 | 10 | 4 | 47 | 7 | 70 | 13 | 95 | 8 |
| RW-37C11-87 | PYROXENITE | 153 | 83 | 494 | 31 | 156 | 1 | 10 | 6 | 46 | 6 | 65 | 10 | 54 | 17 |
| RW-37C12-87 | PYROXENITE | 146 | 77 | 475 | 182 | 151 | 1 | 10 | 4 | 56 | 7 | 67 | 7 | 64 | 14 |
| RW-37C13-87 | PYROXENITE GH | 137 | 65 | 425 | 105 | 115 | 1 | 10 | 9 | 108 | 5 | 60 | 9 | 117 | 21 |
| RW-37C14-87 | GABBRO GH | 170 | 56 | 150 | 173 | 61 | 1 | 10 | 3 | 64 | 7 | 65 | 11 | 167 | 9 |
| RW-37C15-87 | GABBRO GH | 261 | 55 | 109 | 72 | 65 | 1 | 10 | 4 | 23 | 8 | 82 | 15 | 147 | 9 |
| RW-37C16-87 | GABBRO GH | 169 | 75 | 279 | 27 | 110 | 1 | 10 | 5 | 9 | 7 | 61 | 10 | 143 | 5 |
| RW-37C17-87 | GABBRO GH, 2% S | 211 | 57 | 153 | 176 | 70 | 1 | 10 | 17 | 38 | 7 | 73 | 11 | 99 | 8 |
| RW-37C18-87 | GABBRO GH | 88 | 25 | 179 | 58 | 67 | 2 | 10 | 2 | 9 | 7 | 63 | 9 | 201 | 8 |
| RW-37C19-87 | GABBRO GH | 202 | 218 | 136 | 50 | 69 | 4 | 10 | 2 | 9 | 6 | 63 | 11 | 125 | 6 |
| RW-37C20-87 | GABBRO GH | 201 | 29 | 133 | 29 | 52 | 1 | 10 | 2 | 64 | 8 | 86 | 15 | 180 | 14 |
| RW-38B1-87 | TREMPE | 418 | 144 | 128 | 81 | 85 | 2 | 10 | 2 | 133 | 9 | 112 | 28 | 126 | 24 |
| RW-38B2-87 | GABBRO, 2% SU | 274 | 88 | 295 | 184 | 137 | 1 | 10 | 11 | 41 | 8 | 78 | 16 | 109 | 9 |
| RW-38B3-87 | GABBRO CPI | 254 | 92 | 237 | 77 | 117 | 2 | 10 | 3 | 94 | 6 | 75 | 15 | 153 | 13 |
| RW-38B4-87 | PYROXENITE | 126 | 192 | 453 | 12 | 150 | 1 | 10 | 2 | 115 | 6 | 62 | 7 | 75 | 10 |
| RW-38B5-87 | PYROXENITE | 134 | 78 | 409 | 24 | 152 | 1 | 10 | 4 | 86 | 7 | 64 | 5 | 44 | 6 |
| RW-38B6-87 | PYROX GH, 10% S | 121 | 73 | 694 | 646 | 186 | 4 | 10 | 15 | 23 | 5 | 60 | 7 | 45 | 7 |
| RW-38B7-87 | GABBRO GH, 5% S | 145 | 66 | 752 | 1890 | 88 | 15 | 20 | 71 | 49 | 5 | 63 | 8 | 198 | 19 |
| RW-38B8-87 | PYROX GH, 5% SU | 127 | 65 | 999 | 1330 | 211 | 5 | 10 | 17 | 9 | 7 | 62 | 7 | 71 | 7 |
| RW-38B9-87 | PYROX GH, 10% S | 155 | 88 | 910 | 657 | 167 | 2 | 10 | 26 | 37 | 5 | 58 | 7 | 124 | 17 |
| RW-38B10-87 | PYROX GH, 1% SU | 62 | 71 | 124 | 194 | 58 | 1 | 10 | 10 | 80 | 5 | 60 | 5 | 144 | 29 |
| RW-38B11-87 | PYROX GH, 10% S | 103 | 62 | 1310 | 1400 | 180 | 4 | 30 | 63 | 67 | 5 | 53 | 5 | 142 | 12 |
| RW-38B12-87 | GABBRO GH, 20% | 189 | 92 | 3700 | 5420 | 240 | 13 | 50 | 120 | 9 | 5 | 48 | 5 | 153 | 8 |
