

# DV 86-16

EXPLORATION EN UNGAVA - DONNEES RECENTES SUR LA GEOLOGIE ET LA GITOLOGIE

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

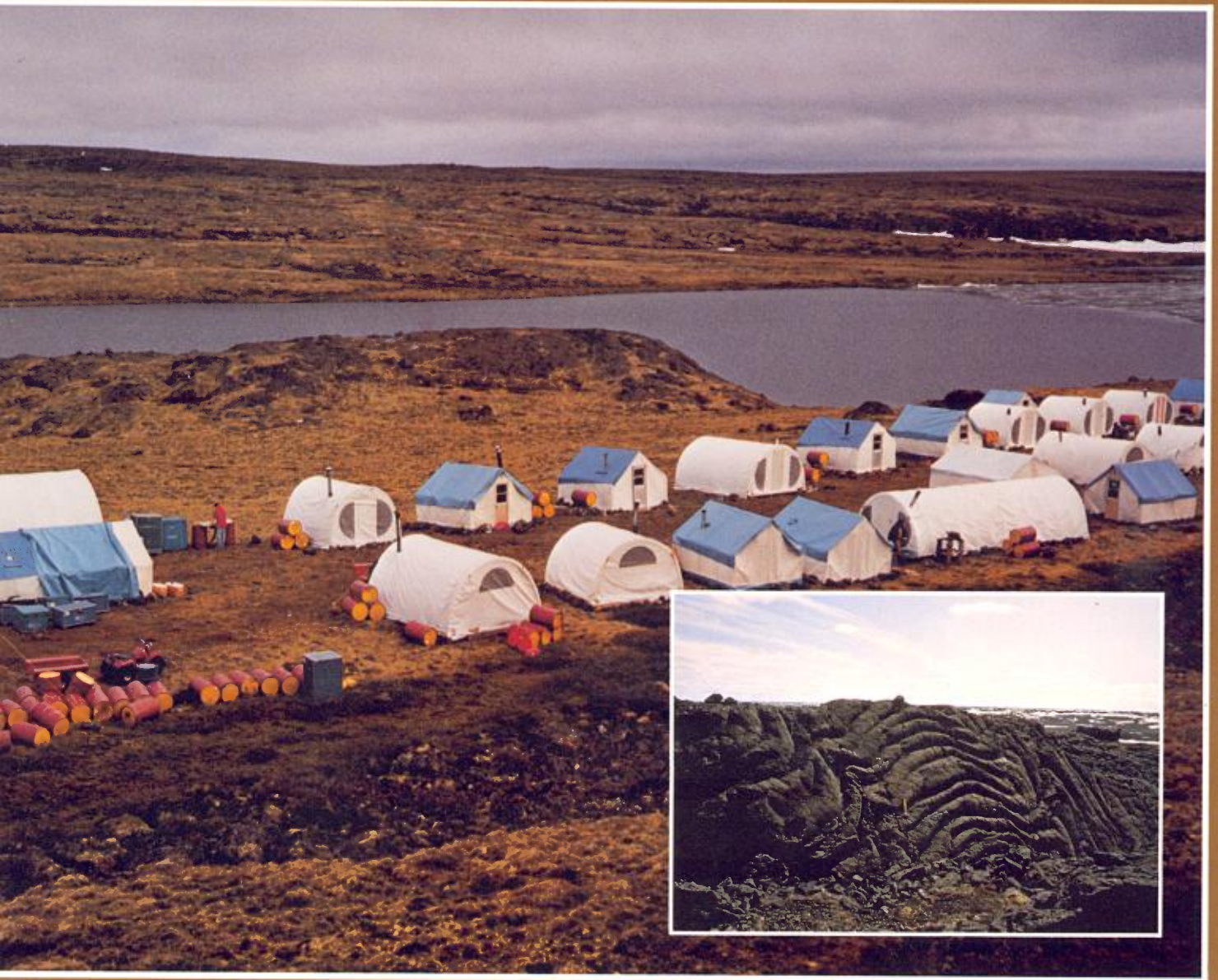
Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# *Exploration en Ungava*

*Données récentes sur la géologie  
et la gîtologie*



*Séminaire d'information 1986*

*DV 86-16*

Québec 

# *Exploration en Ungava*

*Données récentes sur la géologie  
et la gîtologie*

*Séminaire d'information 1986*

Coordinateur: T. Clark

Éditeurs scientifiques:

D. Lamothe

R. Gagnon

T. Clark

*Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)*

**Page couverture:**

Camp de base du MER, juillet 1986. Situé à 105 km au sud-ouest de Salluit, en bordure du lac Lemming, Fosse de l'Ungava (photo par Pierre Gauvin).

En inséré: Sommet d'une coulée de basalte exhibant une structure cordée (Groupe de Chukotat), à 2 km au nord-est du lac Cross, Fosse de l'Ungava (photo par Michel Hervet).

## **AVANT-PROPOS**

Dans le cadre du plan quinquennal d'exploration géologique des Fosse du Labrador et de l'Ungava, le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a entrepris en 1983 une vaste campagne de levés et d'études géoscientifiques dans la Fosse de l'Ungava. Le présent document fait état des nouvelles connaissances acquises au cours des quatre dernières années et fait le point sur les nouveaux développements concernant plus spécifiquement l'exploration pour les platinoïdes.

La plupart des textes présentés ont été rédigés par des professionnels permanents ou contractuels du MER ou des professionnels à l'emploi d'une institution engagée sous contrat par le MER. De plus, trois articles ont été rédigés par des géologues de la Commission géologique du Canada. Nous remercions tous nos collaborateurs pour leur réponse enthousiaste à notre invitation à participer et également pour la rapidité avec laquelle ils ont préparé leur texte.

Enfin, nous soulignons que les articles ont subi une lecture critique mais des contraintes de temps ont limité l'édition à une mise en forme.

Jean-Louis Caty

Directeur de la Recherche géologique



---

# Table des matières

---

	Page
<b>Développements récents dans la Fosse de l'Ungava</b>	
Daniel Lamothe .....	1
<b>Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava</b>	
James Moorhead .....	7
<b>Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec</b>	
Guy Tremblay .....	15
<b>Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava</b>	
Michel Hervet .....	21
<b>Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava Trough), Québec</b>	
M.R. St-Onge, S.B. Lucas .....	31
<b>Structural character and plutonic setting at the western end of the Ungava Trough</b>	
W.R.A. Baragar, M. Hervet, M. Charland .....	41
<b>Some preliminary observations on the structural style in a part of the Ungava Trough, New Quebec</b>	
Paul Budkewitsch .....	45
<b>An unusual alaskite located 40 km west of Asbestos Hill</b>	
Tomas Feininger .....	51
<b>Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava</b>	
Christian Picard .....	57
<b>Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava</b>	
D. Giovenazzo, C. Lefebvre .....	73
<b>La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine</b>	
Danielle Giovenazzo .....	75





---

# Développements récents dans la Fosse de l'Ungava

Daniel Lamothe<sup>(1)</sup>

---

## Introduction

Cet article aborde, dans un premier volet, une mise à jour des récents travaux géologiques effectués dans la Fosse de l'Ungava. Dans un second volet, le lecteur trouvera un résumé de la controverse entourant son évolution tectonique. Enfin, en dernière partie, nous discuterons du potentiel économique de la Fosse, dont la réévaluation s'impose suite aux récentes découvertes en platinoïdes dans cette région au cours des dernières années.

## Travaux récents

La mise en branle en 1982 du plan quinquennal d'exploration des Fosses du Labrador et de l'Ungava par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER) suscita un intérêt accru pour le Grand Nord québécois. Malgré l'énorme potentiel nickelifère de la Fosse de l'Ungava, seule l'exploitation de l'amiante – déjà chancelante à ce moment – par la Société Nationale de l'Amiante, y avait cours.

Dans le but de promouvoir l'exploration minière par l'industrie privée et de permettre un inventaire beaucoup plus complet du potentiel minéral dans l'Ungava, le MER démarra, en 1983, un projet de cartographie échelonné sur six années et couvrant le demie ouest de la Fosse de l'Ungava.

Depuis 1983, 15 300 km<sup>2</sup> de territoire couvrant la Fosse et le craton en bordure, ont été cartographiés (voir figure 1). Près d'une centaine de géologues ou d'assistants-géologues ont participé à ce projet jusqu'à ce jour, et plus de trois millions de dollars ont été investis. De plus, au cours des deux prochaines années, le MER prévoit compléter la cartographie de l'extrémité ouest de la Fosse, couvrant ainsi une surface supplémentaire d'environ 5 800 km<sup>2</sup>.

Outre les diverses études géologiques régionales, le MER a entrepris, depuis 1984, une série d'études géologiques détaillées sous la direction de Danielle Giovenazzo. Ces travaux visent à assurer une continuité dans l'évaluation du potentiel minéral de la Fosse en étudiant, de façon systématique et détaillée, chacun des sites minéralisés ou présentant des teneurs anormales en éléments économiques découverts lors de la cartographie régionale antérieure. Comme nous le verrons plus loin, ces travaux ont déclenché la reprise de l'exploration par l'industrie privée.

Dans le même contexte, un projet d'une durée de trois ans et financé par le MER a été attribué à l'Institut de Recherche en Exploration Minérale (IREM), sous la direction conjointe de C. Picard et D. Giovenazzo. Ce projet consiste en une étude de la distribution et du comportement des platinoïdes au sein des gîtes cupro-nickelifères du lac Kenty (filon-couche Delta), de Katiniq, de Raglan et du lac Vaillant. Débutés en juin 1986, les travaux de terrain ont déjà permis la découverte de nouveaux indices, en plus de susciter de nouvelles hypothèses concernant la mise en place des minéralisations et des roches hôtes.

En outre, le MER a financé un projet de maîtrise réalisé par Paul Budkewitsch à l'ouest du lac Chukotat. Cette étude en microstructure porte sur le contact entre les Groupes de Chukotat et de Povungnituk.

Enfin, il convient de rappeler la présence, au cours des deux dernières années, d'équipes de la Commission Géologique du Canada, dirigées par Marc St-Onge ainsi que par Robert Baragar. Ces projets consistent en une étude structurale et métamorphique au 1:250 000 de la portion est de la Fosse, ainsi qu'une reconnaissance géologique à la même échelle du craton archéen au nord et au sud de l'extrémité ouest de la Fosse. À ces travaux s'ajoute une section gravimétrique réalisée par Tomas Feininger (division de la Géophysique, EMR-Canada) au centre de la fosse en 1985.

Souignons, en dernier lieu, la reprise des activités pour l'exploration minière par deux compagnies, soit par le groupe Falconbridge – Ressources Oasis, ainsi que par Geotest Corporation. Le premier a débuté en 1986 une campagne d'échantillonnage systématique de son permis couvrant, entre autres choses, un filon-couche platinifère (filon Delta) à différenciation cyclique montrant un excellent potentiel économique.

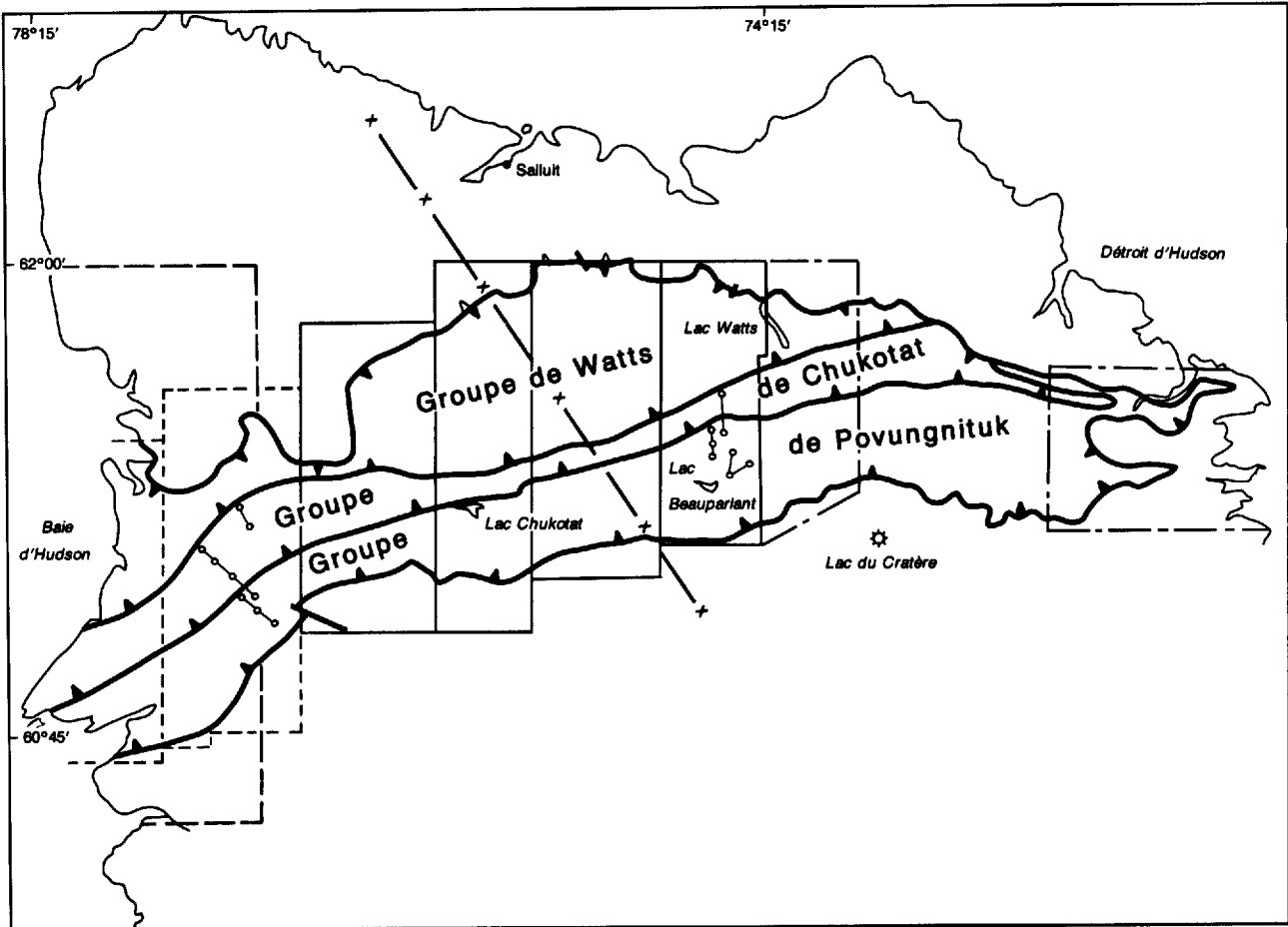
## LA GENÈSE CONTROVERSÉE DE LA FOSSE DE L'UNGAVA

La mise en place de la Fosse de l'Ungava est le sujet d'un débat intense entre les divers chercheurs intéressés. La controverse a été initiée en 1968 par le célèbre Tuzo Wilson, qui proposa que ce sillon isolé de roches vertes protérozoïques, situé à l'extrême-nord de la péninsule de l'Ungava, pourrait constituer une géosuture résultant de la collision de deux continents. Sur la base de cette proposition, divers modèles furent élaborés favorisant une mise en place des roches de la Fosse à la suite d'une collision continentale (Gibb et Walcott, 1971; Burke *et al.*, 1977; Thomas et Gibb, 1977; Gibb, 1983).

Ces modèles furent contestés par plusieurs géologues familiers avec la géologie de la Fosse (Baer, 1977; Schi-

---

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.



### LIMITES DES RÉGIONS ÉTUDIÉES

**MER**  
 ——— exécutés  
 - - - - - projetés  
 —●—●— C. Picard

- · - · - EMRC (Marc St-Onge)  
 - - - - - EMRC (W.R.A. Baragar)  
 —x—x— Coupe gravimétrique de T. Feininger

FIGURE 1 – Localisation des travaux récents effectués dans la Fosse de l'Ungava. Les caractéristiques géologiques sont précisées à la figure 2.

mann, 1978; Taylor, 1982; Hynes et Francis, 1982; Doig, 1983). Ainsi notamment, les travaux de Hynes et Francis (1982), de Francis *et al.* (1979, 1981, 1983) et de Bédard *et al.* (1984) ont largement contribué à la compréhension de l'évaluation pétrochimique et tectonique des roches de la Fosse. L'ensemble de ces travaux souligne les points suivants (Cf. figure 2):

- 1) Les roches de la Fosse, d'âge aphébién, reposent en discordance angulaire sur un socle archéen polymétamorphique.
- 2) L'assemblage de roches volcaniques qui caractérise la partie centrale de la Fosse se subdivise en deux groupes. Le groupe inférieur (Groupe de Povungnituk) se distingue par un volcanisme tholéiitique de composition identique aux tholéiites continentales modernes. Le groupe supérieur (Groupe de Chukotat) se compose de coulées de basalte komatiitique ou tholéiitique. Ces derniers présentent une composition similaire aux laves modernes s'épanchant le long des dorsales océaniques. Cette évolution pétrochimique suggère fortement que l'ouverture du bassin, amorcée il y a un peu plus de 1960 Ma, résulte d'un mécanisme de rifting intracontinental. Cette extension de la croûte continentale s'est poursuivie par le développement d'une croûte océanique relativement étroite, formée il y a environ 1870 Ma (Zindler, 1981).
- 3) La disposition symétrique des prismes de sédiments détritiques le long des marges sud et nord de la Fosse ainsi que leur composition similaire, l'absence de sédiments associés aux roches volcaniques centrales, de même que l'absence de tout type volcanique généralement associé aux mécanismes de subduction à grande échelle<sup>2)</sup>, argumentent contre l'existence d'une suture majeure sous les roches de la Fosse, bien que les mécanismes de rifting aient certainement joué.
- 4) Les roches de la Fosse peuvent être regroupées en blocs structuraux délimités par des failles de chevauchement généralement directionnelles, dont l'extention latérale est communément d'ordre hectakilométrique. Ces failles ont permis une imbrication du nord vers le sud de larges écailles suite à une compression générale du bassin lors de l'orogénie hudsonienne, il y a un peu plus de 1840 Ma (St-Onge et Lucas, ce volume). Cette première phase de déformation a été suivie de deux autres phases qui ont contribué, entre autres, à redresser plusieurs des plans de faille subverticalement et, dans la portion nord de la Fosse, ont engendré le chevauchement du socle archéen au-dessus des roches aphébiennes (Hervet, 1985; Tremblay, 1985).

Les récents travaux du MER (Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Roy, 1985; Picard, 1985; Moorhead, 1985; Tremblay, 1985) ont généralement confirmé ces conclusions. Certains points nouveaux, mis à jour par nos travaux, nous forcent à remettre en question certains aspects

de l'évolution tectonique de la Fosse, telle que présentée par Hynes et Francis (1982). Ainsi, il a été démontré hors de tout doute que le contact nord entre les roches de la Fosse et celles du socle archéen constitue un plan de décollement majeur (Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Tremblay, 1985; St-Onge *et al.*, 1986). Hervet (1985) et Tremblay (1985) ont souligné l'implication du socle dans la déformation, une observation confirmée par St-Onge *et al.* (1986) dans la partie est de la Fosse. En outre, les travaux de Hervet (ce volume) associent le complexe intrusif de roches de composition intermédiaire à felsique, injecté dans le Groupe de Watts, à un épisode de subduction majeure, un point très important dans la reconstruction de l'évolution tectonique de la Fosse. À ce sujet, une observation extrêmement significative a cependant été soulignée à la fois par Schimann (1978) et par Taylor (1982). Ils ont mentionné en effet l'absence de toute zone de cisaillement importante au coeur du socle archéen bordant en continuité l'extrémité est de la Fosse. Ce détail est irréconciliable avec la présence possible d'une zone de suture sous la Fosse.

Hoffman (1985) a émis une hypothèse ingénieuse conciliant ces divers faits apparemment contradictoires. Il a proposé que la Fosse de l'Ungava se constitue essentiellement d'un klippe reposant sur une zone de décollement et provenant originellement d'un site enraciné entre 30 et 90 km plus au nord. Cette hypothèse est basée sur une réinterprétation des données gravimétriques et magnétiques, et tient compte à la fois des données lithologiques, structurales et métamorphiques. Elle a en outre l'avantage de situer la zone de suture beaucoup plus au nord que le site actuel de la Fosse, ce qui permet d'expliquer son absence à l'extrémité est de celle-ci.

Il est encore trop tôt pour se prononcer sur la validité de cette hypothèse. Les plus récents travaux confirment toutefois l'existence, à la base des roches de la Fosse, d'un plan de décollement duquel se ramifient la plupart des plans de faille de chevauchement séparant les divers blocs structuraux (St-Onge *et al.*, 1986, ce volume). De plus, un âge de 3200 Ma a été mesuré dans des paragneiss au nord de la zone de collision postulée par Hoffman (Doig, en publ.), alors qu'au sud de cette zone, l'âge des roches archéennes varie entre 2569 et 2934 Ma (Doig, 1983). L'existence d'un bloc continental indépendant au nord de la zone de suture se voit donc certainement renforcée de façon convaincante grâce à cette datation.

## POTENTIEL ÉCONOMIQUE DE LA FOSSE DE L'UNGAVA

L'exploration active de la Fosse de l'Ungava débuta vers 1950 et eut pour résultat la découverte de plusieurs gisements importants en nickel et en cuivre. Ainsi, on peut citer:

- 1) Le gisement de Katinik, avec des réserves estimées de 10,2 millions de tonnes à 2,4% de Ni et 0,7% de Cu.

2. Ce dernier point est remis en question par les travaux de Hervet (ce volume).



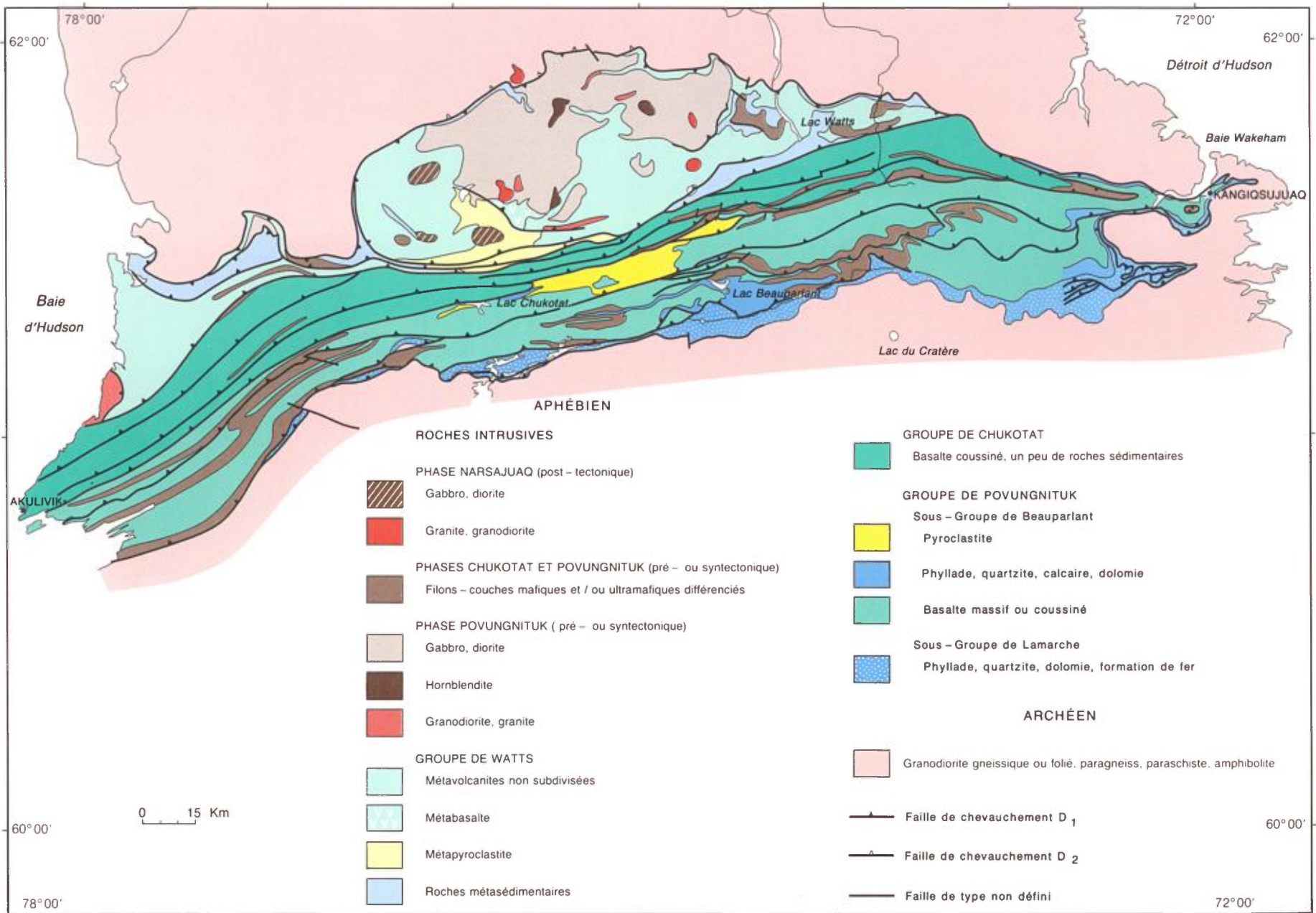


FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la Fosse de l'Ungava



- 2) Le gisement du Lac Cross, dont les réserves sont estimées à 10 millions de tonnes avec des teneurs de 1,6% de Ni et 0,8% de Cu.
- 3) Le gisement de Donaldson, contenant plus de 2,6 millions de tonnes à 4,4% de Ni et 1,0% de Cu.