| RW-38B13-87 | GABBRO GH, 5% S | 80 | 71 | 714 | 684 | 128 | 3 | 30 | 140 | 9 | 5 | 59 | 8 | 119 | 10 |
| RW-38B14-87 | GABBRO GH, 1% S | 104 | 60 | 672 | 781 | 166 | 6 | 20 | 53 | 9 | 6 | 55 | 5 | 112 | 8 |
| RW-38B15-87 | GABBRO GH, 10% | 116 | 103 | 1510 | 1110 | 212 | 1 | 40 | 110 | 17 | 5 | 51 | 5 | 124 | 6 |
| RW-38C1-87 | TREMPE | 527 | 133 | 68 | 35 | 94 | 1 | 10 | 3 | 123 | 11 | 117 | 35 | 212 | 12 |
| RW-38C2-87 | GABBRO G.F. | 309 | 114 | 136 | 51 | 99 | 1 | 10 | 3 | 52 | 8 | 99 | 24 | 164 | 13 |
| RW-38C3-87 | GABBRO CPI | 223 | 101 | 332 | 76 | 127 | 1 | 10 | 8 | 83 | 7 | 78 | 17 | 114 | 16 |
| RW-38C4-87 | PYROXENITE | 211 | 103 | 430 | 51 | 147 | 1 | 10 | 4 | 39 | 6 | 74 | 14 | 93 | 10 |
| RW-38C5-87 | PYROXENITE, 5% | 95 | 102 | 481 | 212 | 131 | 1 | 10 | 16 | 36 | 7 | 57 | 6 | 67 | 11 |
| RW-38C6-87 | PYROXENITE, 2% | 115 | 155 | 768 | 1030 | 222 | 10 | 10 | 24 | 41 | 5 | 52 | 7 | 30 | 6 |
| RW-38C7-87 | PYROXENITE, 10% | 112 | 138 | 900 | 880 | 235 | 1 | 10 | 13 | 36 | 5 | 58 | 8 | 39 | 7 |
| RW-38C8-87 | GABBRO GH, 20% | 122 | 115 | 2800 | 7050 | 310 | 6 | 50 | 220 | 9 | 5 | 47 | 5 | 183 | 9 |
| RW-38C9-87 | GABBRO GH, 10% | 146 | 90 | 942 | 873 | 121 | 4 | 40 | 160 | 27 | 7 | 59 | 8 | 163 | 8 |
| RW-38C10-87 | GABBRO GH, 30% | 74 | 110 | 3320 | 4450 | 265 | 13 | 50 | 270 | 9 | 5 | 49 | 5 | 141 | 8 |
| RW-38C11-87 | PYROXENITE, 5% | 80 | 163 | 719 | 1300 | 128 | 7 | 20 | 190 | 9 | 5 | 48 | 5 | 56 | 7 |
| RW-38C12-87 | GABBRO CPI, 5% | 174 | 348 | 957 | 1710 | 136 | 15 | 20 | 93 | 54 | 8 | 71 | 13 | 79 | 8 |
| RW-38C13-87 | GABBRO GH, 15% | 85 | 142 | 1560 | 5930 | 212 | 9 | 120 | 540 | 9 | 5 | 52 | 5 | 154 | 8 |
| RW-38C14-87 | GABBRO GH, 5% S | 126 | 86 | 891 | 1250 | 123 | 13 | 10 | 150 | 44 | 5 | 54 | 7 | 116 | 8 |
| RW-38C15-87 | GABBRO GH, 2% S | 106 | 161 | 646 | 1250 | 121 | 10 | 10 | 17 | 48 | 6 | 56 | 8 | 118 | 10 |
| RW-38C16-87 | GABBRO, 10% SU | 277 | 410 | 680 | 2260 | 150 | 18 | 30 | 120 | 14 | 9 | 76 | 17 | 101 | 8 |
| RW-38C17-87 | GABBRO GH, 2% S | 226 | 106 | 505 | 1080 | 109 | 1 | 10 | 12 | 92 | 7 | 64 | 11 | 197 | 15 |
| RW-38C18-87 | PYROXENITE, 1% | 147 | 235 | 1670 | 594 | 184 | 2 | 50 | 220 | 20 | 5 | 55 | 7 | 34 | 7 |
| RW-38C19-87 | PYROXENITE | 159 | 166 | 707 | 450 | 142 | 1 | 10 | 33 | 61 | 6 | 62 | 8 | 29 | 7 |