La chute des prix du nickel et du cuivre se traduit par une stagnation de l'exploration par l'entreprise privée au début de la présente décennie. Cette situation devait changer toutefois avec la découverte par le MER d'un indice minéralisé en éléments du groupe des platinoïdes (EGP) au cours de l'été 1984 (Giovenazzo, 1985). C'est à la suite de cette découverte, qui fut suivie de plusieurs autres en 1985 (Giovenazzo, sous presse), que le MER entreprit, par l'intermédiaire de l'IREM, une étude beaucoup plus exhaustive du potentiel en EGP dans la Fosse de l'Ungava. Les travaux de Giovenazzo (1985, ce volume) et de Picard (1985, ce volume) ont permis, au stade actuel, de classer les divers indices minéralisés en fonction de leur contexte géologique, ainsi que d'élaborer quelques hypothèses quant aux mécanismes permettant la concentration en EGP au sein des divers gisements étudiés.

Cette découverte en EGP est survenue à un moment fort opportun, alors que pour des raisons politiques et économiques, la valeur du platine est montée en flèche, atteignant momentanément plus de 600\$ US en septembre 1986. Cet intérêt marqué s'est concrétisé dans la Fosse de l'Ungava par la demande de seize permis d'exploration par neuf compagnies différentes depuis mars 1986, couvrant un total de 1 468 km<sup>2</sup>.

## Références

- BAER, A.J., 1977 – Comment: plate tectonics in the Cape Smith fold belt. *Geology*, volume 5, page 651.
- BÉDARD, J.H. – FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J. – NADEAU, S., 1984 – Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 21, pages 489-499.
- BURKE, K. – DEWEY, J.F. – KIDD, W.S.F., 1977 – World distribution of sutures – the site of former oceans. *Tectonophysics*, volume 40, pages 69-99.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith fold belt, Ungava, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-829.
- sous presse – Rb-Sr geochronology and metamorphic history of Proterozoic to early Archean rocks of the Cape Smith fold belt, Quebec, *Journal Canadien des Sciences de la Terre*.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J., 1979 – Komatiite-derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 44, pages 473-481.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J. – LUDDEN, J.N. – BÉDARD, J., 1981 – Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Québec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 78, pages 27-36.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J. – HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a Proterozoic rifted environment. *Journal of Petrology*, volume 24, pages 556-582.
- GIBB, R.A., 1983 – Model for suturing of Superior and Churchill plates: an example of double indentation tectonics. *Geology*, volume 11, pages 413-417.
- GIBB, R.A. – WALCOTT, R.I., 1971 – A Precambrian suture in the Canadian shield. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 10, pages 413-422.
- GIOVENAZZO, D., 1985 – Étude des minéralisations du secteur centre de la Fosse de Ungava: région des lacs Nuviliks. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-13.
- sous presse – Étude des indices minéralisés du secteur central de la Fosse de l'Ungava: régions du lac Bélanger, des lacs Nuvilik et du lac Cecilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- HERVET, M., 1985 – Région de la vallée de Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 85-05.
- HOFFMAN, P.F., 1985 – Is the Cape Smith belt (northern Quebec) a klippe? *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 22, pages 1361-1369.
- HYNES, A.J. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith fold belt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du lac Beauparlant, bande de Cap Smith – Maricourt, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 84-39.
- MOORHEAD, J., 1985 – Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 86-01.
- PICARD, C., 1985 – Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 85-12.
- ROY, C., 1985 – Région du lac Bélanger, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 85-15.
- SCHIMANN, K., 1978 – Geology of the Wakeham area, eastern end of the Cape Smith belt, New Quebec. Ph. D. thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta. 426 pages.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BÉGIN, N.J., 1986 – Eastern Cape Smith Belt: an early Proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau-Québec map areas, northern Québec. Current research, Part A. Commission géologique du Canada, paper 86-1A, pages 1-14.

- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the precambrian shield, Northern Quebec and the Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Memoir 399.
- THOMAS, M.D. – GIBB, R.A., 1977 – Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith fold belt, northern Ungava, Quebec. *Geology*, volume 5, pages 169-172.
- TREMBLAY, G. 1985 – Région du lac Vanasse, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 85-29.
- WILSON, J.T., 1968 – Comparison of the Hudson Bay arc with some other features. In: *Science, history and Hudson Bay*. C.S. Beals et D.A. Shenstone (éditeurs). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Canada, pages 1015-1033.
- ZINDLER, A., 1981 – Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. Komatiites, N.T. Arndt et E.C. Nisbett (éditeurs), Allen et Unwin, London, England, pages 399-420.



---

# Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava

James Moorhead<sup>(1)</sup>

---

## Introduction

Nos travaux de terrain, effectués durant les étés 1985 et 1986, s'inscrivent dans le cadre du projet de cartographie de la Fosse de l'Ungava mis en branle par le MER en 1983. Le secteur étudié (figure 1) couvre une superficie de 3200 km<sup>2</sup> dans la partie centre-ouest de la Fosse, à l'ouest des régions cartographiées par Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985), Hervet (1985) et au sud de celles cartographiées par Tremblay (1985, et en préparation).

## Géologie générale

Les roches cartographiées appartiennent, en grande majorité, au sillon de roches volcanosédimentaires d'âge aphébien (Beall *et al.*, 1963) de la Fosse de l'Ungava, laquelle fait partie de la province tectonique de Churchill. Le métamorphisme de ces unités se situe au faciès des schistes verts. Elles reposent, au nord et au sud, en discordance angulaire faillée sur un socle archéen (Beall *et al.*, 1963; Taylor & Loveridge, 1981; Doig, 1983) de composition granodioritique.

Les roches du sillon appartiennent à trois groupes stratigraphiques, présents tous les trois dans notre région. Du sud vers le nord, ceux-ci sont:

- 1) le Groupe de Povungnituk (Bergeron, 1959). La partie inférieure de celui-ci se compose de roches sédimentaires envahies par de nombreux filons-couches gabbroïques. La partie supérieure est constituée d'un empilement volcanique composé de coulées de basalte surmontées par des volcanoclastites interlitées avec quelques horizons sédimentaires.
- 2) le Groupe de Chukotat (Bergeron, 1959), qui est composé presque uniquement de coulées de basalte, très peu déformées, de composition différente de celle des laves du Groupe de Povungnituk, sur lequel le Chukotat repose en contact de faille.
- 3) le Groupe de Watts (Lamothe *et al.*, 1984), qui comprend un empilement de volcanoclastites interlitées avec quelques coulées de lave. Il surmonte structurellement le Groupe de Chukotat.

Trois phases de déformation, semblables à celles décrites originalement par Hynes et Francis (1982), ont été observées dans notre région. La première, d'orientation est-ouest, a produit une schistosité sub-parallèle au litage et

des plis déversés vers le sud. La deuxième, également orientée est-ouest, a produit un clivage de crénulation ainsi que des plis serrés. La troisième phase de déformation, d'orientation nord-sud, a produit des plis ouverts d'échelle variable et une réorientation des structures associées aux phases antécédentes.

Le secteur étudié est subdivisé en six blocs structuraux majeurs (figure 2) qui sont limités par des failles et/ou des zones de cisaillement importantes orientées est-ouest démontrant un mouvement vers le sud. Les blocs structuraux sont partiellement équivalents à ceux décrits par Hynes et Francis (1982), Lamothe *et al.* (1984) et Roy (1985).

## Archéen

La Fosse de l'Ungava est sus-jacente, au sud, à un socle archéen composée des roches granodioritiques de la Formation de Perron (Lamothe *et al.*, 1984) englobant deux ceintures de roches supracrustales, constituées respectivement de la Formation du Lac Allemand (Moorhead, 1986) et la Formation de Juet (Moorhead, rapport préliminaire en préparation). Celles-ci se caractérisent par un assemblage volcanosédimentaire composé de métasiltstone, de grès et de conglomérat interlité avec des métavolcanites. La Formation du Lac Allemand comprend également des horizons de quartzite à magnétite et de schiste à quartz-plagioclase-cummingtonite-biotite-grenat-magnétite, indiquant la présence d'horizons sédimentaires riches en fer.

L'ensemble de ces roches a été injecté de pegmatite quartzofeldspathique et, dans le cas de la Formation du Lac Allemand, de filons granodioritiques similaires au socle granodioritique de la Formation de Perron. Ces deux ceintures, plissées lors de l'orogénie kénoréenne en des synformes d'orientation nord-sud, montrent un métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites.

## Aphébien

### LE GROUPE DE POVUNGNITUK

Ce groupe surmonte structurellement, sur presque toute sa longueur, le socle archéen. Il est subdivisé, à la base, en le Sous-Groupe de Lamarche (Lamothe *et al.*, 1984) et, au sommet, en le Sous-Groupe de Beauparlant (Lamothe *et al.*, 1984).

---

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

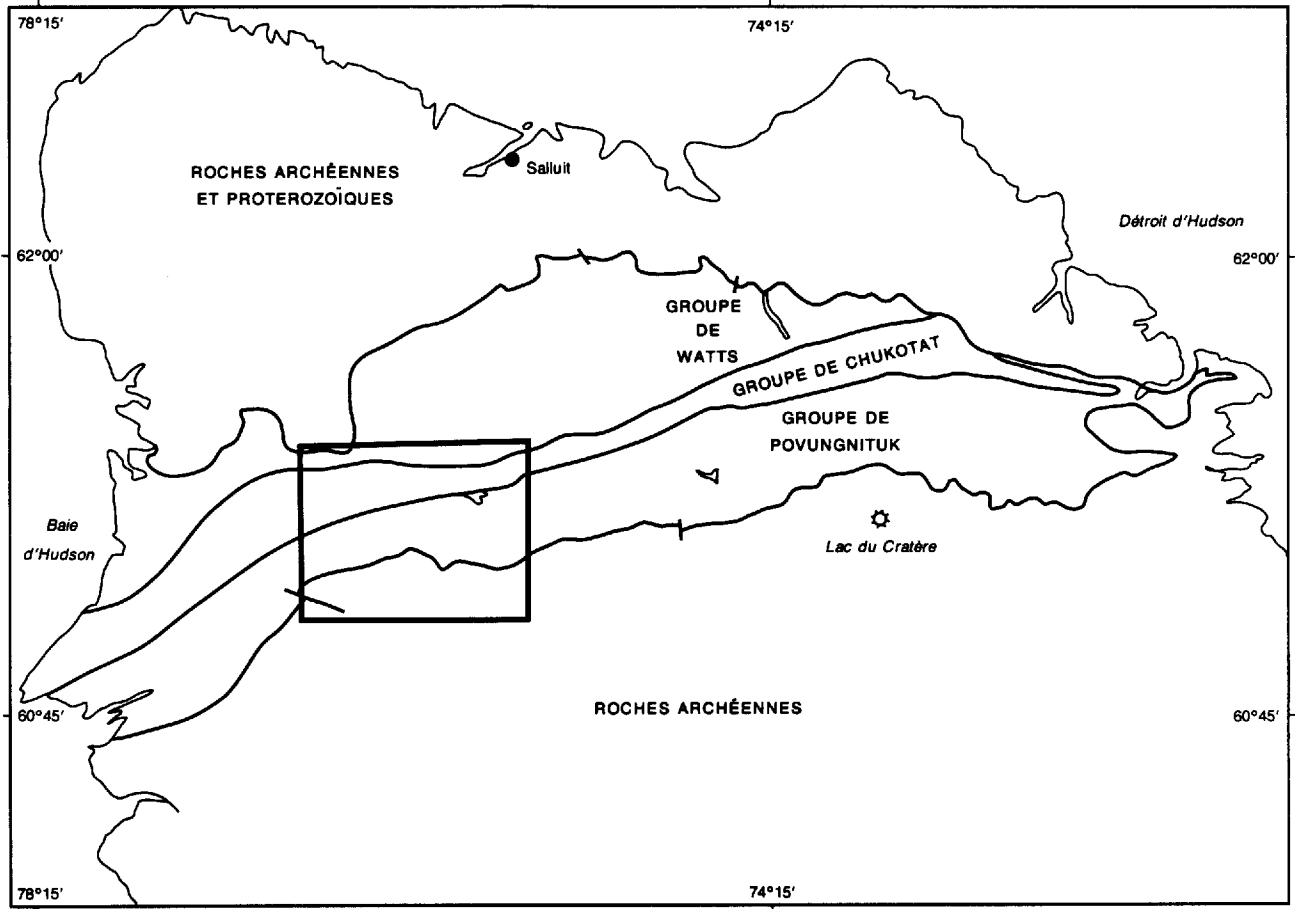
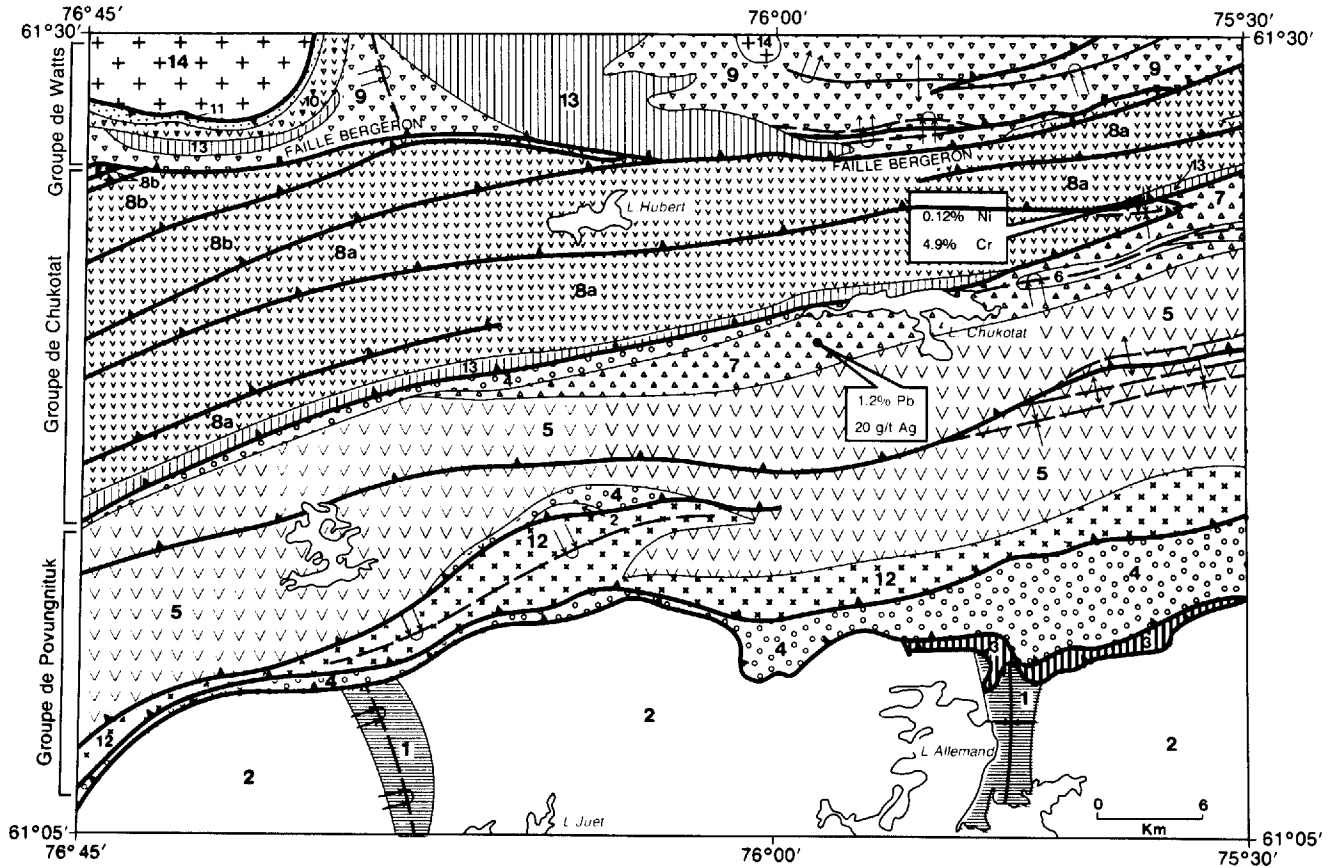


FIGURE 1 – Localisation de la région des lacs Chukotat et Hubert.



**APHEBIEN**

**INTRUSIONS POST - CYNEMATIQUES**



Granodiorite

**INTRUSIONS SYN - CYNEMATIQUES**



Roches mafiques et ultramafiques



Gabbro

**GRUPE DE WATTS**



Sédiments



Basalte interlité de volcanoclastite



Volcanoclastite interlitée de basalte

**GRUPE DE CHUKOTAT**



Basalte à plagioclase



Basalte à olivine et/ou pyroxène

**GRUPE DE POVUNGNITUK**



Volcanoclastite



Dolomie



Basalte



Phyllade, siltstone, grès et conglomérat



Sédiments ferrugineux

**ARCHEEN**



Granodiorite foliée, localement gneissique



Roches volcanosédimentaires

**SYMBOLES**



Faille de chevauchement



Contact géologique



Pli P<sub>1</sub>: synforme déversé



Pli P<sub>2</sub>: a) synforme, b) synforme déversé



c) antiforme, d) antiforme déversé



Pli P<sub>3</sub>: synforme déversé



FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région des lacs Chukotat et Hubert (modifiée d'après Taylor, 1982).

## Le Sous-Groupe de Lamarche

Dans la région du lac Allemand, le Sous-Groupe de Lamarche se compose à la base d'un horizon de grès arkosique conglomératique (bloc Ia). Ce grès, qui n'est présent que localement, est jusqu'à 4 m d'épaisseur et est en contact stratigraphique avec le socle archéen. Le grès est chevauché par les unités du bloc Ib, qui comprennent un assemblage de sédiments ferrugineux composé de quartzite à magnétite, de schiste à grunérite, de formation de fer et de phyllade chloriteux, ainsi que quelques horizons pyroclastiques. La formation de fer se compose de lits (1 à 20 cm) de quartz-stilpnomélane-grunérite-chlorite ferrifère  $\pm$  carbonate ferrifère interstratifiés avec des horizons de chert blanc recristallisé.

Cet assemblage est surmonté structurellement par les unités du bloc II caractérisé à la base par un assemblage sédimentaire composé de siltstone, de grès, de conglomérat, de dolomie, de phyllade et de formation de fer, et au sommet, de phyllade. La granulométrie des sédiments détritiques décroît progressivement vers le nord. À environ 4 km au nord de la rivière Povungnituk, une faille de chevauchement place des horizons de siltstone, de grès et de conglomérat appartenant au bloc IIIa en contact avec les phyllades au sommet du bloc II. Les sédiments de la partie inférieure du bloc IIIa sont envahis de nombreux filons-couches gabbroïques et surmontés stratigraphiquement par des coulées de lave basaltique appartenant au Sous-Groupe de Beuparlant (partie supérieure du bloc IIIa).

La composition des unités du Sous-Groupe de Lamarche ainsi que leurs positions stratigraphiques et structurales posent certaines contraintes pouvant servir dans une reconstruction stratigraphique pré-déformation:

- Une unité pyroclastique affleure en quatre endroits le long du contact entre le socle archéen et les roches protérozoïques. En deux des endroits, la pyroclastite repose au coeur de la granodiorite archéenne. Aux deux autres, elle surmonte structurellement le socle archéen et forme la partie inférieure de l'assemblage de sédiments ferrugineux du Sous-Groupe de Lamarche. Entre 3 et 20 m d'épaisseur, elle est composée de blocs angulaires à subarrondis, de 1 à 80 cm de diamètre, de granodiorite et de basalte amygdalaire. La présence de cette unité suggère une activité volcanique explosif, synchrone avec le début de la sédimentation lors de l'ouverture du bassin. L'unité de phyllade chloriteux de l'assemblage de sédiments ferrugineux du Sous-Groupe de Lamarche comprend des lentilles de métatuf épicyclastique. Celles-ci se composent de fragments subarrondis, de 1 à 10 mm de diamètre, de calcaire, de plagioclase et de granodiorite entourés d'une matrice de quartz-actinote-calcite-biotite-chlorite-sidérose-magnétite. Cette unité pourrait représenter un faciès distal de l'unité pyroclastique décrite ci-dessus.
- La Formation du Lac Allemand comprend plusieurs horizons de sédiments ferrugineux et d'amphibolite riche en magnétite. Les unités de sédiments ferrugineux

caractérisant la partie inférieure du Sous-Groupe de Lamarche dans la région du Lac Allemand forment un horizon directement au nord de la Formation du Lac Allemand. Cet horizon s'amenuise et puis finalement disparaît latéralement à quelques kilomètres à l'ouest et à l'est du lac Allemand. La proximité étroite des deux unités suggère que l'érosion des métasédiments ferrugineux et de l'amphibolite archéens constitue la source de fer pour la formation de fer aphébiennne.

Dans la région du lac Juet, le Sous-Groupe de Lamarche est dépourvu de sédiments ferrugineux. La Formation de Juet se compose d'un assemblage volcanosédimentaire comprenant du conglomérat, du grès, du siltstone, du phyllade et de la volcanoclastite. Elle ne contient pas de métasédiments ferrugineux et n'a pas de signature magnétique prononcée comme la Formation du Lac Allemand. Les sédiments aphébiens qui affleurent au nord de la Formation de Juet se composent de siltstone, de grès, de phyllade et de dolomie. Dans notre région, la puissance même de l'assemblage sédimentaire du Sous-Groupe de Lamarche semble être plus grande à proximité des ceintures volcanosédimentaires archéennes.

En résumé, la composition et la localisation des formations volcanosédimentaires archéennes semblent exercer un contrôle sur la composition et la distribution des sédiments aphébiens du Sous-Groupe de Lamarche. Les formations archéennes ont peut-être servi de source d'approvisionnement locale pour les sédiments déposés à la base du Groupe de Povungnituk dans ce secteur de la Fosse de l'Ungava.

## Le Sous-Groupe de Beuparlant

Les coulées de lave basaltique du Beuparlant surmontent stratigraphiquement les unités sédimentaires du Sous-Groupe de Lamarche. Elles forment la partie supérieure du bloc IIIa. Ces basaltes sont interlités avec des horizons de siltstone, de phyllade, de chert, de volcanoclastite et de minces horizons de lave rhyolitique. Plusieurs filons-couches gabbroïques envahissent la séquence. Une faille majeure, séparant le bloc IIIa du bloc IIIb, suit en partie le tracé de la petite rivière Povungnituk.

Le bloc IIIb représente la partie supérieure du Sous-Groupe de Beuparlant, et se caractérise par une séquence de coulées de basalte massif et/ou coussiné, surmontées d'un assemblage complexe de volcanoclastite comprenant des brèches et des tufs à blocs et à lapilli, interlités de quelques coulées de basalte et de rhyolite. Des horizons sédimentaires composés de dolomie, de calcaire et de siltstone abondent dans la partie supérieure de ce bloc. Ils montrent des textures telles que des lits entrecroisés et granoclassés ainsi que des conglomérats intraformationnels qui sont typiques d'un milieu de dépôt peu profond. Localement, les unités volcanoclastiques passent graduellement à des unités sédimentaires. Cet empilement de volcanoclastites interlités avec quelques unités sédimentaires forme un horizon qui affleure sur une distance de 70 km dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava.