| RW-38C20-87 | GABBRO | 176 | 175 | 503 | 418 | 130 | 1 | 10 | 8 | 26 | 5 | 67 | 13 | 96 | 9 |
| RW-38C21-87 | GABBRO CPI | 194 | 185 | 368 | 372 | 106 | 1 | 10 | 6 | 64 | 6 | 69 | 12 | 116 | 11 |
| RW-38C22-87 | GABBRO | 177 | 157 | 393 | 115 | 102 | 1 | 10 | 3 | 9 | 6 | 69 | 11 | 120 | 9 |
| RW-38C23-87 | GABBRO | 158 | 221 | 434 | 31 | 116 | 1 | 10 | 2 | 30 | 8 | 63 | 11 | 95 | 6 |
| RW-38C24-87 | GABBRO | 168 | 265 | 385 | 128 | 107 | 1 | 10 | 3 | 9 | 8 | 65 | 11 | 109 | 8 |
| RW-38C25-87 | GABBRO | 148 | 259 | 441 | 386 | 111 | 2 | 10 | 3 | 40 | 6 | 64 | 12 | 107 | 9 |

ANNEXE 4B - ANALYSES D'ELEMENTS TRACES DE LESLIE 2

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | V | Cr | Ni | Cu | Co | Au | Pt | Pd | Ba | Nb | Zr | Y | Sr | Rb |
|-------------------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppb) | (ppb) | (ppb) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) |
| RW-42A1-87 | GABBRO GH, 10% SU | 185 | 103 | 575 | 1310 | 130 | 18 | 10 | 17 | 20 | 6 | 65 | 10 | 141 | 7 |
| RW-42A2-87 | GABBRO GH, 5% SU | 155 | 116 | 254 | 624 | 76 | 3 | 10 | 9 | 9 | 6 | 63 | 9 | 152 | 8 |
| RW-42A3-87 | GABBRO GH, 5% SU | 178 | 129 | 187 | 130 | 57 | 2 | 10 | 6 | 9 | 7 | 67 | 11 | 149 | 8 |
| RW-42A4-87 | GABBRO GH, 10% SU | 181 | 86 | 1410 | 3020 | 305 | 18 | 60 | 190 | 23 | 6 | 61 | 8 | 137 | 7 |
| RW-42A5-87 | GABBRO GH, 10% SU | 104 | 71 | 772 | 934 | 141 | 7 | 20 | 71 | 64 | 5 | 57 | 5 | 86 | 8 |
| RW-42A6-87 | GABBRO GH | 183 | 60 | 109 | 145 | 54 | 1 | 10 | 2 | 64 | 6 | 69 | 11 | 167 | 7 |
| RW-42A10-87 | GABBRO GH | 62 | 14 | 24 | 82 | 19 | 1 | 10 | 2 | 110 | 5 | 55 | 5 | 216 | 23 |
| RW-42B1-87 | PYROXENITE | 142 | 107 | 1280 | 1210 | 287 | 7 | 10 | 15 | 45 | 5 | 53 | 7 | 43 | 6 |
| RW-42B2-87 | PYROXENITE, 2% SU | 118 | 116 | 578 | 414 | 178 | 1 | 20 | 11 | 25 | 6 | 53 | 8 | 38 | 8 |
| RW-42B3-87 | PYROX, 20% SU | 135 | 104 | 1220 | 7450 | 346 | 1 | 130 | 59 | 96 | 5 | 48 | 5 | 111 | 9 |
| RW-42B4-87 | PYROX GH, 10% SU | 127 | 78 | 810 | 972 | 213 | 4 | 10 | 10 | 63 | 5 | 50 | 5 | 184 | 7 |
| RW-42B5-87 | PYROX GH, 30% SU | 269 | 163 | 1600 | 862 | 386 | 2 | 10 | 5 | 78 | 6 | 44 | 5 | 113 | 6 |
| RW-42B6-87 | GABBRO GH, 15% SU | 92 | 125 | 1640 | 1300 | 297 | 6 | 30 | 67 | 21 | 5 | 48 | 5 | 110 | 9 |
| RW-42B7-87 | GABBRO GH, 15% SU | 71 | 60 | 2710 | 5550 | 356 | 12 | 180 | 440 | 39 | 6 | 49 | 5 | 126 | 7 |
| RW-42B8-87 | GABBRO GH, 15% SU | 68 | 120 | 1120 | 7240 | 315 | 10 | 70 | 240 | 9 | 6 | 76 | 14 | 146 | 8 |
| RW-42B9-87 | GABBRO GH, 5% SU | 107 | 103 | 734 | 870 | 114 | 2 | 19 | 59 | 30 | 5 | 56 | 6 | 150 | 6 |
| RW-42B10-87 | GABBRO GH | 104 | 64 | 337 | 77 | 90 | 1 | 10 | 5 | 9 | 5 | 54 | 6 | 139 | 6 |
| RW-42B11-87 | GABBRO GH | 137 | 78 | 202 | 280 | 64 | 1 | 10 | 13 | 9 | 7 | 62 | 9 | 152 | 8 |
| RW-42B12-87 | PYROXENITE, 1% SU | 255 | 174 | 1090 | 970 | 213 | 5 | 30 | 100 | 47 | 8 | 80 | 16 | 73 | 7 |
| RW-61A1-87 | GABBRO, 2% SU | 265 | 120 | 248 | 546 | 115 | 1 | 10 | 10 | 195 | 7 | 85 | 20 | 103 | 28 |
| RW-61A2-87 | GABBRO GH | 230 | 81 | 290 | 97 | 124 | 1 | 10 | 8 | 17 | 6 | 73 | 16 | 125 | 10 |
| RW-61A3-87 | GABBRO GH | 226 | 81 | 216 | 126 | 105 | 1 | 10 | 4 | 36 | 7 | 78 | 16 | 162 | 9 |
| RW-61A4-87 | GABBRO GH, 5% SU | 213 | 86 | 346 | 189 | 131 | 1 | 10 | 5 | 19 | 6 | 78 | 16 | 98 | 10 |
| RW-61A5-87 | GABBRO GH, 20% SU | 157 | 86 | 2060 | 1190 | 361 | 5 | 20 | 37 | 47 | 5 | 73 | 11 | 105 | 6 |
| RW-61A6-87 | GABBRO GH, 2% SU | 179 | 71 | 150 | 394 | 68 | 1 | 10 | 3 | 39 | 6 | 72 | 15 | 136 | 7 |
| RW-61A7-87 | GABBRO GH, 2% SU | 178 | 73 | 556 | 880 | 131 | 3 | 10 | 18 | 49 | 6 | 67 | 11 | 147 | 8 |
| RW-61A8-87 | GABBRO GH | 174 | 66 | 103 | 183 | 57 | 1 | 10 | 3 | 29 | 6 | 69 | 12 | 184 | 6 |
| RW-61A9-87 | GABBRO GH | 175 | 76 | 37 | 61 | 28 | 1 | 10 | 2 | 41 | 6 | 69 | 11 | 169 | 7 |
| RW-61A10-87 | GABBRO GH | 163 | 28 | 67 | 155 | 42 | 1 | 10 | 2 | 42 | 7 | 70 | 10 | 191 | 7 |
| RW-61A11-87 | GABBRO GH | 161 | 82 | 28 | 200 | 35 | 1 | 10 | 2 | 21 | 7 | 68 | 11 | 176 | 9 |
| RW-61A12-87 | GABBRO GH | 176 | 68 | 81 | 76 | 48 | 1 | 10 | 2 | 142 | 6 | 72 | 13 | 159 | 16 |
| RW-61A13-87 | GABBRO GH, 2% SU | 247 | 31 | 25 | 194 | 83 | 1 | 10 | 2 | 96 | 16 | 189 | 63 | 87 | 7 |
| RW-61A14-87 | GABBRO GH | 298 | 103 | 54 | 55 | 59 | 1 | 10 | 2 | 42 | 6 | 89 | 18 | 261 | 6 |
| RW-61A15-87 | GABBRO GH | 377 | 125 | 80 | 259 | 98 | 1 | 10 | 2 | 77 | 9 | 105 | 26 | 170 | 6 |

ANNEXE 4C - ANALYSES D'ELEMENTS TRACES DE ERICKSON SUD

| NO. D'ECHANTILLON | NOM | V | Cr | Ni | Cu | Co | Au | Pt | Pd | Ba | Nb | Zr | Y | Sr | Rb |