## LE GROUPE DE CHUKOTAT

Dans notre secteur, le Groupe de Chukotat chevauche tectoniquement le Groupe de Povungnituk. Ce chevauchement superpose un faciès volcanique distal (type océanique) sur un faciès volcanique proximal (type intraplaque) (Hynes et Francis, 1982). Toutefois nous observons en plusieurs endroits un mince horizon volcanoclastique polymictique composé de fragments sédimentaires et volcaniques du Groupe de Povungnituk interlités entre deux coulées de laves à la base du Chukotat, indiquant que les unités du Chukotat sont plus jeunes que celles du Povungnituk. Généralement toutefois, la nature du contact entre ces deux groupes est obscurcie par l'injection de filons-couches (Moorhead, 1986; Roy, 1985; Lamothe *et al.*, 1984).

Le Groupe de Chukotat se compose à 90% de laves très peu déformées. Celles-ci comprennent des coulées de basalte à olivine d'affinité komatiitique, des coulées de basalte à pyroxène et des coulées de basalte à plagioclase d'affinité tholéiitique (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983). La séquence volcanique est envahie par plusieurs filons-couches mafiques à ultramafiques, particulièrement abondants à la base du groupe; quelques-uns de ceux-ci sont différenciés. Les laves du Groupe de Chukotat comprennent plusieurs cycles volcaniques, originellement identifiés par Hynes et Francis (1982). Chaque cycle volcanique débute par un basalte riche en phénocristaux d'olivine (environ 25%), dont le pourcentage en phénocristaux décroît progressivement jusque approximativement 5%, alors que les phénocristaux de pyroxène font leur apparition. La transition entre les basaltes à pyroxène et à plagioclase est marquée par la diminution du pourcentage des phénocristaux de pyroxène et l'apparition de microlites de plagioclase.

Plusieurs failles inverses, soulignées par de minces zones de cisaillement, recoupent l'empilement volcanique du Chukotat.

Dans la région du lac Chukotat, le sommet du groupe est caractérisé par une altération hématitique très prononcée des coulées de lave, d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres. On y retrouve localement des horizons de quelques mètres d'épaisseur de tuf, de brèche et de siltstone fortement hématitisés. La présence de ces horizons pourraient indiquer une pause du volcanisme au sommet du Chukotat. Le Groupe de Watts surmonte structurellement le Groupe de Chukotat le long d'une faille inverse majeure, nommée la Faille Bergeron. Dans la région située au nord-est du lac Chukotat aucun cisaillement prononcé des roches au sommet du Chukotat fut noté. Ceci contraste avec la nature du contact plus à l'est (Hynes et Francis, 1982; Lamothe *et al.*, 1984) et à l'ouest (Moorhead, rapport préliminaire en préparation).

Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1983) ont interprété l'empilement volcanique du Chukotat comme étant le vestige d'une croûte océanique, ceci à cause de ses caractéristiques géochimiques et ses faciès d'extrusion. Les basaltes à plagioclase, entre autres, montrent des simi-

litudes géochimiques marquées avec les basaltes océaniques modernes de type «MORB», quoique étant plus riches en FeO et plus pauvre en  $Al_2O_3$  pour la même teneur en MgO (Hynes et Francis, 1982). Dans la région située au nord-est du lac Chukotat, les basaltes à plagioclase sont absents de la séquence volcanique du Chukotat, du moins dans la partie située au sud de la Faille Bergeron.

## LE GROUPE DE WATTS

Dans la région située au nord-est du lac Chukotat ainsi que dans celle cartographiée par Roy (1985), la partie sud du Groupe de Watts est caractérisée par un empilement de volcanoclastites interlités de quelques coulées de lave basaltique; cette séquence est nommée la Formation de Parent (Lamothe, comm. pers.).

Les volcanoclastites se composent de tuf à lapilli, à cristaux et à blocs. Les unités de tufs à lapilli et à cristaux contenant des lits granoclassés montrant des chenaux d'érosion forment les unités les plus communes. Les laves se composent: 1) de basalte à phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène et 2) de basalte généralement aphyrique mais comprenant localement des microlites de plagioclase. Ces laves sont très similaires aux basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat (Roy, 1985; Picard, 1985) qu'on retrouve plus à l'est (Lamothe *et al.*, 1984; Hynes et Francis, 1982) et à l'ouest (Moorhead, rapport préliminaire en préparation; Picard, 1986).

À deux endroits situés à l'ouest du lac Parent, directement au nord de la Faille Bergeron, des coulées de lave de basalte à olivine ou à pyroxène du Groupe de Chukotat semblent être en contact stratigraphique avec les unités volcanoclastiques de la Formation de Parent (Moorhead, 1986; Giovenazzo, en préparation).

Ces unités volcanoclastiques et volcaniques, quoique étant plus déformées que les coulées basaltiques du Chukotat, conservent néanmoins leur minéralogie primaire.

En résumé, les unités de la Formation de Parent du Groupe de Watts surmontent stratigraphiquement ou sont interlitées avec les basaltes du Groupe de Chukotat dans un secteur où les basaltes à plagioclase ne figurent pas dans l'empilement volcanique du Chukotat sous-jacent.

Dans le secteur centre-est de la Fosse, le cycle volcanique du Chukotat se caractérise par l'extrusion de basalte à olivine, mais surtout de basalte à pyroxène et à plagioclase, surmonté d'un édifice volcanoclastique. La présence en cet endroit d'abondantes volcanoclastites est unique dans la Fosse de l'Ungava. Cet empilement volcanoclastique semble avoir été déposé dans un milieu relativement peu profond par-dessus la séquence volcanique du Chukotat. Puisque les basaltes du Chukotat ont plusieurs points communs avec les basaltes du type «MORB» des fonds océaniques modernes (Hynes et Francis, 1982), l'édifice volcanoclastique de la Formation de Parent pourrait être analogue aux îles volcaniques modernes situées près des centres d'extension dans les bassins océaniques.

Soulignons que la présence de la Faille Bergeron entre les unités de la Formation de Parent et celles du Groupe de Chukotat rend une éventuelle reconstruction stratigraphique difficile.

Les unités de la Formation de Parent, plus jeunes que celles du Chukotat, pourraient aussi représenter un équivalent extrusif latéral distal des laves du Chukotat, chevauché sur les unités du Groupe de Chukotat lors de la déformation de la Fosse (Lamothe, comm. pers.; Moorhead, rapport final en préparation).

Hynes et Francis (1982) ont aussi postulé une équivalence latérale entre le basalte à plagioclase et le basalte à olivine, suggérant que le magmatisme du Chukotat devient moins magnésien en se dirigeant vers le centre du bassin.

## Géologie économique

Plusieurs indices minéralisés ont été trouvés au cours de nos travaux de terrain. Trois secteurs en particulier présentent des contextes intéressants pour la minéralisation.

- 1) La partie sommitale du Groupe de Povungnituk, dans la région du lac Chukotat, comprend un indice de galène (1.2% Pb, 20 g/t Ag) situé dans une veine de quartz au sein d'un assemblage de volcanoclastite, de rhyolite et de dolomie.

Plusieurs filons-couches gabbroïques envahissent cet assemblage, dont certains sont minéralisés en pyrrhotite-chalcopryrite près de leurs bordures. Les sédiments directement adjacents aux gabbros sont aussi minéralisés en pyrrhotite-chalcopryrite. Dans les deux cas, les teneurs en Ni et en Cu sont très faibles.

- 2) Les filons-couches différenciés de composition ultramafique à mafique situés à la base du Groupe de Chukotat contiennent souvent des sulfures (pyrrhotite et/ou chalcopryrite de 1 à 7%) disséminés dans leurs parties ultramafiques. Un de ces filons, situé à l'est du lac Chukotat, contient des teneurs en Cr (4.9%) et Ni (0.12%). De la chromite se trouve dans la partie ultramafique du filon tandis que de la pyrrhotite est disséminée dans la partie gabbroïque sus-jacente.

Les filons-couches différenciés, ainsi que les coulées de lave massive, situés à la base du Groupe de Chukotat présentent un bon contexte pour des minéralisations en éléments du groupe des platinoïdes (EGP). Ils montrent certaines similitudes avec les filons-couches minéralisés en EGP du type Delta (Giovenazzo, 1985) et plus particulièrement Katiniq et Donaldson (Barnes *et al.*, 1982; Dillon-Leitch *et al.*, sous-presse), situés plus à l'est au même niveau stratigraphique.

Aucun indice en EGP n'a été découvert dans notre région. Toutefois, considérant la faible puissance (20 cm) de l'horizon minéralisé en EGP dans le filon-couche Delta (Giovenazzo, 1985), il est évident que l'échelle de cartographie actuelle (1:50 000) ne permet pas une évaluation, même grossière, du potentiel en EGP de la région.

- 3) Plusieurs horizons de sulfures (pyrrhotite-pyrite-chalcopryrite) ont été observés dans la séquence volcanoclastique de la Formation de Parent (Groupe de Watts) au nord du lac Hubert. Dans ce secteur, la partie gabbroïque d'un filon de composition mafique à ultramafique comprend un horizon de 1 m d'épaisseur qui contient des sulfures disséminés. Ce filon fut inventorié pour son potentiel d'amiante au début des années soixante.

## Conclusions

- 1) Les unités lithostratigraphiques de ce secteur sont, en majorité, les équivalents latéraux de ceux cartographiés plus à l'est par Hynes et Francis (1982) et lors des travaux récents du MER.
- 2) La plupart des failles inverses majeures représentent l'extension des failles déjà notées plus à l'est par Hynes et Francis (1982) et les équipes du MER.
- 3) La localisation et la composition des ceintures de roches supracrustales archéennes (les Formations du Lac Allemand et de Juet) semblent avoir exercé un contrôle sur le type et la nature de l'assemblage sédimentaire aphébien en bordure du socle archéen.
- 4) Dans notre région, l'empilement volcanoclastique interlité de quelques horizons sédimentaires de la partie sommitale du Groupe de Povungnituk s'amincit d'une façon marquée de l'ouest vers l'est et passe graduellement à un faciès plus distal.
- 5) Les unités de la partie inférieure de la Formation de Parent du Groupe de Watts surmontent stratigraphiquement ou sont interlitées avec les coulées basaltiques du Groupe de Chukotat. Dans ce secteur, les basaltes à plagioclase, tels que définis par Hynes et Francis (1982), ne figurent pas dans l'empilement volcanique du Chukotat. Les unités de la Formation de Parent forment un édifice de volcanoclastites interlitées de coulées basaltiques qui s'est érigé sur les laves basaltiques du Groupe de Chukotat. Vu que le basalte du Chukotat est, du moins en partie, similaire au basalte du type «MORB» des fonds océaniques modernes (Hynes et Francis, 1982), l'empilement de la Formation de Parent pourrait être analogue aux îles volcaniques qui surmontent les fonds océaniques modernes près des centres d'extension.

Nous considérons les unités de la Formation de Parent comme des équivalents latéraux (faciès plus distal) des volcanites du Chukotat chevauchées sur le Groupe de Chukotat lors de la déformation de la Fosse.

## Recommandations pour l'exploration minière

L'exploration minière devrait se concentrer en trois environnements géologiques dans notre région:

- 1) Dans l'assemblage de volcanoclastites interlités de sédiments qui caractérise la partie sommitale du Groupe de Povungnituk, pour des minéralisations stratiformes de Zn-Pb-Ag-Cu.
- 2) Dans les filons-couches mafiques à ultramafiques différenciés situés à la base du Groupe de Chukotat, pour des minéralisations en Ni-Cu-Co-EGP.
- 3) Dans les volcanoclastites de la Formation de Parent, pour des sulfures massifs stratiformes, ainsi que dans les filons de gabbro qui envahissent ces unités au nord du lac Hubert, pour des minéralisations en Ni-Cu-Co-EGP.

## Références

- BARNES, J.J. – COATS, C.G.A. – NALDRETT, A.J., 1982 – Petrogenesis of a Proterozoic nickel sulphide-komatiite association: the Katiniq sill, Ungava, Quebec. *Economic Geology*, volume 77, pages 413-429.
- BEALL, G.H. – HURLEY, P.M. – FAIRBAIRN, H.W. – PINSON, W.H., 1963 – Comparison of K-Ar and whole rock Rb-Sr dating in New Quebec and Labrador. *American Journal of Science*, volume 261, pages 571-581.
- BERGERON, R., 1959 – La région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-392.
- DILLON-LEITCH, H.C.H. – WATKINSON, D.H. – COATS, C.J.A., (sous-pressé) – Distribution of platinum-group elements in the Donaldson West deposit, Cape Smith Belt, Quebec. *Economic Geology*.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape-Smith fold belt, Ungava, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-829.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J.N., HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, volume 24, pages 556-582.
- GIOVENAZZO, D., 1985 – Étude des minéralisations du secteur centre du sillon de Cap-Smith: région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-13.
- \_\_\_\_\_ (en préparation) – Étude des minéralisations du secteur centre de la Fosse de l'Ungava: régions des lacs Bélanger, Nuvilik et Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport final.
- HERVET, M., 1985 – Région de la vallée Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-05 (carte annotée).
- HYNES, A.J. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith fold belt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du lac Beauparlant, bande de Cap Smith-Maricourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39 (carte annotée).
- MOORHEAD, J., 1986 – Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-01 (carte annotée).
- \_\_\_\_\_ (en préparation) – Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport final.
- \_\_\_\_\_ (en préparation) – Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport préliminaire.
- PICARD, C., 1985 – Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-12.
- \_\_\_\_\_ 1986 – Pétrologie des roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava: coupes lithologiques au sud du lac Lanyan et à l'est du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-26.
- ROY, C., 1985 – Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-15.
- TAYLOR, F.C. – LOVERIDGE, W.D., 1981 – A Rb-Sr study of a New Quebec Archean granodiorite. *IN: Rb-Sr and U-Pb isotopic age studies, report 4. IN: Current Research, part C. Commission géologique du Canada, Paper 81-1C, pages 105-106.*
- TREMBLAY, G., 1985 – Géologie de la région du lac Vanasse, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-29 (carte annotée).
- \_\_\_\_\_ (en préparation) – Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport préliminaire.





---

# Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec

Guy Tremblay <sup>(1)</sup>

---

## Introduction

Les régions des lacs Vanasse et Lessard (figure 1) se situent au SSO du village de Salluit dans la péninsule de l'Ungava. Nous avons effectué des travaux de cartographie (1:50 000) sur ces terrains au cours des campagnes de terrain de 1985 et 1986. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre du projet de cartographie de la Fosse de l'Ungava, amorcé par le M.E.R. en 1983.

Nos travaux complètent ceux effectués vers l'est par Lamothe *et al.* (1984) et Hervet (1985), ainsi que ceux faits au sud par Roy (1985) et Moorhead (1986) (voir Lamothe, figure 1, ce volume). Précédemment Bergeron (1957,1959), Beall (1959,1960,1977), Gélinas (1962), Stam (1961) et Taylor (1982) ont tous effectués des travaux le long de la bande volcanosédimentaire de la Fosse de l'Ungava. Finalement notons les travaux de Hynes and Francis (1982) et Picard (1985) dans lesquels sont présentées des coupes au travers de la Fosse de l'Ungava et ceux de Giovenazzo (1985) qui portent sur les minéralisations.

## Géologie générale

### INTRODUCTION

La région des lacs Vanasse et Lessard, qui fait partie de la province structurale de Churchill, comprend deux ensembles lithologiques distincts (figure 2). Au nord, on reconnaît un ensemble de roches métamorphiques d'âge archéen (Beall *et al.*, 1963; Taylor, 1982; Doig, 1983) et au sud, un ensemble de roches volcanosédimentaires et intrusives d'âge protérozoïque (Beall *et al.*, 1963; Zindler, 1982) qui forme la Fosse de l'Ungava. Cette dernière repose en discordance au sud, sur le socle archéen de la province du Supérieur (Beall *et al.*, 1963; Taylor, 1982), et au nord, sur un socle polymétamorphique archéen (Doig, 1983). Ce contact nord peut aussi être marqué par la présence d'une faille de chevauchement (Lamothe *et al.*, 1984).

### Le socle archéen

Le socle gneissique au nord de la Fosse de l'Ungava se compose en grande partie de roches de composition granodioritique souvent interlitées à des niveaux amphibolitiques. Le socle se compose des lithologies suivantes: du gneiss

granodioritique à biotite, épidote et labradorite; du gneiss granodioritique ou tonalitique à épidote et muscovite; du gneiss granodioritique à biotite, épidote et à phénocristaux de feldspath potassique ainsi que du gneiss quartzofeldspathique à biotite et/ou à grenat. Dans ces gneiss sont injectées des roches intrusives granitiques foliées. Les roches du socle sont également recoupées par des dykes basiques tardifs.

Finalement, le socle comprend aussi des schistes amphibolitiques composés de plagioclase, de hornblende, de grenat et de clinopyroxène. Ces schistes sont associés à des schistes à quartz et muscovite et à des horizons de quartzite. Ils s'apparentent à ceux que nous observons à l'intérieur du Groupe de Watts dans la Fosse de l'Ungava. La configuration structurale de ces schistes et leur grande ressemblance aux schistes aphébiens laissent supposer qu'il s'agit de lambeaux d'érosion de roches protérozoïque pinçées au coeur du socle archéen.

Les roches archéennes ont été migmatisées et métamorphosées. Au moins deux phases de métamorphisme les ont affectées. La première phase a atteint au moins le faciès amphibolite moyen et est d'âge kénoréen (Schimann, 1978; Westra, 1978; Hervet, 1985). La deuxième, dont le métamorphisme varie du faciès des schistes verts jusqu'au faciès amphibolite, est d'âge hudsonien (Westra, 1978).

### Fosse de l'Ungava

La Fosse de l'Ungava se compose principalement d'unités volcanosédimentaires et intrusives qui se divisent en quatre groupes (tableau 1): Les Groupes de Povungnituk, de Chukotat, de Spartan et de Watts (Bergeron, 1959; Lamothe *et al.*, 1984). Ces unités ont été datées au Sm-Nd à  $1971 \pm 75$  Ma (Zindler, 1982). La méthode au K-Ar a donné des âges de 1420 et 1650 Ma (Beall *et al.*, 1963).

Les roches d'âge aphébien de la région des lacs Lessard et Vanasse font toutes parties du Groupe de Watts. Celui-ci comprend des roches d'origine volcanosédimentaire et intrusive. Les roches intrusives appartiennent à trois phases (voir Hervet, 1985): les phases Povungnituk et Chukotat, pré ou syntectoniques, et la phase Narsajuaq, post-tectonique. Le métamorphisme de ces unités varie du faciès des schistes verts au faciès amphibolite.

Les roches métasédimentaires du Groupe de Watts comprennent du wacke, du quartzite et du conglomérat (?). Les protolithes des métavolcaniques se composent de tufs à blocs, de tufs à lapilli et de tufs cherteux ainsi que de laves

---

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

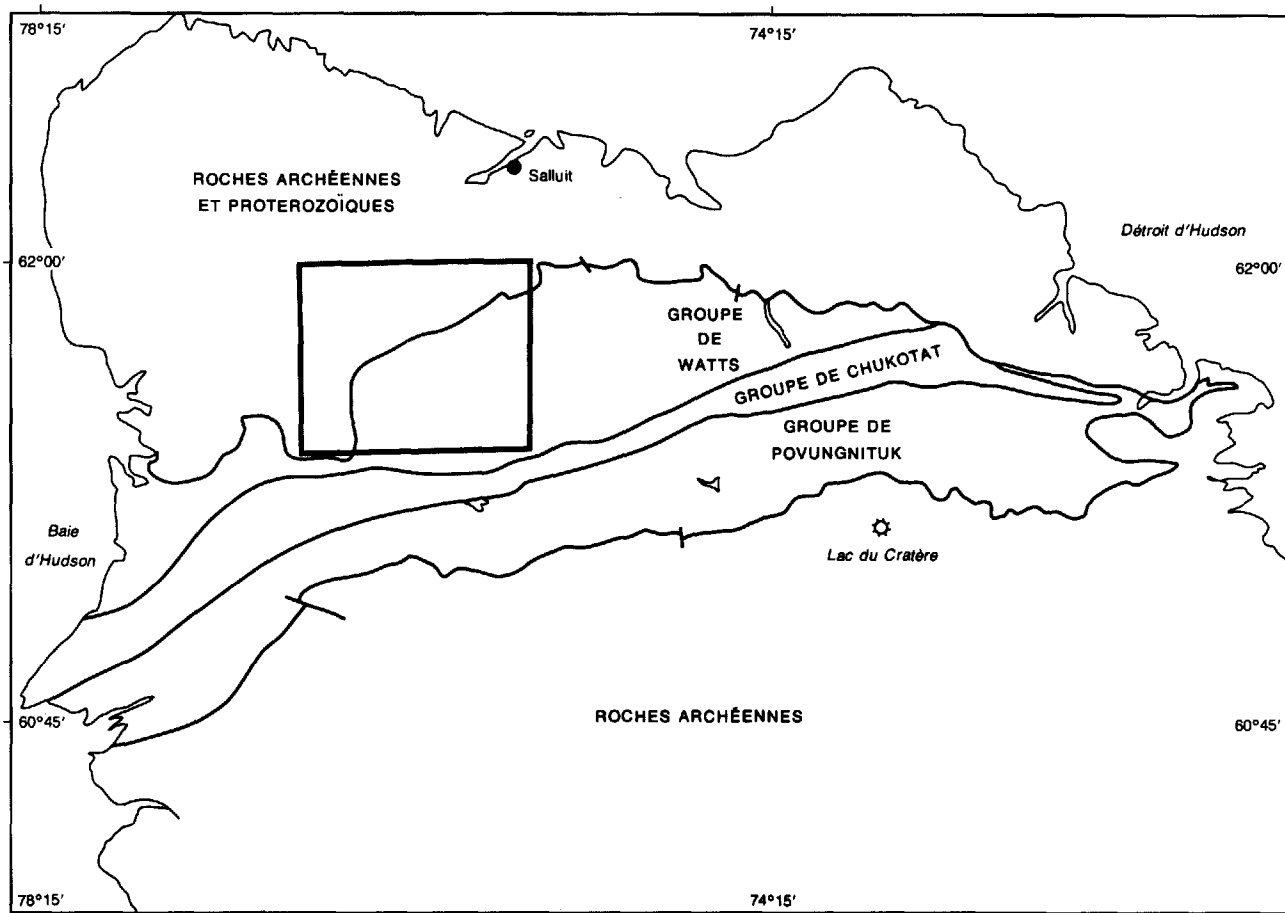


FIGURE 1 – Localisation de la région des lacs Vanasse et Lessard.

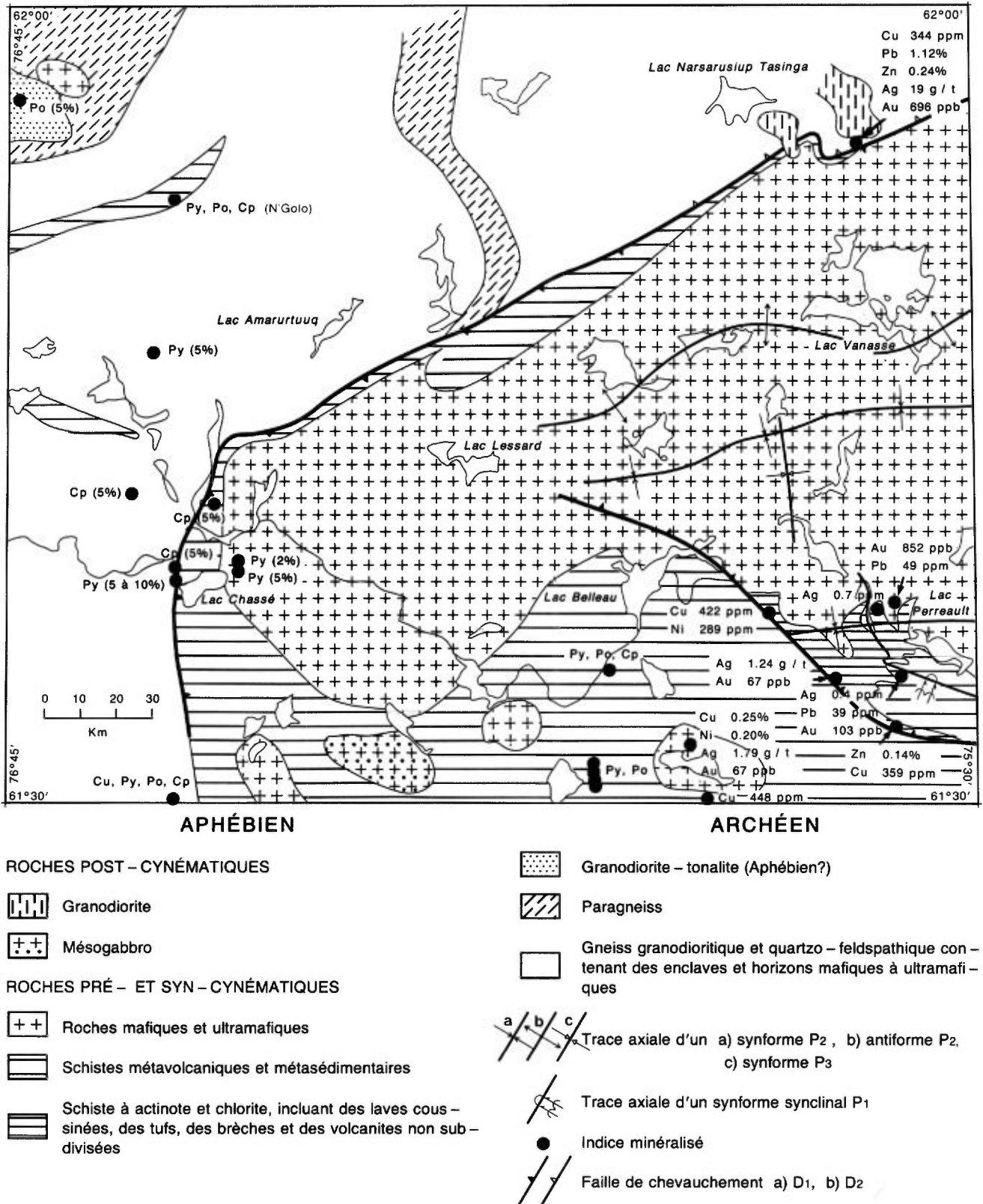


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région des lacs Vanasse et Lessard.

massives et coussinées. Des unités métasédimentaires (wacke et quartzite) d'épaisseur métrique à décimétrique sont interstratifiées à ces métavolcanites. Finalement, des filons-couches gabbroïques peu épais (< 10 m) prennent place à travers cet assemblage.

Les roches intrusives de la phase Povungnituk sont principalement des gabbros à hornblende variant de leuco- à mélanocrates, des monzogabbros, des diorites, des monzodiorites, des granodiorites ainsi que des roches granitiques.

**Tableau 1 – Sommaire tectonostratigraphique de la Fosse de l'Ungava**

ROCHES INTRUSIVES
Phase Narsajuaq (post-tectonique)
Phase Chukotat (pré- ou syntectonique)
Phase Povungnituk (pré- ou syntectonique)
GROUPE DE WATTS
faille
GROUPE DE SPARTAN
faille
GROUPE DE CHUKOTAT
faille
GROUPE DE POVUNGNITUK
Sous-groupe de Lamarche
Sous-groupe de Beauparlant
----- discordance -----
(réactivée tectoniquement)
SOCLE ARCHÉEN

La phase Chukotat est caractérisée par des intrusions ultramafiques de hornblende et de péridotite-pyroxénite. Les deux types forment des lentilles peu épaisses à l'intérieur des roches gabbroïques de la phase Povungnituk.

Finalement nous retrouvons une phase intrusive tardi- et post-tectonique que nous relierons à la phase Narsajuaq (Hervet, 1985). Ces roches intrusives sont de composition tonalitique-granodioritique, granitique-granodioritique et gabbroïque. Cette phase comprend également des intrusions locales de hornblende non déformée. Les intrusions tardi- et post-tectoniques recoupent le Groupe de Watts et le socle archéen.

## Géologie structurale

Trois phases de déformation affectent le Groupe de Watts. La première phase ( $D_1$ ) a produit une schistosité principale ( $S_1$ ) et des plis ( $P_1$ ) fermés à isoclinaux. La deuxième phase ( $D_2$ ) est responsable d'un clivage  $S_2$  qui est en relation avec des plis ouverts ( $P_2$ ). Au nord du lac Vanasse, le contact entre la Fosse de l'Ungava et le socle archéen a été impliqué dans cette déformation. La troisième phase ( $D_3$ ) a produit des plis ouverts d'axe NS. La superposition des phases  $D_2$  et  $D_3$  a formé un patron de déformation superposé de type dômes et bassins. Finalement des failles et de nombreuses zones de cisaillement ont été notées dans la région.

## Géologie économique

La région des lacs Vanasse et Lessard recèle plusieurs zones minéralisées. Ces zones contiennent généralement de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite disséminé et occasionnellement de la malachite. Les sulfures (Py, Cp, Po) disséminés représentent rarement plus de 5% à 10% de la roche; localement, ils forment des lentilles massives.

La minéralisation peut se retrouver sous forme disséminée dans les roches gabbroïques de la phase Povungnituk, dans les filons-couches de gabbro à l'intérieur des métavolcanites ainsi que dans les gabbros post-tectoniques de la phase Narsajuaq. Un échantillon minéralisé de gabbro post-tectonique du secteur du lac Vanasse a donné 0.20% Ni, 1.79 g/t Ag et 67 ppb Au.

Des disséminations de sulfures (Py, Cp, Po) parsèment localement les roches métasédimentaires et métavolcaniques. Les valeurs d'analyse donnent jusqu'à 852 ppb Au, 0.7 g/t Ag, 0.04% Cu, et 0.005% Pb, pour des échantillons pris dans ces lithologies.

Nous avons également noté des sulfures associés à une faille importante qui recoupe l'ensemble des roches volcanosédimentaires du Groupe de Watts (figure 1). Du cisaillement et une forte carbonatation accompagne cette faille. Les résultats d'analyse le long de la faille donnent jusqu'à 0.04% Cu, 0.03% Ni, 0.14% Zn, 1.24 g/t Ag et 67 ppb Au.

Finalement un indice minéralisé situé dans le socle archéen a donné 0.03% Cu, 1.12% Pb, 0.24% Zn ainsi que 19 g/t Ag et 696 ppb Au. Ce dernier indice borde une intrusion granodioritique à l'intérieur des roches archéennes.

Dans le secteur du lac Lessard, nous avons observé plusieurs sites avec de la minéralisation disséminée soit dans les roches métavolcaniques et métasédimentaires ou encore dans les roches intrusives. Plusieurs de ces indices minéralisés sont associés à des zones de cisaillement carbonatisées ou silicifiées. Localement, ces zones de cisaillement peuvent contenir des lentilles de sulfures massifs. Les résultats des analyses chimiques sont à venir.

Notons également la présence de sulfures massifs et disséminés dans les lambeaux de schistes amphibolitiques isolés dans le socle archéen. Un des indices (indice N'Gollo) est constitué d'une lentille de 2 à 3 mètres d'épaisseur de sulfures massifs (Py, Po) accompagnée d'une zone de sulfures disséminés, que nous avons suivie sur plus de 150 mètres. Les analyses ne sont toutefois pas encore disponibles pour cet indice.

## Conclusions

Les campagnes de terrains de 1985 et 1986 ont permis de découvrir de nombreux sites minéralisés, tant dans les roches aphébiennes que dans le socle archéen. Dans les roches aphébiennes, les unités métavolcaniques et métasédimentaires ainsi que les gabbros sont les lithologies où la

minéralisation a été le plus fréquemment observée. À plusieurs endroits, la minéralisation est associée à des zones de failles et des zones cisailées accompagnées de carbonatation ou de silicification. C'est donc préférentiellement vers ces zones que l'on doit axer l'exploration. Du côté du socle archéen, un indice de Cu – Pb – Ni – Ag – Au se retrouve en bordure d'une intrusion granodioritique tardive, ce qui présente un contexte nouveau de grand intérêt. Un autre indice très intéressant (indice N°Golo) se retrouve dans un lambeau de schistes amphibolitiques isolé dans le socle archéen. Il y a donc lieu de porter attention aux roches archéennes et à ces schistes amphibolitiques.

## Références

- BEALL, G.H., 1959 – Région du lac Cross, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-396.
- \_\_\_\_\_ 1960 – Région du lac Laflamme, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-435.
- \_\_\_\_\_ 1977 – Cross lake and Laflamme lake areas. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-460.
- BEALL, G.H. – HURLEY, P.M. – FAIRBAIRN, H.W. – PINSON, W.H., 1963 – Comparison of K-Ar and whole rock Rb-Sr dating in New Quebec and Labrador. *American Journal of Science*, volume 261, pages 571-580.
- BERGERON, R., 1957 – Zone de Cape Smith-Wakeham Bay, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, rapport préliminaire, RP-355.
- \_\_\_\_\_ 1959 – Région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-392.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith fold belt, Ungava, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-829.
- GÉLINAS, L., 1962 – Région du Lac Watts, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, rapport préliminaire, RP-471.
- GIOVENAZZO, D., 1985 – Étude des minéralisations du secteur centre de la fosse de l'Ungava: région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-13.
- HERVET, M., 1985 – Région de la vallée de Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-05.
- HYNES, A.J. – FRANCIS, D.J., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du lac Beauparlant, Bande de Cap Smith-Maricourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39.
- MOORHEAD, J., 1986 – Géologie de la région du Lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-01.
- PICARD, C., 1985 – Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-12.
- ROY, C., 1985 – Région du Lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-15.
- SCHIMANN, K., 1978 – On regional metamorphism in the Wakeham Bay area, New Quebec. *In Metamorphism in the Canadian Shield*. Commission géologique du Canada, Paper 78-10, pages 245-248.
- STAM, J.C., 1961 – On the geology and petrology of the Cape Smith-Wakeham Bay Belt, Ungava, New Quebec. *Geologie en Mijnbouw*, volume 40, pages 412-421.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Québec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Memoir 399.
- WESTRA, L., 1978 – Metamorphism in the Cape Smith – Wakeham Bay area north of 61 N., New Quebec. *Geological Survey of Canada, Paper 78-10*, pages 237-244.
- ZINDLER, A., 1982 – Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In N.T. Arndt and E.C. Nisbet (editors), Komatiites*. Allen and Unwin, London.



# Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava

Michel Hervet<sup>(1)</sup>

## Introduction

Les travaux de terrain effectués durant l'été 1984 s'inscrivent dans le cadre du projet de cartographie de la moitié ouest de la Fosse de l'Ungava amorcé en 1983 par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. La région de l'étude comprend un segment de plus de 2000 km<sup>2</sup> situé dans la vallée de Narsajuaq (50 km au sud de Salluit) dans la portion nord de la Fosse de l'Ungava (figure 1).

Suite à l'exploration géologique de la Fosse par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec entre 1957 et 1962 ainsi que par la Commission Géologique du Canada à l'intérieur et à l'extérieur de la Fosse, plusieurs campagnes de prospection par les compagnies d'exploration minière se sont déroulées, en particulier durant les années soixante.

Nos objectifs ont été : 1) de définir la chronostratigraphie de la région de l'étude (Groupe de Watts) et d'en dégager une suite évolutive, et 2) d'évaluer le potentiel économique de ce secteur.

## Géologie générale

La péninsule de l'Ungava est constituée au sud par le socle archéen (Beall *et al.*, 1963; Taylor et Loveridge, 1981) du craton de la province du Supérieur (Stevenson, 1968). Au nord, elle est formée de la province de Churchill comprenant la Fosse de l'Ungava dans la portion sud et un socle polymétamorphique plus au nord (Taylor, 1982; Westra, 1978; Doig, 1983). La Fosse de l'Ungava est découpée en une série de sept blocs tectoniques séparés les uns des autres par des failles de chevauchement (Hynes et Francis, 1982). Les unités lithologiques se divisent en quatre groupes distincts. Dans la portion sud, le Groupe de Povungnituk (blocs 1 à 3), représentant une sédimentation de marge continentale associée à un magmatisme bimodal, est surmonté en concordance du Groupe de Chukotat (blocs 4 et 5) dont le magmatisme, passant de komatiitique à tholéitique pauvre en Ti, est associé au développement d'une croûte océanique (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983).

Plus au nord le Groupe de Spartan (bloc 6), composé de métasédiments et métavolcanites similaires à ceux du Groupe de Povungnituk, est surmonté du Groupe de Watts (bloc 7) (Lamothe *et al.*, 1984) formant un large synforme

asymétrique composé d'une séquence sédimentaire et volcanique similaire aux Groupes de Povungnituk et de Chukotat (figure 2). Ce bloc comprend deux suites intrusives (phases Povungnituk et Chukotat) corrélables avec les intrusions mafiques et ultramafiques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat des blocs tectoniques plus au sud. De plus, trois suites intrusives sont uniques à ce bloc (Hervet, 1984, 1985): 1) les intrusions pré-Chukotat (aussi phase Povungnituk) de leucogabbro-«granodiorite» d'affinité calcoalcaline, 2) les intrusions post-Chukotat de composition intermédiaire (monzogabbro riche en éléments alcalins) et 3) les intrusions post-Chukotat de composition acide (phase Narsajuaq).

Le métamorphisme croît du sud au nord et d'ouest en est, du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Westra, 1978; Schimann, 1978; Hynes et Francis, 1982). Trois phases de déformation d'intensité décroissante ont affecté la Fosse de l'Ungava (Hynes et Francis, 1982; Lamothe *et al.*, 1984).

## SOCLE ARCHÉEN

Les gneiss granodioritiques du socle au nord de la Fosse (figure 2) contiennent des horizons de paragneiss à biotite et grenat et ne montrent les évidences que d'une seule phase de migmatisation. Des dykes *métamorphisés* (exempts de mobilisat), de composition mafique et felsique d'âge aphanitique recoupent les gneiss et les mobilisats archéens et indiquent des conditions de métamorphisme protérozoïque sub-anatectiques. Quatre phases de déformation ont affecté le socle, soit (au moins) une phase de déformation archéenne à laquelle se superposent les trois phases de déformation protérozoïque.

## FOSSE DE L'UNGAVA: GROUPE DE WATTS

Le Groupe de Watts (figure 2) se compose d'une séquence de sédiments de base constituée de métagrès quartzeux reposant en discordance angulaire sur le socle. Le contact supérieur est surmontée de schistes amphibolitiques (à texture blastomylonitique) de la base de la séquence de métavolcanites. Ces derniers constituent les équivalents métamorphiques et tectonisés de volcanites dans lesquelles sont préservées, dans le secteur SO de la région, quelques structures primaires des faciès coussinés, massifs, bréchiques et tufacés. La plupart de ces métavolcanites ont une composition tholéitique (figures 3,4 et 5) (nombre Mg<sup>(2)</sup>: 0,410-0,466, TiO<sub>2</sub>: 1,23-2,44%, Ni: 12-53 ppm,

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

2. nombre Mg = Mg / (Mg + Fe total)

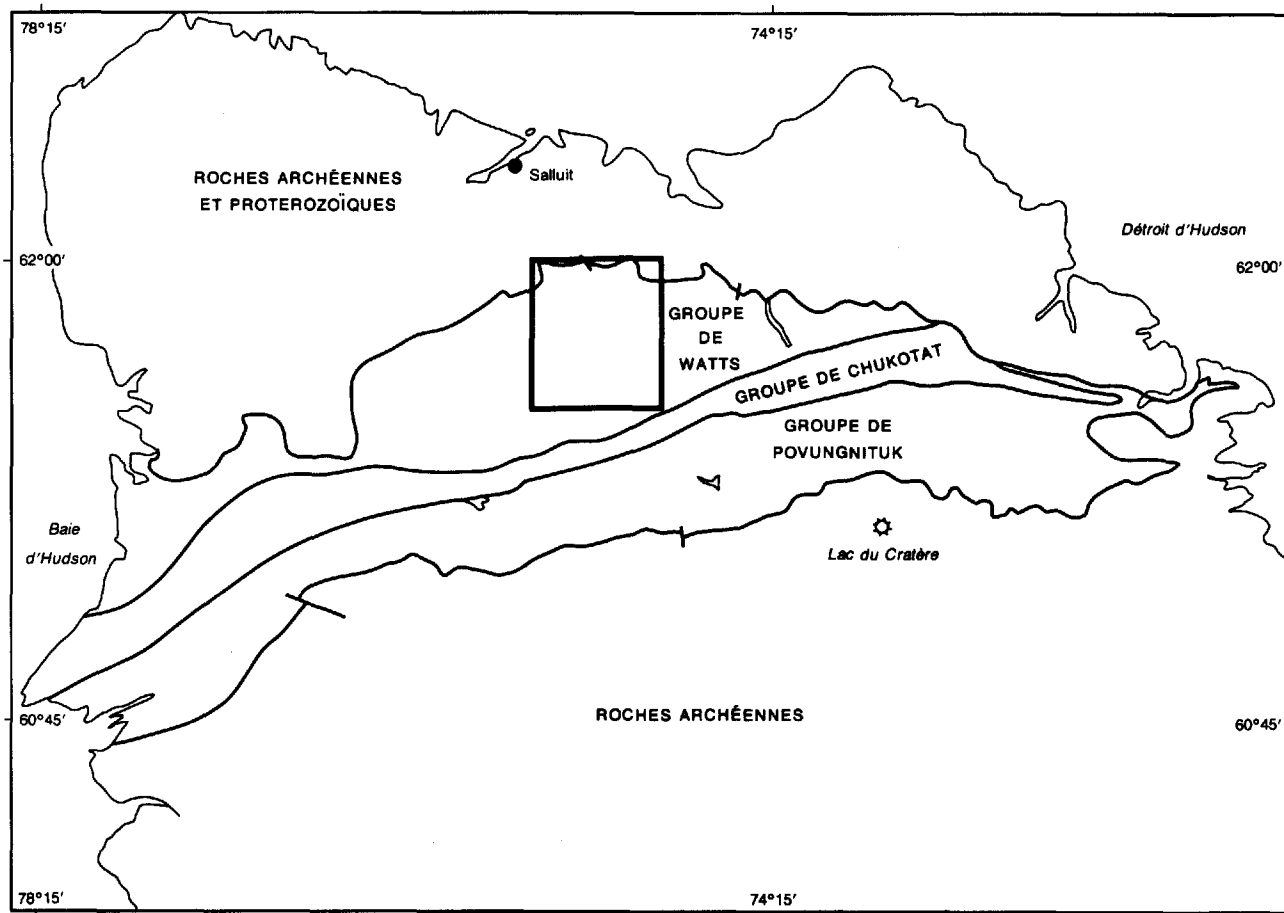


FIGURE 1 – Localisation de la région de la vallée de Narsajuaq.



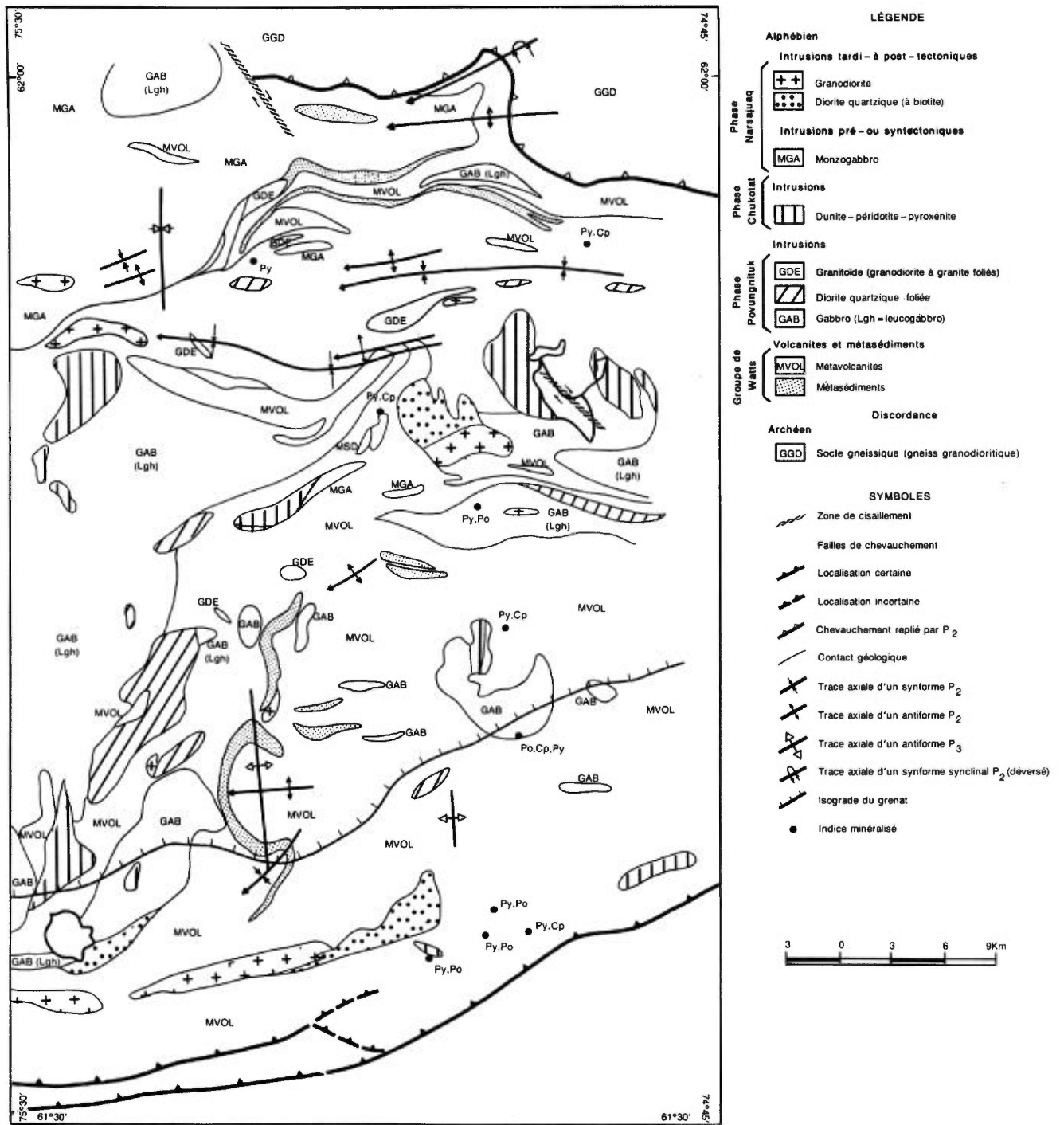
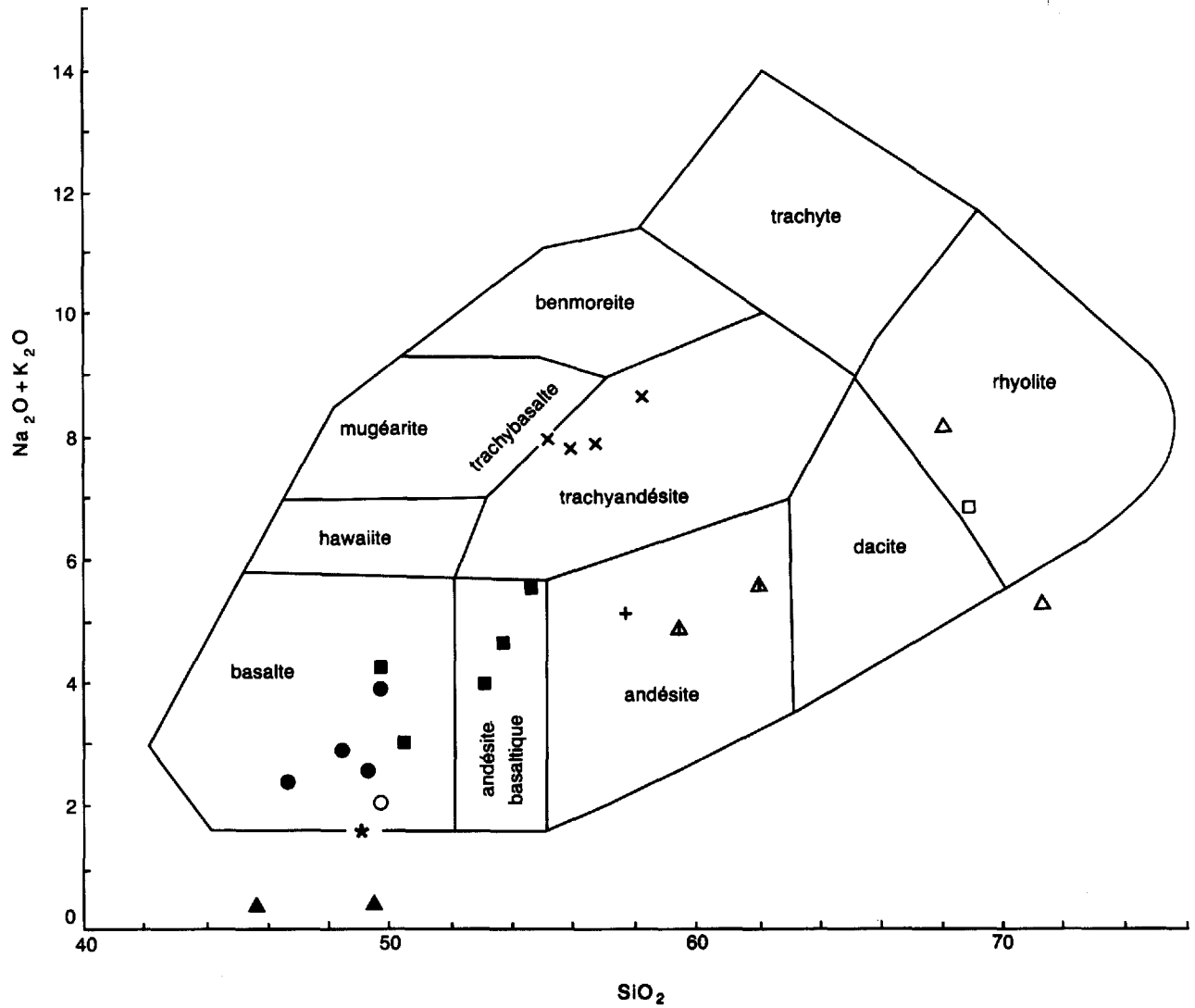


FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région de la vallée Narsajuaq.