|-------------------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppb) | (ppb) | (ppb) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) | (ppm) |
| RW-34A1-87 | PYROX, 30% SU | 89 | 248 | 1610 | 9670 | 316 | 49 | 150 | 670 | 9 | 5 | 47 | 5 | 90 | 8 |
| RW-34A2-87 | PYROX, 10% SU | 177 | 421 | 544 | 11700 | 101 | 90 | 93 | 349 | 9 | 5 | 81 | 14 | 75 | 6 |
| RW-34A3-87 | PYROX GH, 10% SU | 74 | 295 | 957 | 18800 | 288 | 645 | 90 | 305 | 56 | 5 | 49 | 5 | 171 | 8 |
| RW-34A4-87 | GABBRO GH, 5% SU | 183 | 183 | 1210 | 1260 | 152 | 4 | 35 | 152 | 68 | 6 | 71 | 12 | 154 | 10 |
| RW-34A5-87 | GABBRO GH, 5% SU | 155 | 179 | 495 | 1650 | 83 | 15 | 20 | 51 | 9 | 5 | 62 | 9 | 213 | 7 |
| RW-34A6-87 | GABBRO GH, 10% GH | 142 | 223 | 1620 | 8280 | 345 | 47 | 550 | 1170 | 80 | 5 | 57 | 5 | 134 | 5 |
| RW-34A7-87 | GABBRO GH, 10% SU | 93 | 266 | 2040 | 5500 | 258 | 12 | 140 | 280 | 67 | 5 | 50 | 5 | 210 | 25 |
| RW-34A8-87 | GABBRO GH, 5% SU | 163 | 285 | 1350 | 2040 | 188 | 12 | 42 | 206 | 45 | 7 | 70 | 12 | 83 | 8 |
| RW-34A9-87 | GABBRO GH, 15% SU | 257 | 207 | 3640 | 4030 | 366 | 8 | 52 | 249 | 9 | 6 | 64 | 11 | 44 | 5 |

ANNEXE 5 - ANALYSES DE S/Se

GABBROS GLOMEROPORPHYRIQUES

| ECHANTILLON | S | Se | S/Se | LOG S/Se |
|--------------|------|------|--------|----------|
| RW-34A1-87 | 9.10 | 12.8 | 7110 | 3.85 |
| RW-34A2-87 | 3.30 | 6.8 | 4850 | 3.69 |
| RW-34A3-87 | 7.70 | 4.1 | 18800 | 4.27 |
| RW-34A6-87 | 5.85 | 13.2 | 4430 | 3.65 |
| RW-34A7-87 | 3.99 | 0.2 | 200000 | 5.30 |
| RW-38B6-87 | 1.48 | 1.0 | 14800 | 4.17 |
| RW-38B9-87 | 1.81 | 2.8 | 6460 | 3.81 |
| RW-38B11-87 | 3.21 | 2.1 | 15300 | 4.18 |
| RW-38B12-87 | 8.36 | 14.9 | 5610 | 3.75 |
| RW-38C8-87 | 8.66 | 12.8 | 6770 | 3.83 |
| RW-38C9-87 | 0.96 | 1.5 | 6400 | 3.81 |
| RW-38C10-87 | 7.18 | 0.2 | 359000 | 5.56 |
| RW-38C13-87 | 8.36 | 14.8 | 5650 | 3.75 |
| RW-38C16-87 | 1.57 | 1.5 | 10500 | 4.02 |
| RW-42A4-87 | 2.75 | 1.2 | 22900 | 4.36 |
| RW-42B3-87 | 6.53 | 4.5 | 14500 | 4.16 |
| RW-42B5-87 | 11.0 | 1.1 | 100000 | 5.00 |
| RW-42B6-87 | 8.51 | 1.0 | 85100 | 4.93 |
| RW-42B7-87 | 8.81 | 17.6 | 5000 | 3.70 |
| RW-42B8-87 | 3.78 | 9.0 | 4200 | 3.62 |
| RW-61A5-87 | 7.40 | 1.3 | 56900 | 4.76 |
| SY-33-453 | 7.92 | 11.0 | 7200 | 3.86 |
| SY-33-468 | 8.66 | 0.2 | 433000 | 5.64 |