- |                                |                                   |                                    |
|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| <u>Post Chukotat</u>           | <u>Phase Chukotat</u>             | <u>Phase Povungnituk</u>           |
| * Dyke basique                 | ▲ Roches ultrabasiques – basiques | □ Granite                          |
| <u>Phase Narsajuaq</u>         |                                   | ■ Mesogabbro et leucogabbro        |
| ▲ Diorite quartzique à biotite |                                   | <u>Groupe de Watts</u>             |
| △ Granodiorite – tonalite      |                                   | ○ Métavolcanites, type Chukotat    |
| + Diorite                      |                                   | ● Métavolcanites, type Povungnituk |
| x Monzogabbro                  |                                   |                                    |

FIGURE 3 – Classification des roches magmatiques selon le diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ .

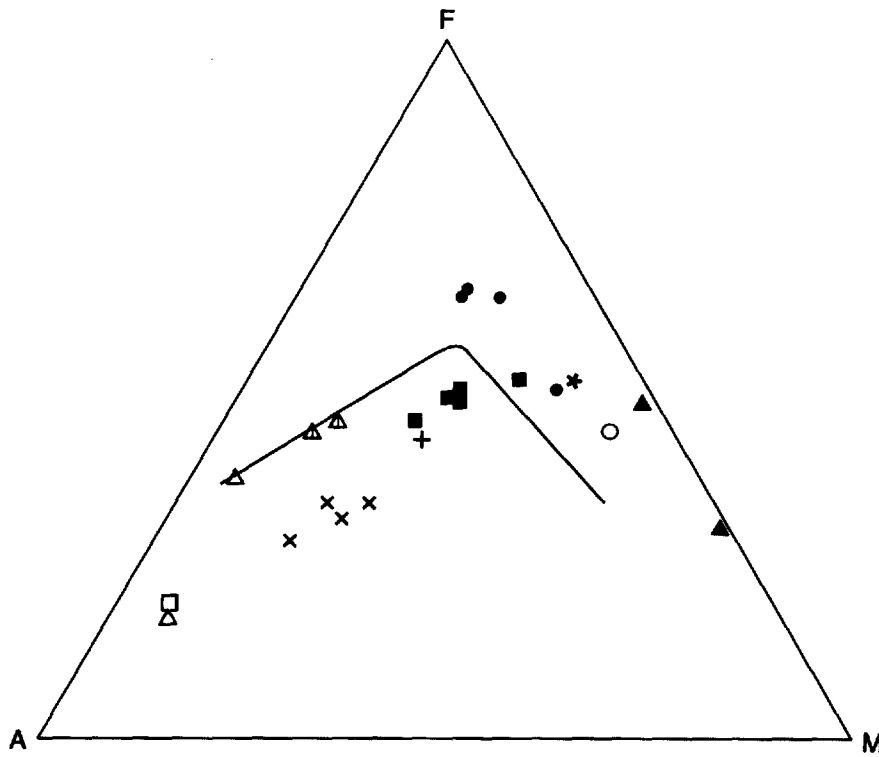


FIGURE 4 – Les roches magmatiques de la région sur le diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971) A =  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; F = Fe total en FeO; M = MgO (% poids). Voir la figure 3 pour les symboles.

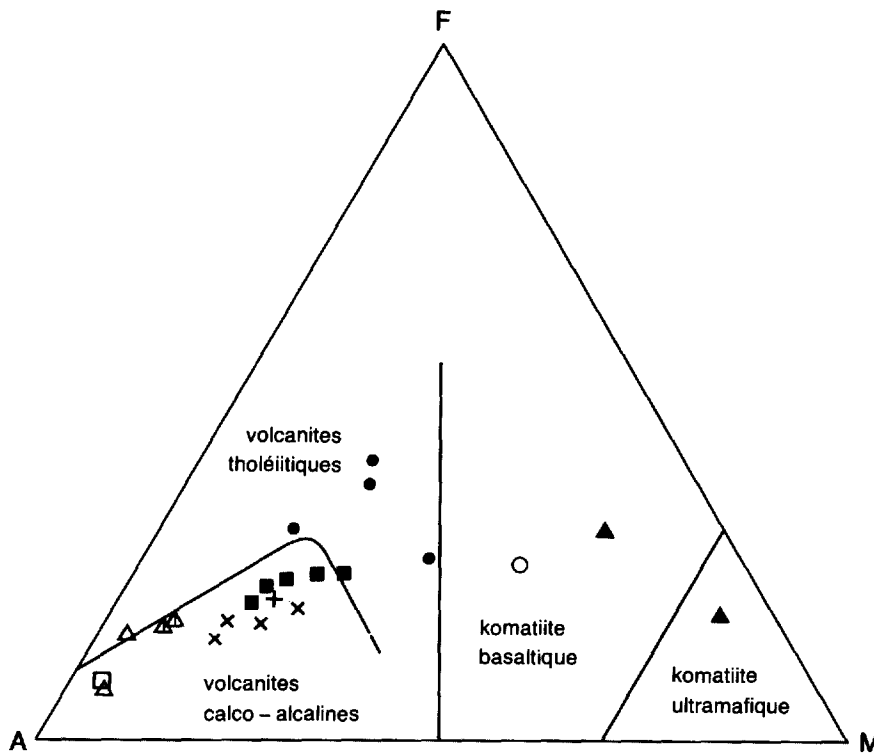


FIGURE 5 – Les roches magmatiques de la région sur le diagramme de Jensen (1976). A =  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; M = MgO; F = FeO +  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  +  $\text{TiO}_2$  (% des cations). Voir la figure 3 pour les symboles.

Cr: 220-520 ppm, Zr/Y: 3,8-5) similaire aux laves de faible nombre Mg (Francis *et al.*, 1983) du Groupe de Povungnituk. Toutefois, un schiste amphibolitique de composition de basalte komatiitique (figure 5) (nombre Mg: 0,682, TiO<sub>2</sub>: 0,69%, Cr: 1500 ppm, Ni: 241 ppm) indique la présence de protolithes volcaniques avec la signature du Groupe de Chukotat dans le Groupe de Watts.

Le Groupe de Watts est injecté des trois phases intrusives, soit les phases Povungnituk, Chukotat et Narsajuaq.

### Phase Povungnituk

Cette phase comprend surtout des leucogabbros, accompagnés de quelques intrusions felsiques. Les leucogabbros (indice de couleur (I.C.): 15-25) abondent dans les secteurs ouest et nord. Les cristaux cumulats millimétriques de labradorite non-zonés (50-80%) forment une texture subophitique avec l'augite et l'hypersthène intercumulus (20-40%). La composition du leucogabbro correspond à celle d'un basalte andésitique (figure 3) (nombre Mg: 0,54 - 0,59, TiO<sub>2</sub>: 0,85 - 1,36%, faibles teneurs en Cr et Ni). Elle se situe dans le domaine orogénique (calco-alcalin) sur les diagrammes AFM et MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figures 4 et 6), et se répartit sur le diagramme Zr-Ti/100-3Y (figure 7) en deux groupes: un premier groupe dans le champs calco-alcalin (TiO<sub>2</sub>: 0,85-1,04%, Ti/Zr: 54-57, Zr/Y: 5) et un second dans les basaltes intra-plaques (TiO<sub>2</sub>: 1,21-1,36%, Ti/Zr: 137-138, Zr/Y: 4,2-5,8). La signature géochimique chevauche les champs des basaltes intra-plaques et calco-alcalins orogéniques, ce qui pourrait indiquer que le nord de la Fosse a subi une phase compressive antérieure au magmatisme Chukotat.

Des intrusions de forme variée de diorite quartzique (I.C.: 0 - 20) et quelques lentilles de monzonite, de granodiorite et de granite foliés (riches en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: corindon normatif) sont présents sporadiquement dans le secteur nord du groupe.

### Phase Chukotat

Des intrusions métamorphisées de pyroxénite, de dunite et de péridotite recoupent les intrusions de gabbro de la phase Povungnituk. On y distingue encore la minéralogie et le litage igné primaires. De composition komatiitique (figure 5) (nombre Mg: 0,68 - 0,84, TiO<sub>2</sub>: 0,25 - 0,84%, Cr: 780 - 1800 ppm, Ni: 190-408 ppm, Zr/Y: 1,4), ces intrusions représentent la phase Chukotat, reliée au magmatisme du Groupe de Chukotat plus au sud (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983).

### Phase Narsajuaq

La phase Narsajuaq, constituée des intrusions post-Chukotat, a débuté par l'intrusion d'un pluton de monzogabbro (I.C.: 10-25), singulière par sa composition, son confinement dans le secteur nord-ouest et le faible degré de déformation et d'hydratation des minéraux mafiques. Le monzogabbro, fortement enrichi en éléments alcalins

(figure 3) (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O: 7,9 - 8,7%), a une composition normative située à la limite de saturation en quartz. Il présente un enrichissement prononcé en éléments incompatibles mineurs (Ba: 2100 - 2700 ppm, Sr: 2000 - 2700 ppm, Zr: (Ti/Zr: 8-21, Zr/Y: 7-30)). Le patron linéaire des éléments terres-rares (ETR) et le fort enrichissement en ETR légères ((La)N<sup>(3)</sup>: 218 - 400, (La/Sm)N: 3,88 - 5,55) (Hervet, en préparation) sont comparables aux andésites archéennes de type II définies par Condie (1982) (similaires aux andésites modernes riches en K). Ceci suggère une source magmatique issue d'un contexte orogénique relié à la subduction de la croûte océanique générée lors du magmatisme Chukotat.

Les intrusions tardi- à post-tectoniques de diorite quartzique (localement à biotite) et de granodiorite-tonalite (I.C.: 5 - 8) sont caractéristiquement sodiques (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O: 1,5 - 6,8), avec corindon normatif pour la granodiorite. Elles présentent une signature calco-alcaline sur le diagramme AFM (figure 4). Les intrusions tardi-tectoniques seraient reliées au contexte orogénique précédemment décrit, tandis que les fractions post-tectoniques pourraient être indépendantes et appartenir à une suite post-orogénique, datée à 1840 Ma (St. Onge et Lucas, ce volume).

Un dyke basique de composition tholéiitique (figure 4), représentant le premier signe de magmatisme basique post-tectonique observé dans la Fosse, peut être relié à un régime tensionnel (figure 7) restreint post-Narsajuaq.

## Structure

Trois phases de déformation protérozoïque ont affecté la Fosse de l'Ungava et le socle archéen au nord. La première phase D<sub>1</sub> a produit la schistosité S<sub>1</sub> localement axiale à des plis isoclinaux asymétriques P<sub>1</sub> déversés vers le sud.

La seconde phase de déformation D<sub>2</sub> a produit une schistosité S<sub>2</sub> associée au développement de plis P<sub>2</sub>. Ceux-ci, tel le synforme asymétrique du Groupe de Watts, sont parallèles à l'orientation de la Fosse. Un pli P<sub>2</sub> déversé vers le sud affectant le contact Nord de la Fosse ramène les unités du socle par-dessus celles de la ceinture.

La troisième phase de déformation D<sub>3</sub> a produit des plis ouverts kilométriques de trace axiale N-S et indique un changement majeur de l'orientation du système de contraintes de N-S à E-W (similaire à celui de la partie nord de la Fosse du Labrador?).

Le cisaillement ductile à la base de la séquence métavolcanique *situé au-dessus des métasédiments* à la base du Watts et le cisaillement cassant-ductile à la limite sud du Watts sont contemporains à D<sub>1</sub>. Les textures C-S dans la portion sud du Watts indiquent un mouvement de chevauchement du nord vers le sud; le Groupe de Watts (à l'exception des métasédiments de base) se trouve donc en position para-autochtone ou allochtone, ayant subi un déplacement d'une distance inconnue du nord vers le sud.

3. Normalisé aux valeurs des chondrites

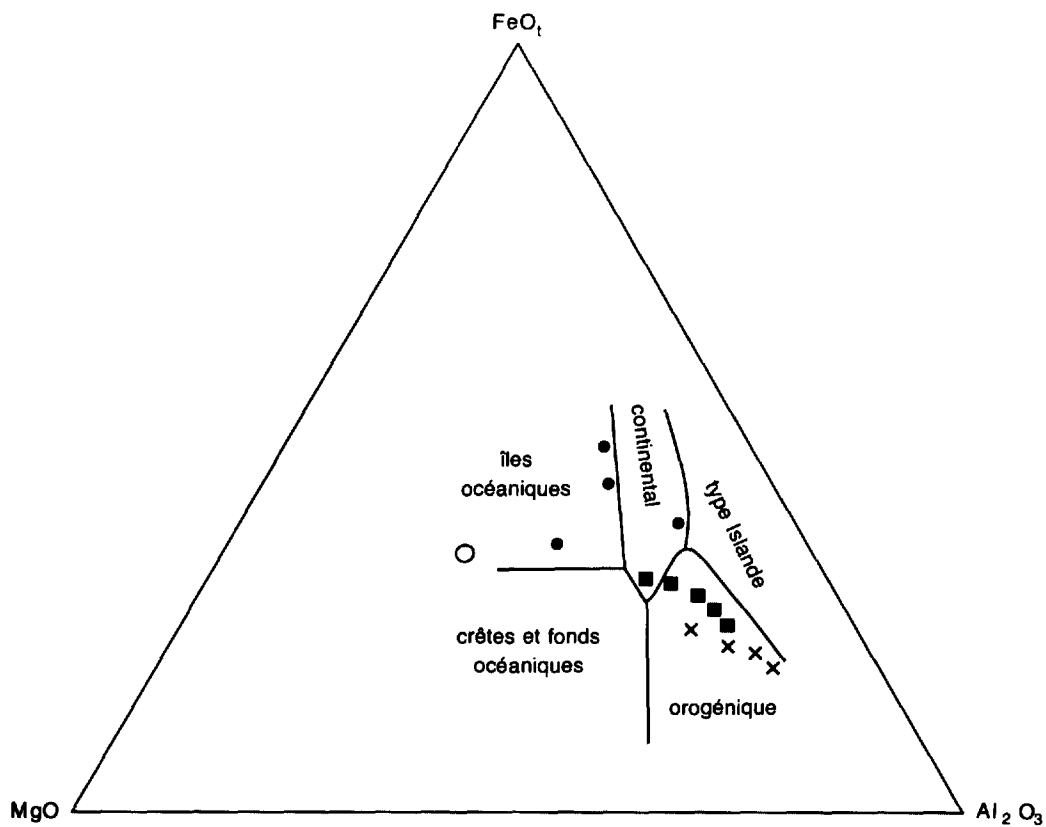


FIGURE 6 – Les roches magmatiques de la région sur le diagramme  $MgO - Al_2O_3 - FeO^*$  (Pearce *et al.*, 1977). Voir la figure 3 pour les symboles.

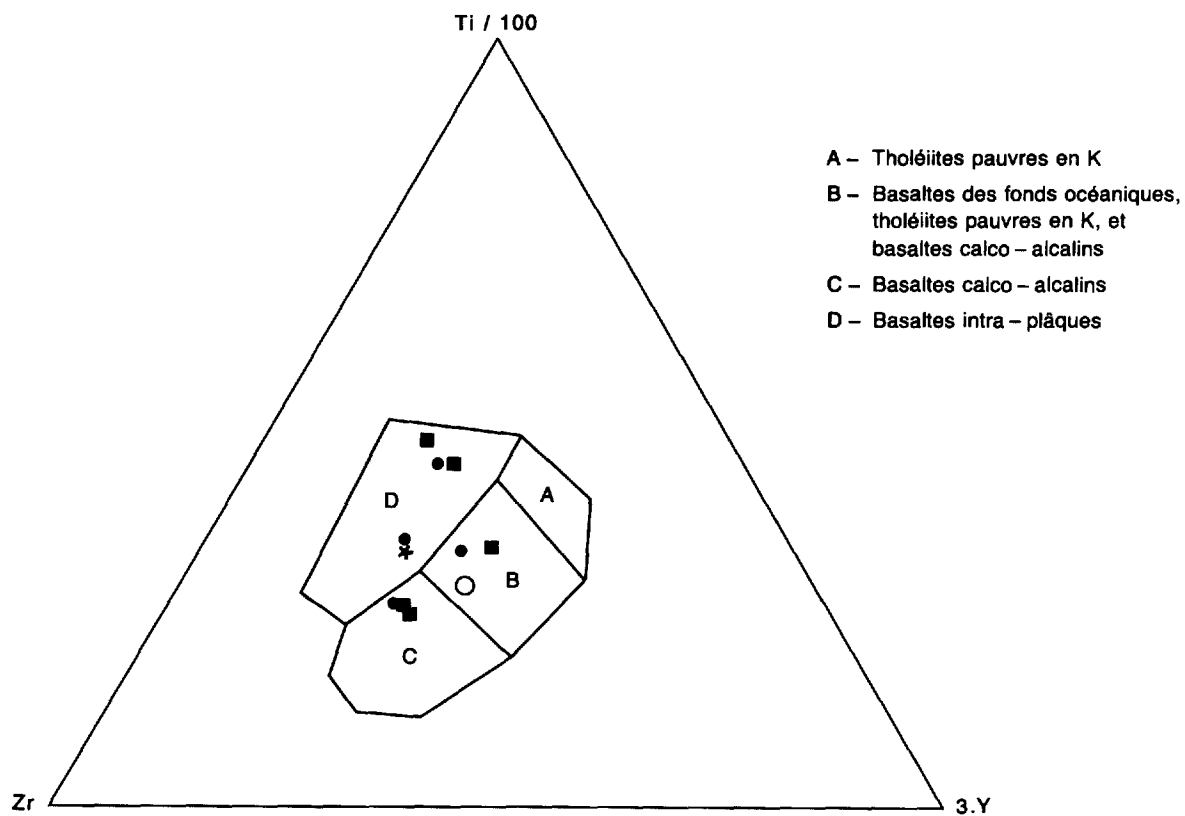


FIGURE 7 – Les roches magmatiques de la région sur le diagramme  $Zr - Ti/100 - 3Y$  (Pearce et Cann, 1973). Voir la figure 3 pour les symboles.

## Métamorphisme

La présence de couronnes de sphène autour de minéraux opaques et d'amphibole verte (hornblende) autour d'actinote suggèrent qu'une période de métamorphisme  $M_1$ , de haute température, a précédé la phase de métamorphisme  $M_2$  (Olson, 1983).

Le métamorphisme régional  $M_2$  passe du faciès transitoire schistes verts supérieur ou amphibolite inférieur dans le secteur sud, au faciès amphibolite moyen (?) dans le secteur nord. Les volcanites sont caractérisées, à la limite sud, par l'assemblage chlorite-épidote-clinozoïsite-actinote qui passe, vers le nord, à l'assemblage chlorite-épidote-actinote puis à l'assemblage hornblende verte-actinote  $\pm$  épidote  $\pm$  chlorite. L'isograde marquant l'apparition du grenat dans les diverses lithologies suit une orientation ouest-sud-ouest et se situe à environ 10 km au nord de la faille de chevauchement délimitant le Groupe de Watts au sud. Un métamorphisme rétrograde tardif a opéré lors de l'exhumation de la Fosse.

## Géologie économique

La région de l'étude recèle relativement peu d'indices minéralisés, mais offre néanmoins un potentiel général encourageant pour de futures campagnes d'exploration.

La séquence de sédiments de base, située au contact nord, contient plusieurs indices minéralisés de pyrrhotine et de pyrite de type massif ou disséminé. Les sulfures sont localement associés à de minces horizons de schistes à biotite graphiteux avec des teneurs d'or de 53 et 70 ppb.

La suite ultramafique de la phase Chukotat a donné quelques teneurs élevées de Ni (1300-1400 ppm), Cr (1800 ppm), Co (95-150 ppm) et Cd (8 ppm). La péridotite du lac Serpentine offre un potentiel en Ni-Cr vu l'abondance de minéralisations à la base des filons-couches situés dans le Groupe de Chukotat plus au sud.

Le monzogabbro a donné une analyse anormale en Ag (1 g/t) et est enrichi d'un cortège d'éléments lithophiles incompatibles et d'éléments des terres-rares légères: Ba: 2000-3000 ppm, Sr: 1700-2700 ppm, Th: 5-20 ppm, Li: 16-26 ppm, La: 72-130 ppm, Ce: 130-250 ppm, Nd: 76-130 ppm. Des dykes mafiques confinés à cette unité se distinguent par des anomalies encore plus fortes en Li (35 ppm), La (219 ppm), Ce (438 ppm) et Nd (258 ppm), avec des teneurs moindres en Ba et Sr.

Une teneur de 13 ppm en Be est observée à la base des schistes amphibolitiques du contact nord du Watts. Le Cu et le Zn ne présentent pas de teneurs très élevées (110-150 ppm et 130 ppm respectivement). Le V présente des anomalies intéressantes de 400 à 900 ppm. Enfin des zones de cisaillement carbonatisées renferment des indices de sulfures disséminés (Po, Cp, Py).

## Références

- BEALL, G.H. – HURLEY, P.M. – FAIRBAIRN, H.W. AND PINSON, W.H., 1963 – Comparison of K-Ar and whole rock Rb-Sr dating in New Quebec and Labrador. *American Journal of Science*, volume 261, pages 571-580.
- CONDIE, K.C., 1982 – Archean andesites. *In: Andesites*, Thorpes (ed), Wiley & Sons, Chichester, pages 575-590.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith fold belt, Ungava, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-829.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J.N. – HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, volume 24, pages 556-582.
- HERVET, M., 1984 – Région de la vallée Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-17.
- 1985 – Géologie de la région de la Vallée Narsajuaq. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-05 (carte annotée).
- HYNES, A.J., FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 8, pages 523-548.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, MP 66.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J.M., 1984 – Bande de Cap Smith – Maricourt, région du lac Beauport. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39.
- OLSON, K.E., 1983 – Greenschist-amphibolite metabasites at the northern margin of Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. Thèse de M. Sc. non-publiée, Université McGill, 114 pages.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, T.H. – GORMAN, B.E. – BIRKETT, T.C., 1977 – The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 36, pages 121-132.
- SCHIMANN, K., 1978 – On regional metamorphism in the Wakeham Bay area, New Quebec. Commission géologique du Canada, Paper 78-10; pages 245-248.

---

STEVENSON, I.M., 1968 – A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Memoir 356, 112 pages.

TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Memoir 399, 32 pages.

TAYLOR, F.C. – LOVERIDGE, W.D., 1981 – A Rb-Sr study of a New Quebec Archean granodiorite. *In*: Rb-Sr and U-Pb isotopic age studies, report 4. *In*: Current research, part C. Commission géologique du Canada, Paper 81-1C, pages 105-106.

WESTRA, L., 1978 – Metamorphism in the Cape Smith – Wakeham Bay area north of 61° N, New Quebec. Commission géologique du Canada, Paper 78-10, pages 237-244.





# Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava Trough), Quebec

M.R. St-Onge<sup>(1)</sup> and S.B. Lucas<sup>(2)</sup>

## Abstract

Pre-, syn- and post-metamorphic structures and overprinting mineral assemblages in the ca. 1.96 Ga Cape Smith Belt record the evolution of a thrust-fold belt from initial imbrication to final uplift. Pre-metamorphic ( $D_1$ ) thin-skinned imbrication of cover units is documented by structural repetitions of distinct tectono-stratigraphic units. Discrete thrust faults root on a basal décollement localized at the basement-cover contact. A syn-metamorphic ( $D_1$ ) basal shear zone developed during slip on the décollement. Syn- $D_1$  uplift P-T trajectories and post- $D_1$  peak thermal metamorphic conditions are recorded by kyanite-garnet assemblages in metapelites. The syn- $D_1$  uplift paths document a T increase from 500°C to 575°C concomitant with a P drop from 10 kb to 8 kb. At a macroscopic scale, the pre-metamorphic thrusts, the syn-metamorphic basal shear zone and the high-grade mineral isograds are deformed by  $D_2$  folds. At a microscopic scale the  $D_2$  folds are associated with axial planar growth of new biotite, chlorite, muscovite and garnet, for which P-T determinations cluster at 465°C and 5 kb. The structural and metamorphic evolution of the thrust-fold belt is compatible with a model of regional prograde thermal relaxation of isotherms in a tectonically thickened crust followed by overprinting mineral growth during uplift and erosion.

## Introduction

The ca. 1.96 Ga (Parrish, pers. com.) Cape Smith Belt (termed the Ungava Trough elsewhere in this volume) is a thrust-fold belt (Hynes and Francis, 1982; Lamothe *et al.*, 1984) which trends east-west across the northern part of the Superior craton (Ungava Peninsula, northern Québec) between Hudson Strait and Hudson Bay. The thrust-fold belt contains well exposed volcanic and sedimentary units that were deformed and metamorphosed during the formation of the 1.9-1.8 Ga Trans-Hudson Orogen (Taylor, 1982). These units are now bounded on the north and south sides by granodioritic gneisses of Archean age (Beall *et al.*, 1963; Taylor and Loveridge, 1981; Doig, 1983).

A synthesis of mesoscopic to microscopic structural data with site specific metamorphic P-T trajectories and precise U-Pb (zircon) dates has enabled the structural and metamorphic evolution of the Cape Smith Belt to be modelled. The intimate relationship between deformation and metamorphism during the thrusting event is the result of tectonic imbrication, thermal relaxation and uplift of the thrust-fold belt ca. 1840 Ma.

## Tectono-stratigraphy

In order to unravel the structure of the Cape Smith Belt in the Wakeham Bay-Lac de la Grunérite area (figure 1), a composite tectono-stratigraphy was established based on the consistent superposition and widespread areal distribution (figure 2) of 8 informal formations designated as 1 to 8, from bottom to top. A first order correlation of the 8 formations mapped in the eastern belt with the Povungnituk and Chukotat Groups of the central Cape Smith Belt (Bergeron, 1959) indicates that formations 1 to 7 correspond to the Povungnituk Group and formation 8 to the Chukotat Group.

### FORMATION 1: BASAL CONGLOMERATE

Pockets of oligomictic metaconglomerate, less than 0.5 m thick, locally rest unconformably on more steeply-dipping Archean tonalitic gneisses that show no evidence of a penetrative Proterozoic fabric. The metaconglomerate and a thin, less than 0.6 m thick, garnet-stilpnomelane grit, are all that is preserved of the autochthon in the eastern Cape Smith Belt. The formation is in tectonic contact with the overlying rocks.

### FORMATION 2: IRONSTONE

The ironstone, found mostly on the allochthonous south margin of the belt west of lac de la Grunérite, varies in thickness from 50 m to 500 m. Different lithologies within the ironstone have been recognized. These include ferruginous sandstone, interbedded massive magnetite/grunerite schist, carbonate-rich grunerite schist and garnet-biotite-hornblende-grunerite schist.

### FORMATION 3: SEMI-PELITE AND METABASITE

Overlying the ironstone are approximately 60 m to 340 m of semi-pelite and fine-grained sandstone that grade

1. Lithosphere and Canadian Shield Division, Geological Survey of Canada, 588 Booth St., Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0E4

2. Department of Geological Sciences, Brown University, Providence, Rhode Island, U.S.A., 02912

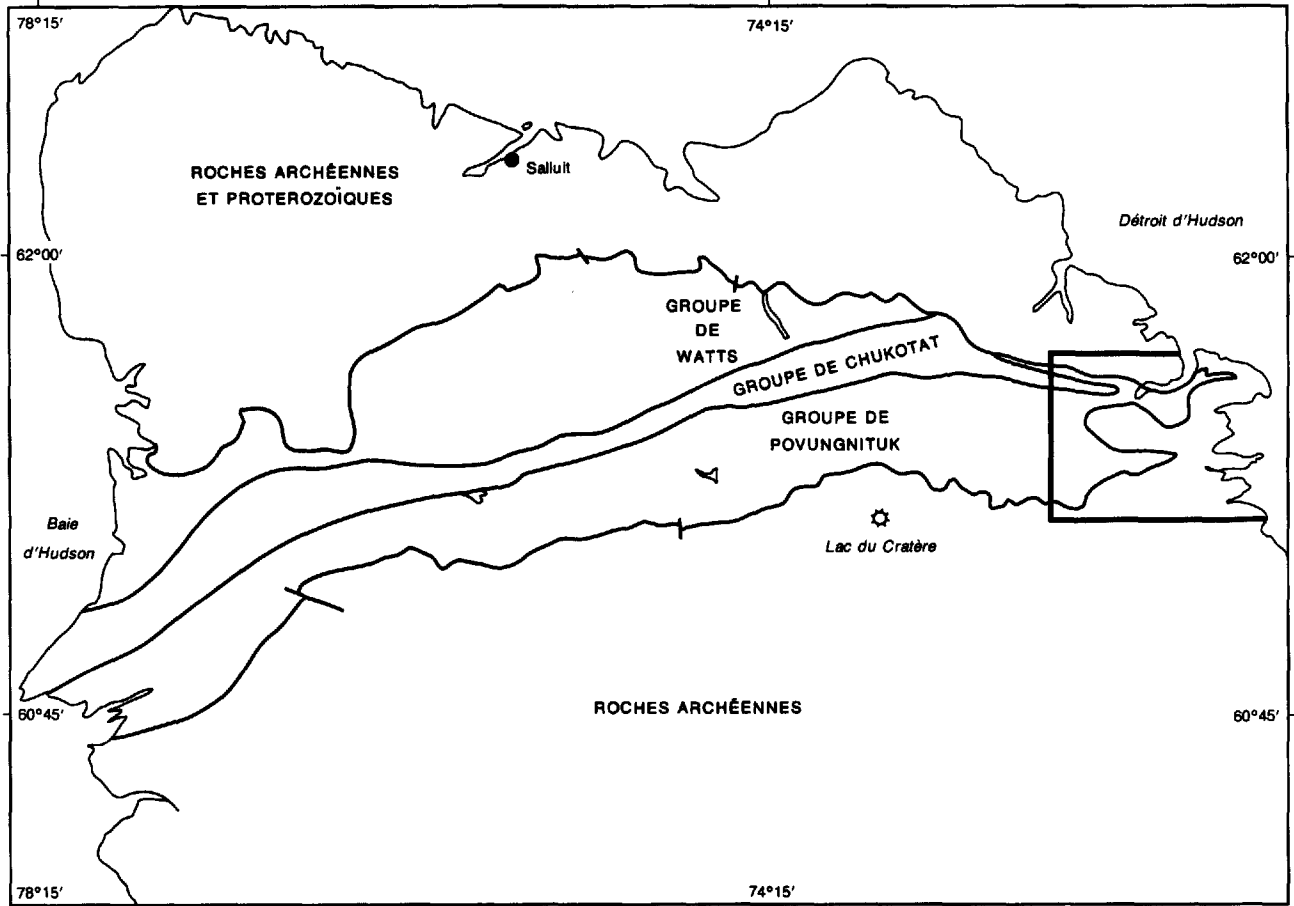


FIGURE 1 – Localisation of the study area.

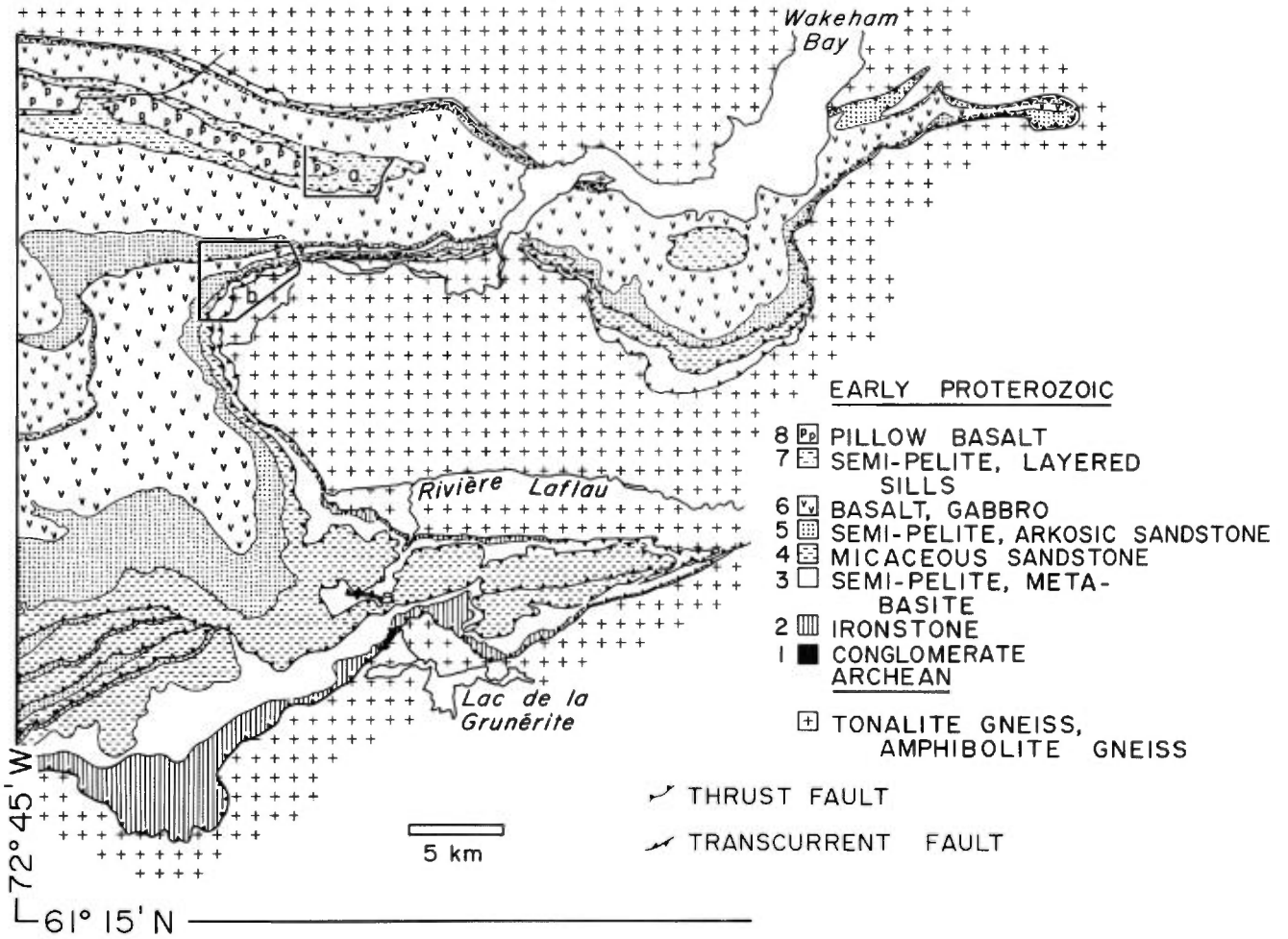


FIGURE 2 – Geological map of the eastern Cape Smith Belt, Wakeham Bay-lac de la Grunérite area. Descriptions of early Proterozoic formations 1 to 8 are given in text. Outlined areas «a» and «b» correspond to areas in figures 5a and 5b.

laterally into mafic sediments, interlayered with metabasite. The top of formation 3 is marked by a discontinuous interval dominated by dolomite and associated calc-silicate rocks.

#### **FORMATION 4: MICACEOUS SANDSTONE**

This massive, homogeneous unit varies in thickness from 70 m to 270 m. The micaceous sandstone consists mostly of recrystallized quartz with up to 20% of biotite and muscovite. The unit is characterized by the common occurrence of discontinuous, cm-scale milky quartz veins and segregations.

#### **FORMATION 5: ARKOSIC SANDSTONE AND SEMI-PELITE**

Formation 5 consists of whitish arkosic sandstone interbedded with dark semi-pelite. The overall thickness of the formation is greatly inflated in the upper Laflau river area (figure 2) by emplacement of numerous gabbro sills. The semi-pelite is thin-bedded (1 cm scale), is occasionally graded, and is characterized by parallel laminations at the top of beds. The arkosic sandstone commonly preserves graded bedding, with subrounded to rounded quartz and feldspar clasts varying from sub-millimetre to several mm in diameter.

Associated with the gabbro sills, semi-pelite and arkosic sandstone is a very small number of thin (1 m) rhyolitic lenses that show no marked lateral continuity.

#### **FORMATION 6: BASALT**

Ridge-forming basalt conformably overlies or interfingers with the clastic sediments. The main volcanic pile consists of interlayered pillow lavas, massive flows and numerous sills. Rare sediments are preserved between the flows. Top determinations in pillow lavas consistently indicate the units are upright. The top of the formation is a tectonic contact.

#### **FORMATION 7: SEMI-PELITE AND ARKOSIC SANDSTONE**

Structurally above the volcanic units of formation 6 is a parallel-laminated semi-pelite interlayered with micaceous sandstone and arkosic sandstone. The sedimentary interval is host to numerous thick massive gabbro, peridotite and layered gabbro-peridotite sills. Formation 7 is bound at the bottom and top by a high-strain tectonic contact and is therefore structurally isolated from both the underlying Povungnituk basalt and the overlying Chukotat olivine-phyric pillow basalt.

#### **FORMATION 8: OLIVINE-PHYRIC PILLOW BASALT**

Formation 8, the highest tectono-stratigraphic unit mapped in the eastern Cape Smith Belt, consists almost exclusively of little-deformed pillowed basaltic lavas and a number of gabbro and peridotite sills. The basalt is character-

ized by abundant (altered) olivine phenocrysts. No sediments occur in this formation.

## **Structure**

### **STRUCTURE OF THE EASTERN CAPE SMITH BELT**

The early Proterozoic rocks of the Cape Smith Belt record three distinct phases of deformation (St-Onge *et al.*, 1986). The initial phase of deformation ( $D_1$ ) resulted in imbrication and southward transport of the rift deposits (see Hynes and Francis, 1982) above a basal décollement located at the contact between lower plate Archean gneisses and upper plate Proterozoic schists. The  $D_1$  thin-skinned thrusting deformation produced a syn-deformational metamorphic culmination as a consequence of tectonic thickening and resultant thermal relaxation (e.g. England and Richardson, 1977). However, both pre- and syn-metamorphic  $D_1$  structures are preserved, and document the transport history of the early Proterozoic rocks as the metamorphic culmination evolved (Lucas and St-Onge, 1986). The  $D_1$  syn-metamorphic deformation is characterized by a well developed schistosity, axial planar to rare  $D_1$  folds, and a stretching lineation in most lithologies at low structural levels.

The second phase of deformation ( $D_2$ ) produced folds at all scales of the  $D_1$  metamorphic schistosity. The associated map pattern is dominated by two westward-plunging synforms of the Proterozoic cover separated by a basement-cored antiform (figure 2). These macroscopic folds have an approximately 25 km wavelength and deform both basement and cover, folding the autochthonous Archean gneisses, the basal décollement and the imbricated cover rocks. These structures have a lobate antiform and cusped synform morphology, and trend east-west. On an outcrop-scale, the second phase of deformation is characterized by abundant mm- to m-scale, asymmetric folds of the  $D_1$  fabric in units where a  $D_1$  schistosity was penetratively developed. These mesoscopic folds are also E-W trending, and are coaxial with the macroscopic  $D_2$  folds (figure 3) and with rare  $D_1$  folds of bedding. The  $D_2$  folds are demonstrably non-cylindrical and disharmonic between mechanically distinct layers at an outcrop scale. The  $D_2$  mesoscopic folds verge northward everywhere in the eastern Cape Smith Belt except on the north limb of the northern synform where they verge southward. The lack of dependency of vergence direction on location suggests that the present  $D_2$  macroscopic fold configuration developed subsequent to the outcrop-scale folds.

The third distinct set of structures found in eastern Cape Smith Belt are  $D_3$  cross folds. Like the  $D_2$  folds, they deform both basement and cover, but they trend north. Over 12 km of structural relief is provided in the eastern Cape Smith Belt on the eastern flank of a first order long wavelength  $D_3$  synclinorium. Second order  $D_3$  cross folds with a 10 to 20 km wavelength are well developed in the

Wakeham Bay area (figure 3), producing a map-scale dome and basin interference pattern with the  $D_2$  folds (Type 1 of Ramsay, 1967). There are no grain-scale fabrics associated with the  $D_3$  cross-folding in the eastern Cape Smith Belt, and mesoscopic  $D_3$  folds are rare. The structural relief afforded by the  $D_3$  folds provides a unique opportunity to view the  $D_1$  and  $D_2$  deformed belt in an oblique cross-section almost parallel to the  $D_1$  north to south thrust transport direction.

### PRE-METAMORPHIC THRUST GEOMETRY

Preserved at all structural levels in the eastern Cape Smith Belt are map-scale  $D_1$  structures which developed during pre-metamorphic imbrication and southward transport of the early Proterozoic rift deposits. At lower structural levels these early  $D_1$  structures have been overprinted by a syn-metamorphic ductile basal shear zone (see below) allowing only map-scale early  $D_1$  geometries to be studied. In contrast, at higher structural levels southwest of Wakeham Bay (figure 2), both pre-metamorphic microstructures and map-scale structures are preserved, unaffected by subsequent basal shear zone strain.

The tectono-stratigraphic subdivision of the eastern Cape Smith Belt has enabled interformational stratigraphic repetitions to be recognized and thrust faults to be delineated which can all be shown to root on a basal décollement in the Wakeham Bay area (figure 2). The basal décollement, now overprinted from north to south margin by the subsequent syn-metamorphic basal shear zone, is interpreted to have been a discrete zone of discontinuous strain localized at the contact between Archean basement gneisses and the cover deposits. The complete absence<sup>3</sup> of basement imbricates above the décollement in the eastern Cape Smith Belt map area attests to the décollement being a relatively narrow high-strain zone which remained at the basement-cover contact as it propagated south. A thin lens of autochthonous conglomerate and iron-rich grit lying unconformably on basement is present on the south margin of the belt near lac de la Grunérite. These units were probably deposited in a paleotopographic low, such as a fluvial channel, above which the décollement propagated. Frontal ramps in the décollement, leaving *extensive* sections of autochthonous cover above basement, are not found in the preserved belt at the east end.

Pre-metamorphic strain associated with thrust fault movement can be studied only at higher structural levels above the area of basal shear zone overprint. At these structural levels, the fault-related high-strain zone is restricted to less than a 10 m width in the footwall and hangingwall, in which a bedding-parallel cleavage and often a stretching lineation develop. Microstructures developed in arkosic sandstone along these high-strain zones include pressure solution seams and cataclastic shear

zones, consistent with relatively low temperature (300°C) deformation of quartz. Strain away from the narrow high-strain zones associated with thrusts at higher structural levels is localized primarily in fine-grained horizons, such as semi-pelite, where a bedding-parallel slaty cleavage is generally developed. Mechanically more competent units either do not have tectonic fabric, or have a spaced cleavage oblique to bedding.

### SYN-METAMORPHIC BASAL SHEAR ZONE DEVELOPMENT

At lower structural levels in eastern Cape Smith Belt, a northward-thickening ductile shear zone is developed in all lithologies and overprints the earlier thrust structures. The basal shear zone represents a syn-metamorphic zone of continuous ductile strain. A number of criteria have been used to determine its extent: 1) presence of a penetrative syn-metamorphic foliation parallel to layering; 2) presence of a stretching lineation; 3) demonstrable or inferred strain-induced grain-size reduction; 4) transposition of earlier fabrics (eg. bedding, Archean gneissosity); 5) evidence for non-coaxial strain; and 6) boudinage of competent bodies (eg. quartz veins, mafic-ultramafic sills).

Up to 3 metres of Archean gneisses were deformed during basal shear zone movement following basal décollement propagation. The width of the basement high-strain zone increases from about 0.5 to 1 m on the southern margin of the belt to 3 m on the northern (hinterland) margin. A strain gradient is developed over this width in the basement gneisses in which the Archean gneiss is progressively recrystallized towards the décollement, exhibiting strain-induced grain size reduction. The basal shear zone in the basement is also characterized by development of the hydrous retrograde mineral assemblage muscovite-biotite-garnet. The width of the hydrated zone generally exceeds that of the transposed zone, suggesting that basement hydration pre-dated ductile strain and that the width of the reworked zone is limited by the extent of the hydrated zone. Reorientation of the Archean gneissosity in the Proterozoic transposition zone was accomplished by development of syn-metamorphic mylonitic foliation characterized by a north-trending stretching lineation. Asymmetric folds of the Proterozoic fabric in the basement reworked zone have axes approximately orthogonal to the stretching lineation. Given that indicators of non-coaxial strain, such as shear bands and rotated minerals are found in the XZ plane of the finite strain ellipsoid in both cover and basement in the basal shear zone, it is concluded that the stretching lineation parallels the transport direction for  $D_1$  deformation. Therefore, the rare asymmetric folds found in the basement reworked zone suggest a top-side-southward sense of movement, consistent with the thrust geometry of higher structural levels.

The basal shear zone varies in width in the cover rocks from over 300 m at the northern hinterland margin to tens of metres at the southern, foreland margin. At the northern margin, a mylonitic foliation is developed in the lower

3. Note that basement was locally involved in the thrusting farther west in the Cape Smith Belt (Ed. note).

siliclastic and volcanogenic units (3 to 5) which decreases in intensity passing up-section in the Povungnituk basalt unit (6). Development of a syn-metamorphic foliation is ubiquitous in all cover units in the shear zone except the cores of ultramafic sills. There is evidence for at least initial syn-deformational growth of the highest grade mineral assemblages. A stretching lineation is commonly developed in most lithologies in the basal high-strain zone, paralleling that in the transposed basement (figure 4). Although rare,  $D_1$  folds are present in the basal shear zone. They are generally similar in morphology and often have axes parallel to or at a small angle to the stretching lineation, suggesting that they may be sheath-like in form (Cobbold and Quinquis, 1980). These folds affected both bedding, with the metamorphic schistosity axial planar to the fold, and the metamorphic schistosity itself, indicating that buckle folds were being modified into sheaths throughout the high-strain shear zone deformation history.

The nature of the strain in the basal shear zone can be documented through the boudinage pattern of competent bodies. Quartz veins in both lower siliclastic and volcanogenic units display chocolate tablet boudinage (Ramsay, 1967) with the maximum extension occurring parallel to the stretching lineation (north-south, figure 4). This suggests that the strain ellipsoid during at least basal shear zone movement was oblate and slightly elongated at lower structural levels. A large layered gabbro-peridotite sill within the basal shear zone along the Wakeham River (figures 2 and 5) was boudinaged into 12 map-scale blocks to which the metamorphic schistosity is largely conformable. The severity of the strain in the basal shear zone is attested to when the boudinaged sill is compared to similar sized layered sills at higher structural levels (figure 5) which escaped essentially undeformed during  $D_1$ .