| SY-33-536 | 0.52 | 0.9 | 5780 | 3.76 |
| RW-1104C1-87 | 13.8 | 5.1 | 27000 | 4.43 |

ROCHES SEDIMENTAIRES

| ECHANTILLON | S | Se | S/Se | LOG S/Se |
|--------------|------|-----|---------|----------|
| RW-0018A1-87 | 27.9 | 1.3 | 215000 | 5.33 |
| RW-0058B-87 | 22.9 | 5.4 | 42400 | 4.63 |
| RW-0650-87 | 28.8 | 1.2 | 240000 | 5.38 |
| RW-1059A1-87 | 22.1 | 4.4 | 50200 | 4.70 |
| RW-1089B-87 | 14.5 | 3.2 | 45300 | 4.66 |
| RW-1098C-87 | 35.0 | 0.7 | 500000 | 5.70 |
| RW-1101C4-87 | 28.6 | 4.7 | 60800 | 4.78 |
| RW-1104C2-87 | 20.1 | 5.5 | 36500 | 4.56 |
| RW-1515D2-87 | 24.5 | 6.5 | 37700 | 4.58 |
| RW-1516B-87 | 26.8 | 6.0 | 44700 | 4.65 |
| RW-1532-87 | 37.5 | 0.4 | 937000 | 5.97 |
| RW-1533F-87 | 35.8 | 1.1 | 325000 | 5.51 |
| RW-1534B1-87 | 40.7 | 0.3 | 1360000 | 6.13 |
| RW-1516C-87 | 34.6 | 2.7 | 128000 | 5.11 |
| RW-2026D-87 | 24.1 | 8.1 | 29800 | 4.47 |

ANNEXE 6 - ANALYSES MULTISPECTRALES (ICP OU ICPMS)

| NO. D'ÉCHANTILLON | NOM | As(ppm) | B(ppm) | Ba(ppm) | Bi(ppm) | Cd(ppm) | Cr(ppm) | Ca(ppm) | Ge(ppm) | Hg(ppm) | In(ppm) | Mo(ppm) | Pd(ppm) | Pt(ppm) | Sb(ppm) | Sr(ppm) | Te(ppm) | Th(ppm) | U(ppm) | V(ppm) | W(ppm) |
|-------------------|------------------------------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|
| RV-0006C-87 | HOLANNAH - BRÈCHE SU | 69 | 2 | 4 | 1.3 | 0.9 | 32 | 4 | 1 | 0.5 | 0.1 | 5 | 0.1 | 0.1 | 5.1 | 1 | 5.4 | 2.1 | 5.0 | 96 | 1 |
| RV-0020R1-87 | HOLANNAH - GAB CIS + 10% SU | 2 | 2 | 1 | 0.1 | 0.7 | 203 | 6 | 1 | 0.2 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 4 | 1.6 | 0.1 | 0.1 | 00 | 1 |
| RV-0020R2-87 | HOLANNAH - BAS CIS + 10% SU | 2 | 2 | 1 | 0.1 | 0.9 | 103 | 5 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 2 | 1.0 | 0.1 | 0.2 | 116 | 1 |
| RV-0030A-87 | HOLANNAH - BRÈCHE SU | 6400 | 2 | 9 | 3.4 | 9.0 | 29 | 4 | 1 | 3.8 | 0.0 | 6 | 0.1 | 0.1 | 6.7 | 1 | 15.1 | 3.4 | 4.7 | 25 | 1 |
| RV-0033PS-87 | HOLANNAH - GAB CIS + 10% SU | 2 | 5 | 19 | 0.1 | 0.2 | 35 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 7 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 2 | 0.2 | 4.9 | 4.4 | 63 | 1 |
| RV-0034A2-87 | ERICKSON - PYROX + 10% SU | 14 | 2 | 1 | 0.6 | 4.4 | 103 | 4 | 1 | 0.2 | 0.1 | 2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 7 | 1.7 | 0.9 | 0.3 | 63 | 1 |