Lucas and St-Onge (1986) demonstrated that the arkosic sandstones at lower structural levels have experienced strain-induced grain size reduction relative to undeformed arkosic sandstones from the same stratigraphic unit which escaped basal shear zone ductile deformation at higher structural levels. Grain size reduction of both quartz and feldspar in the arkosic sandstone was accomplished by dislocation creep processes consistent with the P-T conditions during basal shear zone movement at lower structural levels. Mineral growth and mineral deformation microstructures consistent with the greenschist to amphibolite-grade syn-deformation P-T conditions are also found in other siliclastic and volcanogenic units in the basal shear zone.

The timing of basal shear zone movement relative to the tectonic thickening accomplished by the thrust systems rooting on the basal décollement is also indicated by the map pattern adjacent to the boudinaged sill (figure 5). A thrust fault overlying the boudinaged sill was folded as the surrounding material flowed into the interboudin gap. This confirms that development of the basal shear zone occurred following slip on overlying thrust faults, and during syn-

metamorphic transport of the cover thrust sheets along the basal décollement.

## Metamorphism

### METABASITES

The eastern end of the Cape Smith Belt is characterized by greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in mafic rocks. In the Wakeham Bay area, an isograd based on the first occurrence of garnet in metabasites of appropriate composition was mapped (figure 6). The map trace of the garnet isograd indicates that it is folded by a postmetamorphic peak  $D_2$  macroscopic fold and that the isograd is hot-side-down or normal. Also shown in figure 6 is an isograd based on the first occurrence of hornblende in metabasites. The isograd corresponds to the lower stability of hornblende plus plagioclase and marks the boundary between the greenschist and transitional greenschist-amphibolite facies.

### METAPELITES

Thin 1-5 m layers of metapelitic schist, found within formation 5, occur on the northern margin of the belt in the Wakeham Bay area. The metapelites contain the syn- $D_1$  assemblage kyanite-staurolite-garnet-muscovite-biotite-plagioclase-quartz. Given the presence of garnets characterized by prograde normal zoning profiles, this assemblage can be used to monitor changing P and T conditions during syn-  $D_1$  garnet growth (Spear and Selverstone, 1983). Three metapelite samples containing the assemblage listed above were selected from the lower structural levels exposed in the Wakeham Bay area to derive site-specific P-T trajectories near the basement-cover contact. Microprobe analyses of the zoned garnets yielded the P-T paths shown in figure 7. The P-T trajectories clearly document an increase in metamorphic T from 500 to 575°C coincident with a *drop* in metamorphic P from 10 to 8 kb. Such a distinct path of metamorphism is fully consistent with models of thermal relaxation during uplift and erosion of tectonically imbricated belts (England and Richardson, 1977).

The growth of syn- $D_2$  chlorite, muscovite, biotite and garnet in the metapelites of the Wakeham Bay area enables the derivation of P and T conditions of metamorphism at a later stage in the evolution of the Cape Smith Belt. Use of the Ferry and Spear (1978) geothermometer and the Powell and Evans (1983) geobarometer yields five determinations that cluster at 5 kb and 465°C (figure 7). These syn- $D_2$  determinations show that lower T and P conditions were prevalent during  $D_2$  deformation.

### RELATIONSHIP OF METAMORPHISM TO DEFORMATION DURING $D_1$

The relations between thrusting, mineral growth and basal shear zone slip are consistent with a tectonic model for  $D_1$  involving initial tectonic thickening and subsequent

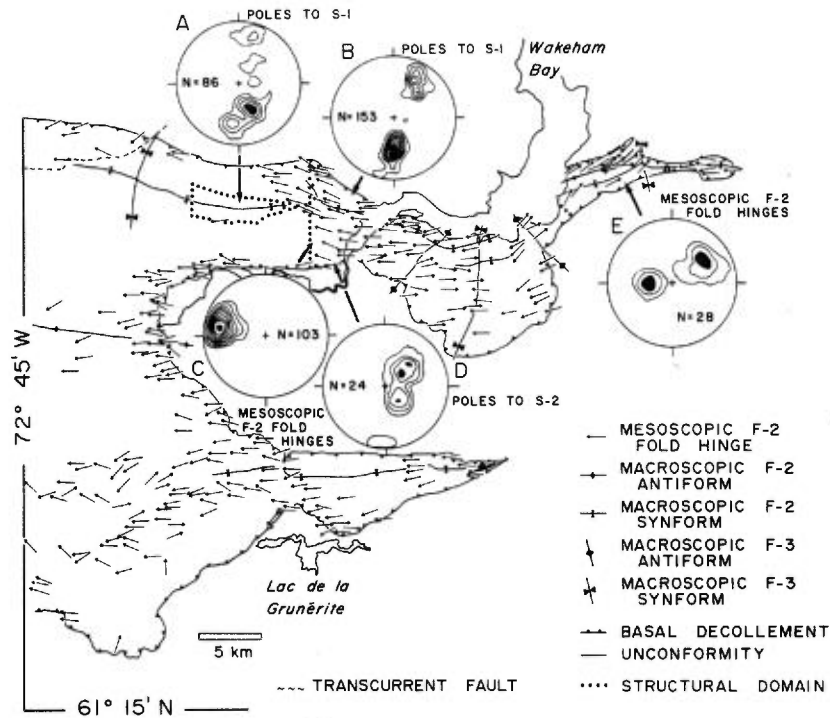


FIGURE 3 – Mesoscopic and macroscopic  $F_2$  fold hinge compilation, with  $D_3$  fold axes constrained by reversals in  $F_2$  axis plunge. Stereonet A is contoured at 2, 4, 6 and 8 points per 0.2% area; stereonet B at 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 and 16 points per 0.7% area; stereonet C at 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, and 18 points per 0.6% area; stereonet D at 2, 4, 6, and 8 points per 0.2% area; and stereonet E at 2, 4 and 6 points per 0.6%.

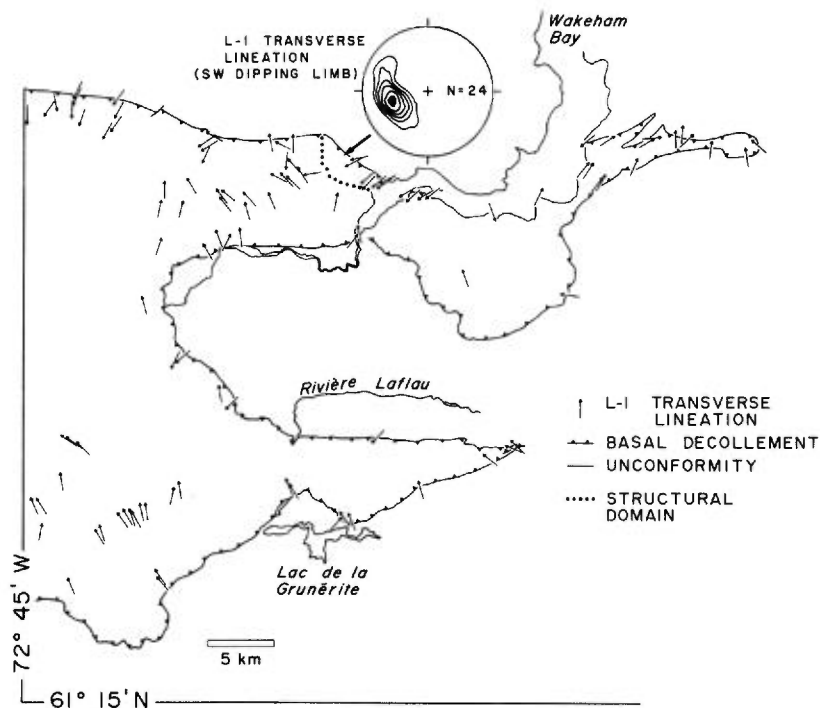


FIGURE 4 – Transverse stretching lineation ( $L_1$ ) data in transposed basement and sheared cover units, eastern Cape Smith Belt. Variable trend and plunge are due to  $F_2$  mesoscopic and macroscopic folding. Stereonet plot of  $L_1$  lineation data is from northeast limb of an  $F_2$  fold. Stereonet data contoured at 2, 4, 6, 8, 10, and 12 points per 0.2% area.

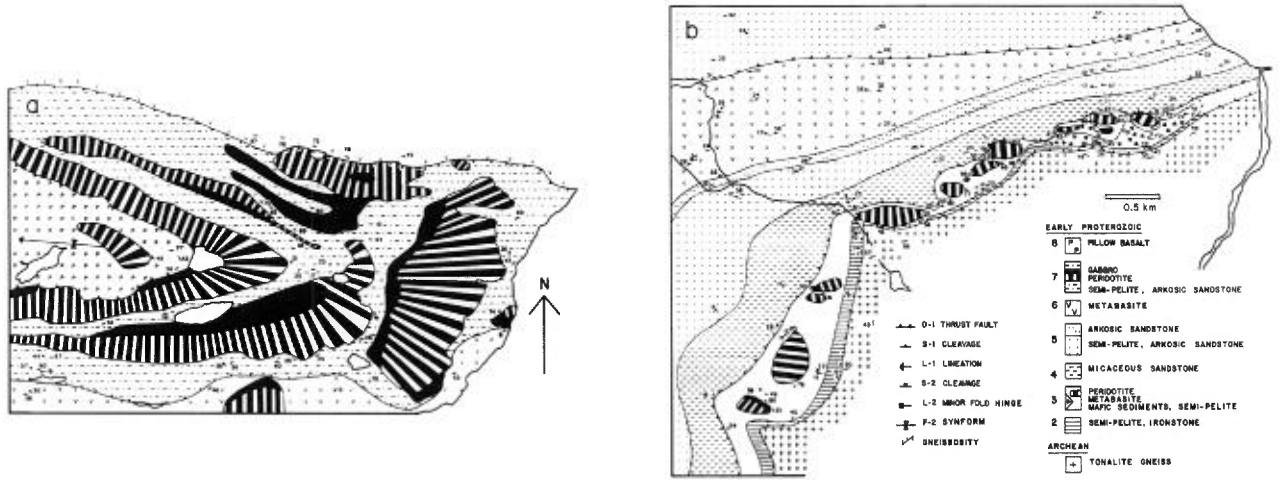


FIGURE 5 – Geological maps for areas «a» and «b» outlined in figure 2. Peridotite sill at lower structural levels (figure 5b) is boudinaged and shows close to 100% extension in contrast to sills at higher structural levels (figure 5a) which show no D<sub>1</sub> strain and are simply folded about an open F<sub>2</sub> synform.

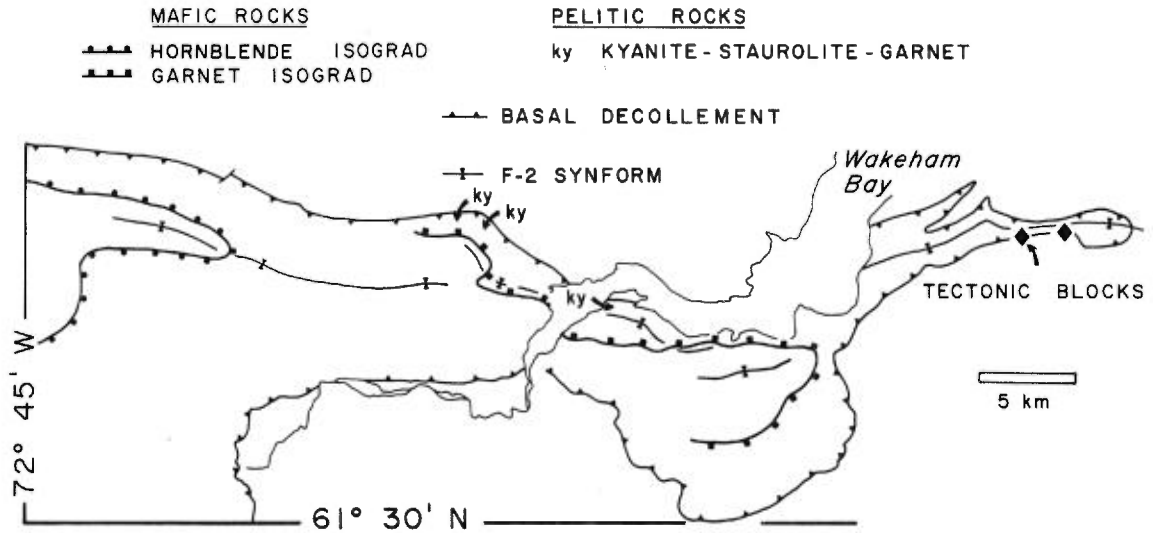


FIGURE 6 – Mineral isograds and macroscopic F<sub>2</sub> fold hinges, showing a normal (hot-side-down) metamorphic pattern for the eastern Cape Smith Belt. Hornblende isograd from Normand Bégin (pers. comm.).

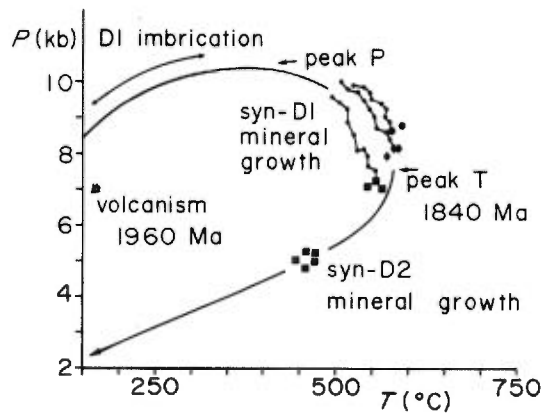


FIGURE 7 – Composite P-T path for the metapelites found at the low structural levels of the eastern Cape Smith Belt. Segments of path derived from microprobe work on syn-D<sub>1</sub> and syn-D<sub>2</sub> mineral assemblages are discussed in text. Ages given are from R. Parrish (pers. comm.) and are based on U-Pb determinations on zircons.



thermal relaxation during continued southward transport of the early formed thrust stack above a basal décollement. England and Richardson (1977) showed that evolution of a metamorphic culmination in an overthrust belt is the result of upward relaxation of isotherms following tectonic thickening and subsequent uplift and erosion. In eastern Cape Smith Belt, initial tectonic thickening was accomplished by thrust systems rooting on a basal décollement localized at the basement-cover contact. Continued transport of the thrust sheets along the basal décollement occurred during thermal relaxation, and the narrow basal décollement high-strain zone, a slip discontinuity, evolved into a wide zone of continuous ductile strain. Post-D<sub>1</sub> mineral growth and annealing of high-strain microstructures resulted from peak temperatures occurring during post-D<sub>1</sub> uplift (figure 7). D<sub>2</sub> north-south compression and thick-skinned folding of the thrust belt occurred subsequently as the belt was cooling during uplift and erosion.

Preliminary zircon U-Pb geochronology has yielded a date of 1960 Ma for a Povungnituk rhyolite and two dates for post-D<sub>1</sub> granitoids northwest of the map-area of 1840 Ma (R. Parrish, pers. comm.).

## References

- BEALL, G.H. – HURLEY, P.M. – FAIRBAIRN, H.W. – PINSON, W.H., 1963 – Comparison of K-Au and whole-rock Rb-Sr dating in New Québec and Labrador. *American Journal of Science*, volume 261, pages 571-580.
- BERGERON, R., 1959 – Povungnituk Range area, New Québec. Québec Department of Mines, Preliminary Report 392, 9 pages.
- COBBOLD, P.R. – QUINQUIS, H., 1980 – Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, volume 2, pages 119-126.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith fold belt, Ungava, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 20, pages 821-829.
- ENGLAND, P.C. – RICHARDSON, S.W., 1977 – The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society of London*, volume 134, pages 201-213.
- FERRY, J.M. – SPEAR, F.S., 1978 – Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 66, pages 113-117.
- HYNES, A. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du Lac Beauport, Bande de Cap Smith-Maricourt, Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39.
- LUCAS, S.B. – ST-ONGE, M.R., 1986 – Structural and thermal evolution of the basal shear zone in the early Proterozoic Cape Smith Thrust-Fold Belt, Québec. *In Program with Abstracts*, volume 11, G.A.C. Annual Meeting, Ottawa, May 19-21, page 96.
- POWELL, R. – EVANS, J.A., 1983 – A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *Journal of Metamorphic Geology*, volume 1, pages 331-336.
- RAMSAY, J.G., 1967 – *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 555 pages.
- SPEAR, F.S. – SELVERSTONE, J., 1983 – Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 83, pages 348-357.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BÉGIN, N.J., 1986 – Eastern Cape Smith Belt: an early Proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau Québec map areas, northern Québec. *In Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*, pages 1-14.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Québec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Memoir 399*, 32 pages.
- TAYLOR, F.C. – LOVERIDGE, W.D., 1981 – A Rb-Sr study of a New Québec Archean granodiorite. *Geological Survey of Canada, Paper 81-1C*, pages 105-106.



# Structural character and plutonic setting at the western end of the Ungava Trough

W.R.A. Baragar, M. Hervet and M. Charland<sup>(1)</sup>

Plutonic gneisses bordering the Ungava Trough on both sides are important elements in the consideration of its tectonic development. Little disturbed Archean gneisses on its south side might be expected to preserve evidence of its early and pre-history whereas the highly deformed gneisses to the north should record deformations up to the final shudder of the dying orogeny.

The Archean gneisses on the southern side can be grouped into three principal lithological units (figure 1): 1) tonalitic gneisses of generally leucocratic aspect and variably conspicuous foliation, 2) pink moderately foliated granites with sparse to abundant potash feldspar megacrysts, and 3) migmatites of highly variable appearance but generally with an important mafic fraction. Bordering in part the megacrystic granite is a variety of more mafic rocks which locally contain remnants of potash feldspar megacrysts and are interpreted as marginal phases of the granite. The units run generally north-south (N-S) in conformity with the regional trend of the foliation. They are cut by N-S and east-west (E-W) mafic dykes. Apehbian events are not conspicuously recorded in the Archean terrane but might be interpreted in two aspects of the geology. First, east-trending shear zones (marked by foliation symbols in figure 1) cross-cut Archean trends at several places within a few kilometres of the Ungava Trough. Similarly the mafic dykes, particularly the E-W set, are almost invariably sheared at their margins and, in the narrow dykes, throughout. These are probably manifestations of the Apehbian deformation. Second, limited chemical data from the mafic dykes indicate a possible affinity between the major N-S dyke and the komatiitic suite of the Ungava Trough. The composition of E-W dykes is compatible with that of the tholeiites of the Ungava Trough but the evidence is much less specific. Hence, there is a possibility that the dykes are related to the filling stage of the Trough, but this hypothesis must be further tested with additional chemical data and age determinations<sup>(2)</sup>.

The south contact of the Ungava Trough, exposed in a few places in this region, indicates an autochthonous relationship between at least the iron formation of the Trough and the underlying gneisses. Although the Archean gneis-

ses and the iron formation are both sheared in the vicinity of the contact, a thin quartz-pebble conglomerate is recognizable and appears to grade up into the iron formation.

Gneisses on the northern side of the Ungava Trough (figure 2) begin at a contact that seems remarkably similar to that on its southern side except for the much greater degree of deformation present. Locally, iron formation and quartzite are clearly recognizable but the contact itself can rarely be specifically identified. The rocks underlying the contact and extending for some kilometres northward are mostly finely foliated, light grey quartz-feldspar-biotite gneisses (grey gneisses) with a remarkably uniform aspect. Farther north they become more varied. In the northeastern part of figure 2, mixed granitic to intermediate gneisses contain only a few shredded remnants of supracrustal rocks; in its northwestern part, the grey gneisses give way to successive bands of migmatites and supracrustal rocks whose lineage is uncertain. All of the gneisses are in the amphibolite metamorphic facies.

The structural style changes progressively northward. Immediately north of the Ungava Trough, the style can be attributed to an updoming of the gneissic basement into the overlying Apehbian sequence. This is marked by the domal configuration of foliation in the gneisses and the narrow, intervening, northward-extending tendrils of Trough deposits. These have been slightly flattened by southward-acting forces and skewed westward. Farther northeast, structural trends in the gneisses suggest that the domal configurations continue, but these are increasingly compressed and overturned to the south. In the northwestern part of figure 2, these gneisses appear to be overridden by a succession of thrust sheets containing a high proportion of supracrustal rocks, possibly equivalent to those of the Ungava Trough.

Among the latter, the metagabbros and megacrystic granites near the northwestern corner of the map are of special interest. Locally, they are essentially undeformed and the metagabbros appear as a set of intrusive sheets in the megacrystic granite, in places with sharply chilled contacts. Analyses of the metagabbros range from distinctly komatiitic to tholeiitic and a preliminary interpretation is that they perhaps represent Apehbian magmas emplaced in an Archean basement.

The orogeny terminated with the intrusion of mainly north-trending granitic pegmatites, which cut all other lithologies and structures. They are most concentrated in the northern and northwestern parts of the area.

1. Commission géologique du Canada, 588 Booth St., Ottawa, Ont. K1A 0E4

2. Some dikes of similar orientation, however, are of demonstrably post-Apehbian age, cross-cutting Hudsonian structures in the central part of the Ungava Trough (Ed. note).