| RV-030C13-87 | ERICKSON - GAB GR + 15% SU | 4 | 2 | 1 | 0.1 | 1.2 | 37 | 2 | 1 | 0.1 | 0.2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0 | 2.5 | 0.1 | 0.1 | 42 | 1 |
| RV-0050B-87 | HOLANNAH - MST CIS + 40% SU | 17 | 2 | 4 | 0.1 | 0.1 | 42 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 9 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 1 | 0.3 | 1.1 | 2.2 | 40 | 1 |
| RV-0612A-87 | LAFORTUNE - GAB PEGH + 1% SU | 2 | 2 | 3 | 0.1 | 0.2 | 25 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 25 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0 | 1 |
| RV-0650-87 | CHRYSLER - SU MASSIF | 6 | 3 | 2 | 0.1 | 2.7 | 13 | 2 | 1 | 0.0 | 0.3 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 1.6 | 0.1 | 0.1 | 91 | 1 |
| RV-0651-87 | CHRYSLER - SU MASSIF | 3 | 2 | 2 | 0.1 | 3.1 | 9 | 2 | 1 | 0.9 | 0.4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 1.3 | 0.1 | 0.1 | 02 | 1 |
| RV-1051D-87 | HOLANNAH - BAS CIS + 5% SU | 13 | 2 | 4 | 0.1 | 0.4 | 113 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 7 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 130 | 1 |
| RV-1080A-87 | HOLANNAH - GAB + 20% SU | 23 | 2 | 24 | 0.1 | 0.1 | 77 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 5 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 45 | 1 |
| RV-1089B-87 | HOLANNAH - S5T + 30% SU | 2 | 2 | 20 | 0.1 | 0.1 | 29 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 14 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.2 | 4.0 | 10.1 | 50 | 1 |
| RV-1090C-87 | HOLANNAH - SU MASSIF | 111 | 2 | 0 | 0.1 | 0.9 | 17 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 5.4 | 1 | 3.4 | 2.9 | 6.1 | 9 | 1 |
| RV-1101C1-87 | HOLANNAH - BRÈCHE SU | 35 | 2 | 14 | 0.1 | 1.0 | 16 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 10 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 1 | 1.6 | 2.0 | 5.2 | 10 | 1 |
| RV-1101C2-87 | HOLANNAH - MST CIS + 40% SU | 71 | 2 | 16 | 0.1 | 1.0 | 60 | 5 | 1 | 0.3 | 0.1 | 10 | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 2 | 1.7 | 2.0 | 6.5 | 30 | 1 |
| RV-1104C1-87 | HOLANNAH - GAB GR + 30% SU | 2 | 2 | 6 | 0.1 | 0.1 | 191 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 5 | 0.1 | 3.3 | 1.7 | 42 | 1 |
| RV-1104C2-87 | HOLANNAH - MST CL + 30% PY | 5 | 2 | 8 | 0.1 | 0.1 | 100 | 7 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 2 | 0.1 | 2.4 | 2.0 | 170 | 1 |
| RV-1109D-87 | HOLANNAH - BAS ALT + 5% SU | 2 | 2 | 4 | 0.1 | 0.1 | 203 | 10 | 1 | 0.5 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 361 | 2 |
| RV-1115B-87 | HOLANNAH - BAS CIS + 5% SU | 2 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 53 | 6 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 71 | 1 |
| RV-1144A-87 | HOLANNAH - BAS CIS + 5% SU | 4 | 2 | 7 | 0.1 | 0.1 | 100 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 109 | 1 |
| RV-1516A-87 | CROCHBY - BRÈCHE SU | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 0.1 | 92 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 9 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 72 | 1 |
| RV-1516B-87 | CROCHBY - BRÈCHE SU | 3 | 2 | 12 | 0.1 | 1.4 | 14 | 3 | 1 | 3.4 | 0.1 | 10 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 5 | 1.2 | 4.2 | 4.5 | 9 | 1 |
| RV-1526-87 | CROCHBY - SU MASSIF | 3 | 2 | 21 | 0.1 | 0.2 | 20 | 2 | 1 | 0.1 | 0.1 | 6 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 2 | 1.2 | 1.3 | 2.1 | 27 | 1 |
| RV-1533P-87 | CROCHBY - PY APN MASSIVE | 130 | 4 | 5 | 0.1 | 0.6 | 17 | 3 | 1 | 1.4 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1.6 | 1 | 1.1 | 1.2 | 1.4 | 10 | 1 |
| RV-1534B1-87 | CROCHBY - PY APN MASSIVE | 97 | 2 | 6 | 0.1 | 1.5 | 21 | 2 | 1 | 1.5 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1.0 | 1 | 0.0 | 1.0 | 1.5 | 7 | 1 |
| RV-1720A-87 | HOLANNAH - BAS ALT + 5% SU | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 0.1 | 70 | 7 | 1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 3 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 209 | 1 |
| RV-2015-87 | HOLANNAH - BAS SI + 30% PY | 52 | 2 | 15 | 1.4 | 0.2 | 20 | 4 | 1 | 0.1 | 0.1 | 3 | 0.1 | 0.1 | 1.0 | 1 | 2.4 | 7.1 | 3.3 | 22 | 1 |
| RV-2150D-87 | NIANVU - YBINE QZ + 20% PY | 9 | 2 | 2 | 0.1 | 0.1 | 6 | 2 | 1 | 0.2 | 0.1 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 5 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 7 | 3 |
| RV-2201-87 | NIANVU - PHYLLADE + 5% PY | 4 | 2 | 14 | 0.1 | 0.1 | 49 | 9 | 2 | 0.2 | 0.1 | 3 | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 13 | 0.1 | 5.4 | 1.0 | 04 | 1 |