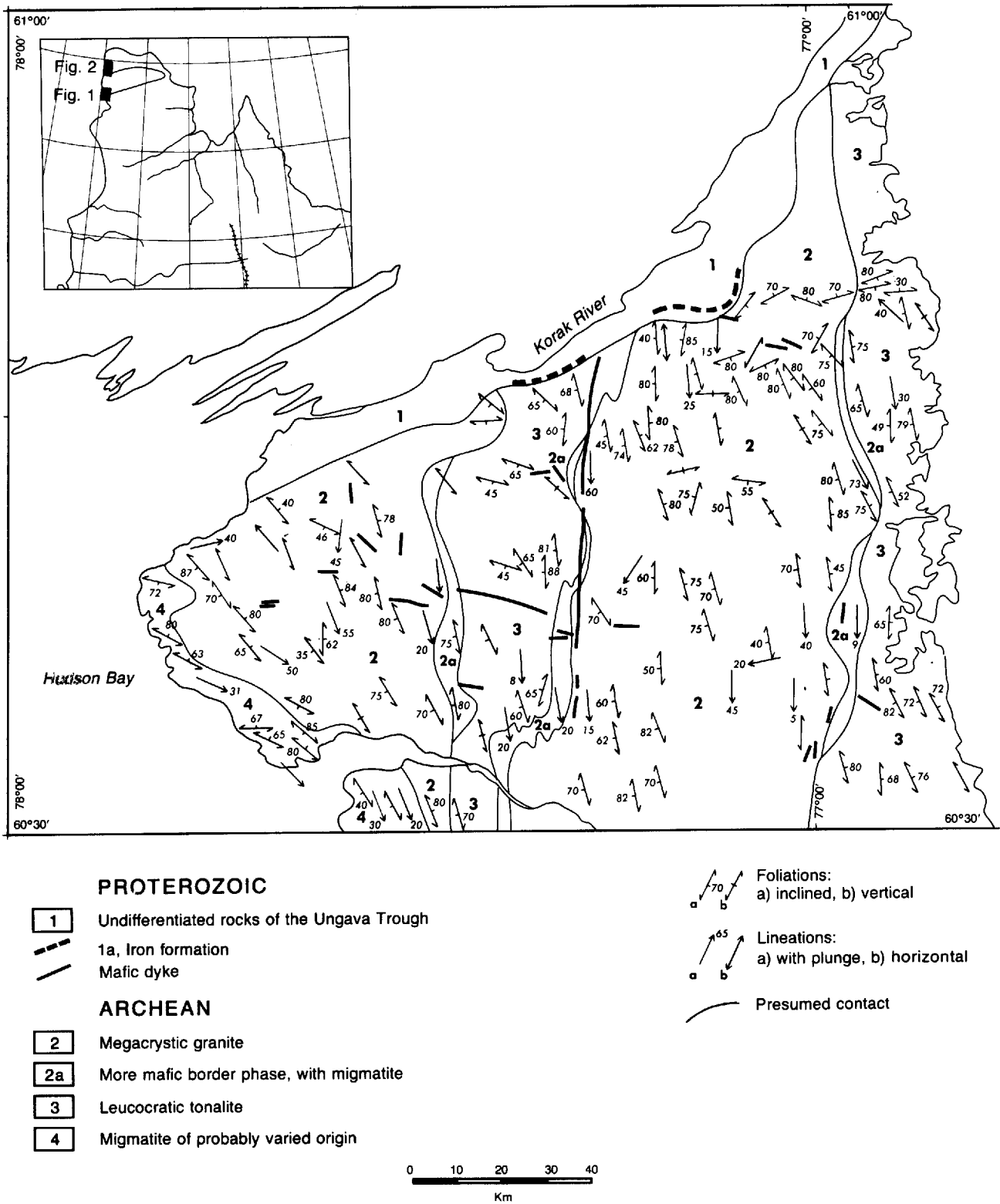
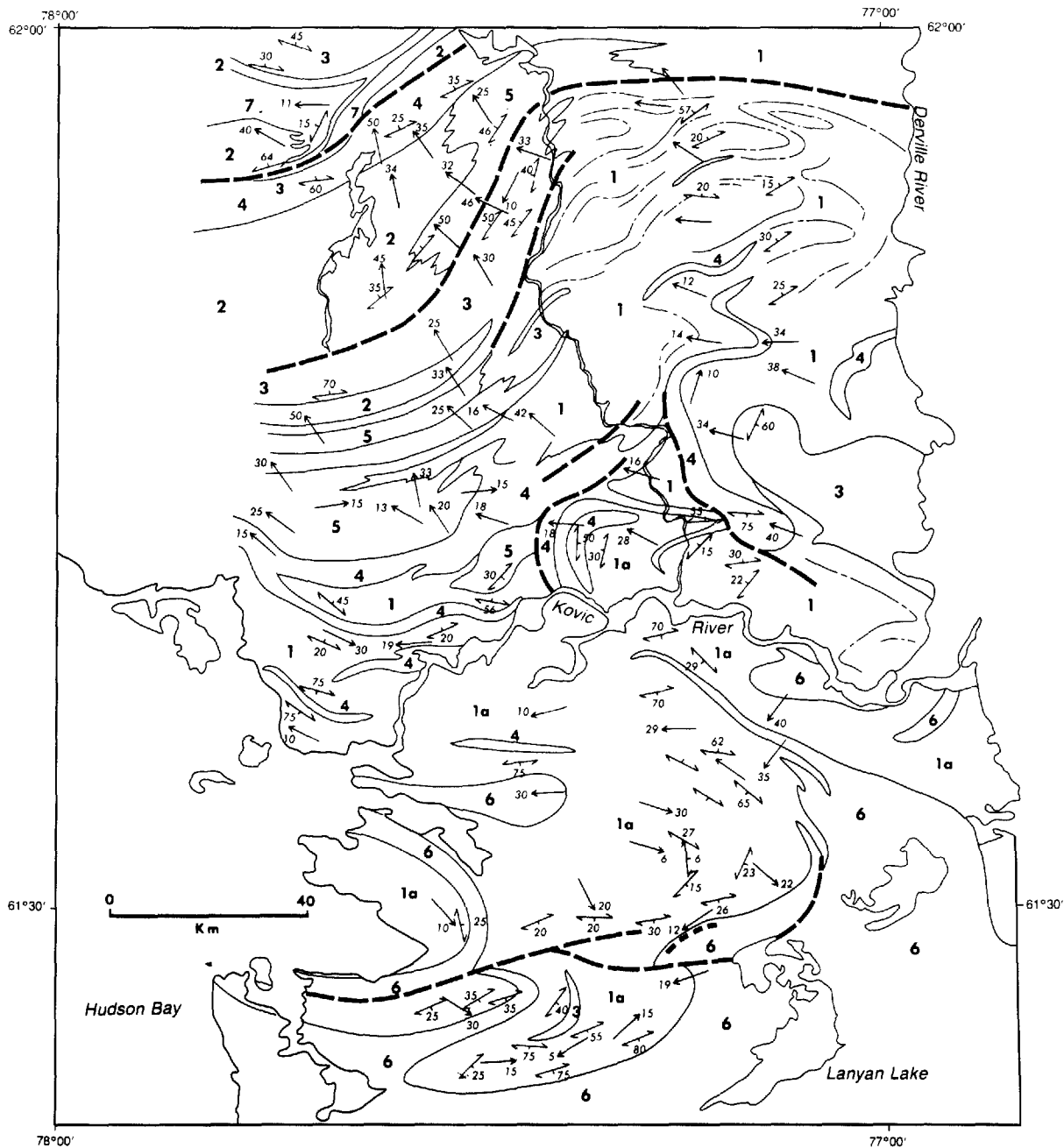


FIGURE 1 – Geology south of the Ungava Trough.



- |   |   |                |                        |
|---|---|----------------|------------------------|
| <b>PROTEROZOIC AND PROBABLE RE - WORKED ARCHEAN</b> |   | <b>ARCHEAN</b> |                        |
| <b>1</b>  | Undivided granitic to intermediate gneiss with trend lines shown  | <b>7</b>       | Megacrystic granite    |
| <b>1a</b>   | Leucocratic quartz - feldspar - biotite gneiss, "grey gneiss"   | <b>SYMBOLS</b> |                        |
| <b>2</b>  | Metagabbro and amphibolite of plutonic origin   |                | Presumed contact       |
| <b>3</b>  | Paragneiss and quartz - biotite schist of probable sedimentary origin mixed with varying granitoid fraction |                | Trend of foliation     |
| <b>4</b>  | Amphibolite of probable volcanic origin mixed with varying granitoid fraction                               |                | Fault                  |
| <b>5</b>  | Migmatite of uncertain derivation   |                | Foliation, with dip    |
| <b>6</b>  | Undifferentiated rocks of the Ungava Trough:<br>--- 6a, iron formation                                      |                | Lineation, with plunge |

FIGURE 2 - Geology north of the Ungava Trough.



# Some preliminary observations on the structural style in a part of the Ungava Trough, New Quebec

Paul Budkewitsch<sup>(1)</sup>

## Abstract

A detailed study of an area in the early Proterozoic Ungava Trough (Cape Smith fold belt) involved examining the structural style in two major stratigraphic groups, namely the Povungnituk and the Chukotat, in Blocks 3, 4 and 5 of Hynes and Francis (1982). The results largely confirm the presence of three generations of folding. Early N-vergent  $F_1$  folds of variable scale are refolded by later kilometre scale SSE-vergent asymmetrical knee-type  $F_2$  folds. Minor small scale  $F_3$  folds overprint the earlier structures.

Sectional strain analysis studies in the Chukotat Group reveal A/B flattening ratios of 1.51 to 2.42. This extent of deformation is greater than previously thought and is therefore a significant factor when reconstructing cross-sections.

## Introduction

The early Proterozoic Ungava Trough (Cape Smith fold belt) lies in the Churchill structural province, which is in contact with the Archean Superior province to the south. The belt trends over 300 km from Ungava Bay to Hudson Bay in a WSW direction; the form of the belt is largely the result of deformation during the Hudsonian orogeny. In recent years, the structural understanding of the Ungava Trough has been greatly improved by Hynes and Francis (1982), St. Onge *et al.* (1986) as well as observations pertaining to tectonic evolution by Hoffman (1985).

Hynes and Francis (1982) identified and described seven major structural blocks numbered from S to N, each separated from its neighbours by high angle reverse faults. Blocks 1 and 2 are made up of rocks of the Povungnituk Group; block 5 consists of rocks of the Chukotat Group; blocks 3 and 4 contain both Povungnituk and Chukotat rocks; and blocks 6 and 7 consist of a metavolcanosedimentary assemblage called the Watts Group (Lamothe *et al.*, 1984).

Recent mapping by the Ministère de l'Énergie et des Ressources has provided a more detailed lithostratigraphy. The Povungnituk Group is the southernmost group and is

subdivided into two sub-groups: a lower Lamarche Sub-group and an upper Beuparlant Sub-group (Lamothe *et al.*, 1984).

The objective of the present work is to carry out a detailed (1:10 000) stratigraphic and structural study of a small portion of the central part of the Ungava Trough (figure 1). This involved examining the structural styles of folding and faulting, and the relation between syntectonic veins, slickenside-striations and deformation. Quantitative measurements of strain were also made. Sulfide mineralizations appear to be structurally controlled and it is felt that an understanding of such structural control is essential for targetting an exploration program and interpreting its results.

The study area (figure 2) lies within an area mapped at a scale of 1:126 720 by Bergeron (1959), 1:250 000 by Taylor (1982) and 1:50 000 by Moorhead (1986). Metamorphic grade locally reaches greenschist facies, and effects of thermal metamorphism are evident within sedimentary units in contact with some mafic and ultramafic sills. The study area straddles the boundary between the Povungnituk Group (block 3) and the Chukotat Group (blocks 4 and 5) and includes the unusual eastern closure of Block 4 between Blocks 3 and 5. Block 4 does not contain any Povungnituk in the area.

Only the Beuparlant Sub-group of the Povungnituk is present in the study area. It consists dominantly of a wide range of volcanoclastic deposits. Less abundant are shallow water sedimentary rocks, consisting of thin-bedded dolomitic sandstone and calcilutite which are interbedded with ashtuff and some jasper. Tholeiitic basalt is also present, as well as sills of gabbroic to peridotitic composition; both occur in lenses varying in thickness from 2 to at least 40 metres.

The Chukotat Group of volcanic rocks was originally distinguished by Bergeron (1959) on the basis of a major discordance separating it from the underlying Povungnituk Group. However, Taylor (1982) and Hynes and Francis (1982) observed a concordant stratigraphic contact between the Povungnituk and Chukotat Groups. Hynes and Francis (1982) recognized a succession of olivine-, pyroxene- and plagioclase-phyric basalts with komatiitic to tholeiitic affinities within the Chukotat Group. In the present area, the pillowed basalts are almost entirely olivine phyric, but pyroxene phyric basalt occurs in thin layers near the base of block 4. Mafic-ultramafic sills are present mostly in block 5.

1. Ministère de l'Énergie et des Ressources  
(Present address: Department of Earth and Planetary Sciences, Erindale Campus,  
University of Toronto, Mississauga, Ontario L5L 1C6).

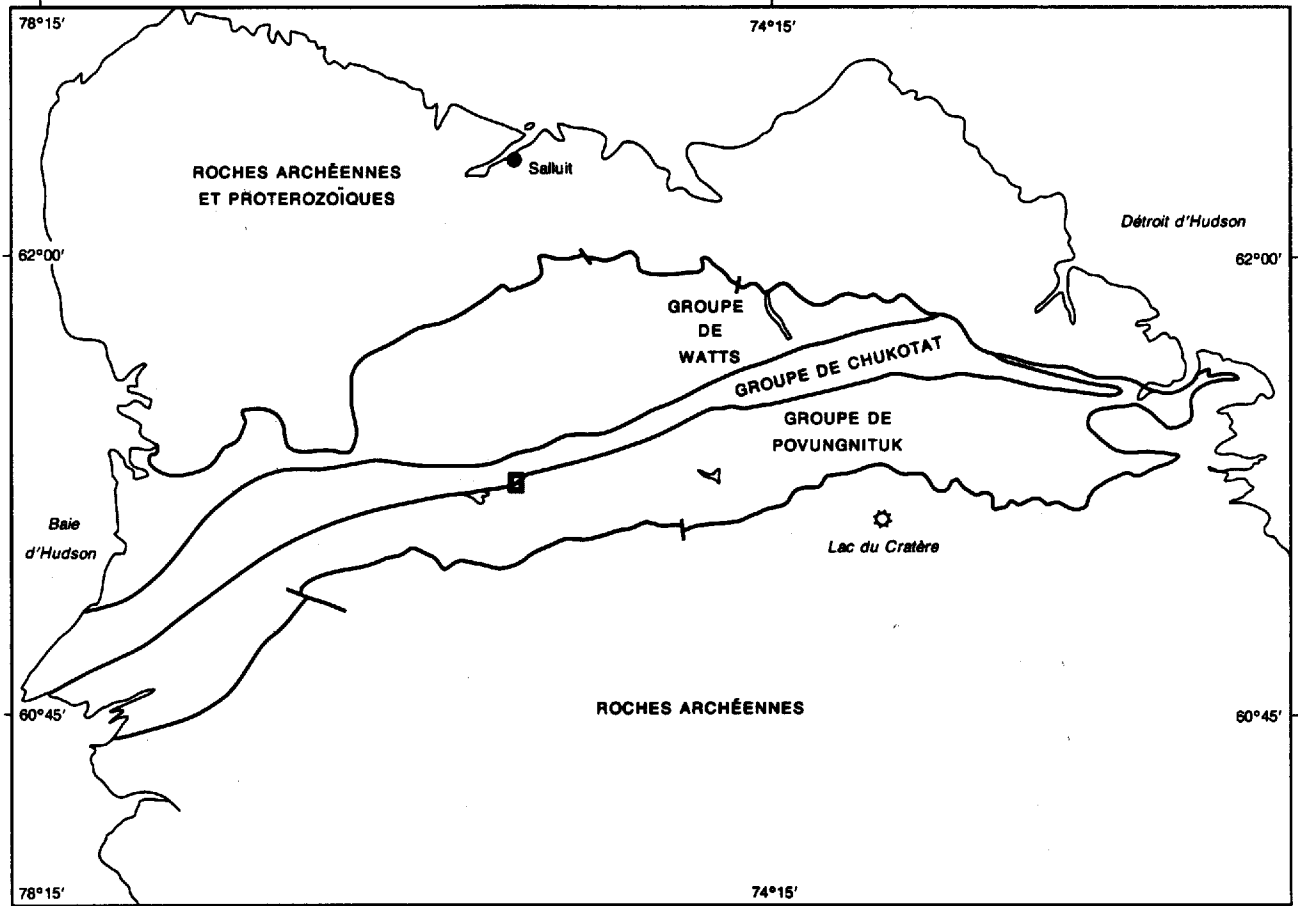
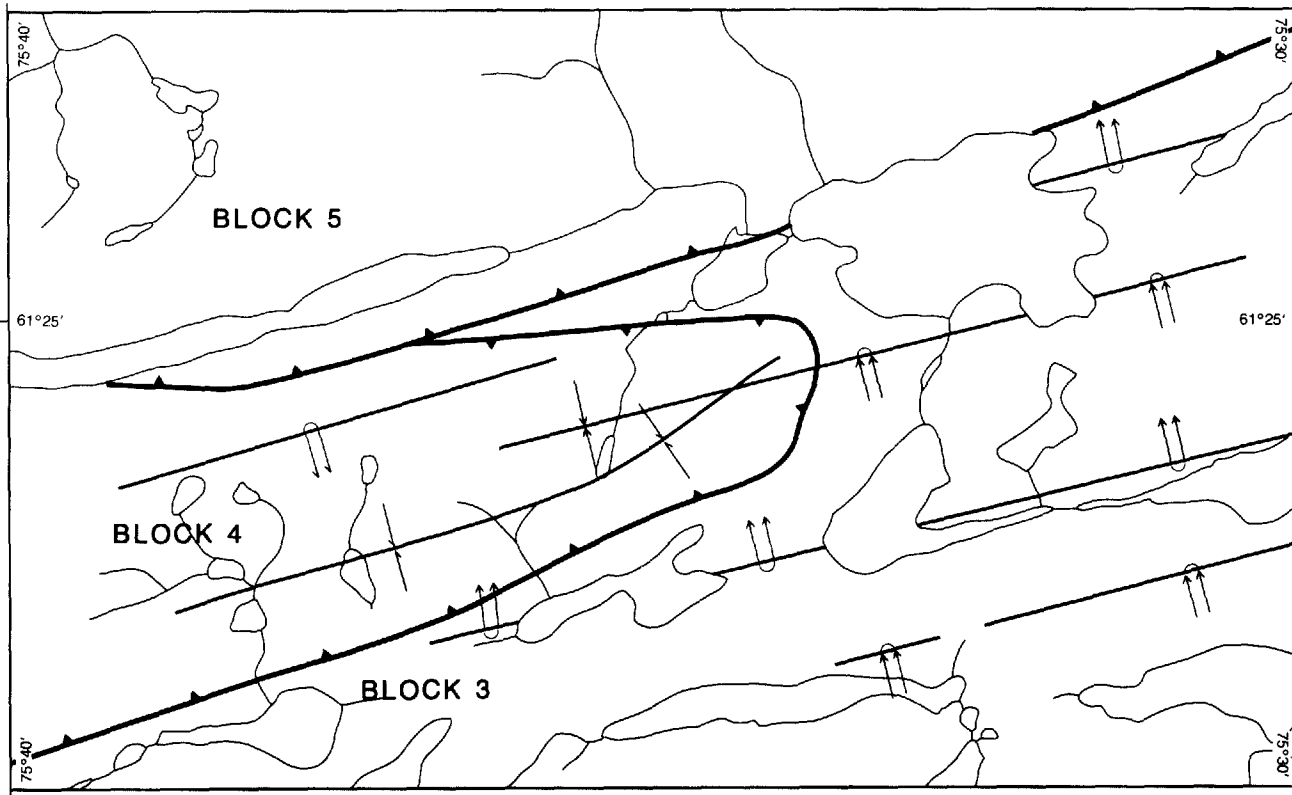



FIGURE 1 – Location of the study area.









BLOCK 5 } Chukotat Group  
 BLOCK 4 }

BLOCK 3 Povungnituk Group

 Probable position of low to high angle reverse fault

**Axial Traces of Major Folds**

-  F<sub>1</sub> synform
-  Overturned F<sub>1</sub> antiform
-  Overturned F<sub>2</sub> synform
-  Overturned F<sub>2</sub> antiform

1 Km

FIGURE 2 – Major structural elements in the study area.

## Structural elements

### FOLDS

The study of fold geometry relies on a number of good indicators of bedding and/or the paleo-horizontal plane.

Pillow shelves provide a valuable indication of paleohorizontality in pillowed basalts of the Chukotat Group since no sedimentary units are present. Determining polarity or "way-up" in the volcanic pile is thus made possible (e.g. Borradaile and Poulsen, 1981; Sawyer *et al.*, 1983). Flow-top surfaces of individual lava flows also allow for reasonable estimates of bedding planes.

In siltstone and dolomitic sandstone of the Povungnituk, tops are often easily determined from grain-size gradation and tangential cross stratification. In some tuffaceous units, distinct breaks in average size of volcanic fragments occur along planar interfaces which are interpreted as depositional surfaces. In the area, pillow outlines in Povungnituk basalts are poorly visible, and no internal structures (such as pillow shelves) were found.

As already noted by Moorhead (1986), the three periods of folding (named  $F_1$ ,  $F_2$  and  $F_3$ ) recognized by previous workers in many parts of the Ungava Trough (Hynes & Francis, 1982) are also observed here.

In the area studied, fold and foliation attitudes and styles have the following characteristics.

#### $F_1$ folds

- a) In the Povungnituk: axial planes dip gently to moderately S or gently to the N. Individual folds are isoclinal to close with the interlimb angle increasing with the size of the fold. Intrafolial folds are cm-scale whereas larger close folds reach 29 m across. When top determinations are possible, the early folds are found to be upward facing.  $F_1$  fold axes have variable plunges and trends: dominantly, they plunge about 10° to the E or WSW, but occasionally, they plunge steeply to the SE. The range in their present orientation is due to refolding by  $F_2$  folds (figure 3).
- b) In the Chukotat: only two large open folds have been observed (figure 4). They are confined to block 4 and plunge gently E or W. Their wavelength is 1 to 1.5 km. No drag folds were identified along the limbs of the major folds; however minor folding of the individual tabular pillow shelves within pillows is visible near the hinge areas. Closely spaced parallel and continuous fractures in basaltic flows are locally folded into concentric folds whose hinge lines parallel those of the larger  $D_1$  structures.

#### $F_2$ and $F_3$ folds

- a) In the Povungnituk: axial surfaces strike WSW and dip moderately to steeply N.  $F_2$  fold axes are subhorizontal or plunge gently W.  $F_2$  folds are essentially asymmetric-al "knee folds" (see figure 4) ranging from simple

crenulations to larger wavelength folds. The detailed geometry of the interference pattern between  $F_1$  and  $F_2$  folds is yet to be determined.

$F_3$  folds, which are rare, are dm-scale close chevron folds or open kink folds which lack an associated foliation. Axial surfaces are oriented NW and dip moderately to the E. Fold axis have variable plunges towards the SE.

- b) In the Chukotat: mesoscopic  $F_2$  folds are absent in the Chukotat volcanics. The large synformal structure of block 4 appears to be a broad  $D_2$  structure which steepens westward where it is bounded by high angle reverse faults. No  $F_3$  folds have been observed in the Chukotat Group.

### FOLIATIONS

$S_1$  and  $S_2$  cleavages are respectively axial planar to  $F_1$  and  $F_2$  folds respectively.

The  $S_1$  cleavage is the major foliation. It is well developed in the Povungnituk Group but only weakly developed in the open folds of the Chukotat Group (due to the lack of platy minerals). In the limbs of the early folds in the Povungnituk, the foliation is often sub-parallel to bedding, as expected for a foliation axial planar to isoclinal folds. In the two large folds of the Chukotat Group, the weak  $S_1$  is convergent (see figure 4).

$S_2$  is common only in the Povungnituk Group. It is generally a crenulation-type cleavage. Hinge zones of the major  $F_2$  folds display a strong fracture cleavage and minor shear displacements along  $S_2$  surfaces. An  $S_2$  foliation is generally absent in the Chukotat Group; near the contact between blocks 4 and 5, however, a weak fracture cleavage is present.

### SHEAR ZONES

Shear zones occur in both Povungnituk and Chukotat rocks. They are generally poorly exposed, because of the friable nature of the rocks.

In block 4, shear zones generally correspond to low angle thrust faults. They occur as discrete gliding planes dipping gently S. They are thought to be related to  $D_1$  since the main plane of flattening in the pillowed basalts is roughly parallel to these faults. The shear zones are quite thin (of the order of a few dm) and cut indiscriminately across pillows. Unfortunately no displacements can be calculated because of the lack of marker horizons; they are nevertheless thought to be minimal.

The contact in the western part of figure 2 between blocks 3 and 4 is a shear zone which dips steeply N. The actual contact between the two groups, however, is not directly visible. In the eastern part of block 4, the sheared contact dips gently below the block, and the Povungnituk and Chukotat rocks are exposed within a few metres of each other. This shearing is tentatively ascribed to the  $D_2$  deformation.

In the Povungnituk Group (Block 3), shear zones occur near the hinge zones of major  $F_2$  folds. They are steeply

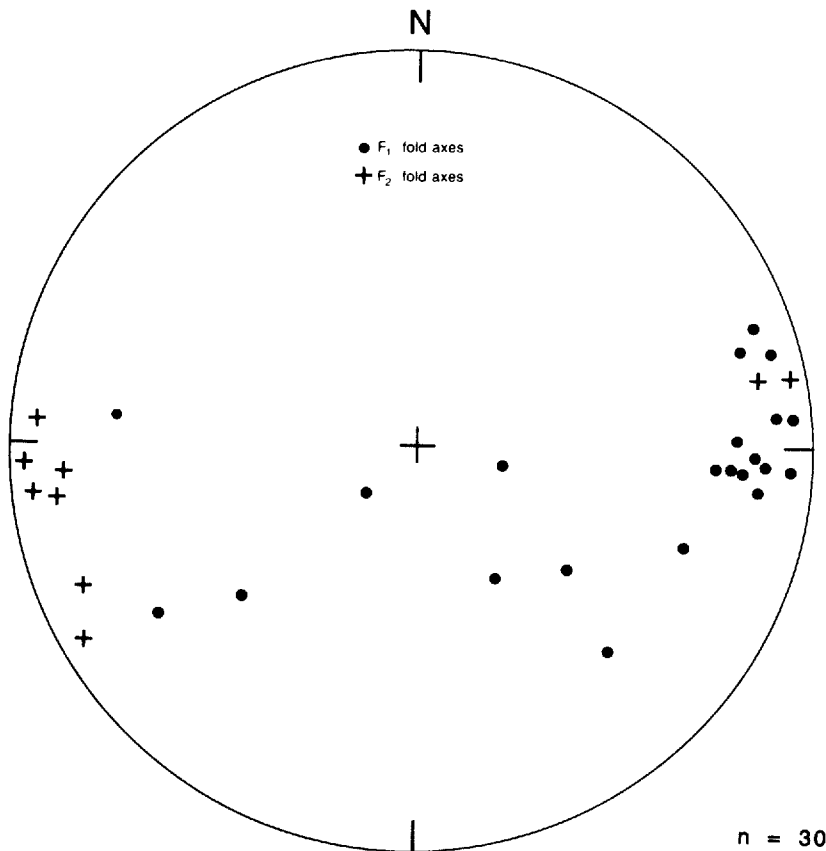


FIGURE 3 – Distribution of an  $F_1$  fold axis across an  $F_2$  synform. The data are taken from an outcrop area in the SE corner of figure 2 (Povungnituk Group).

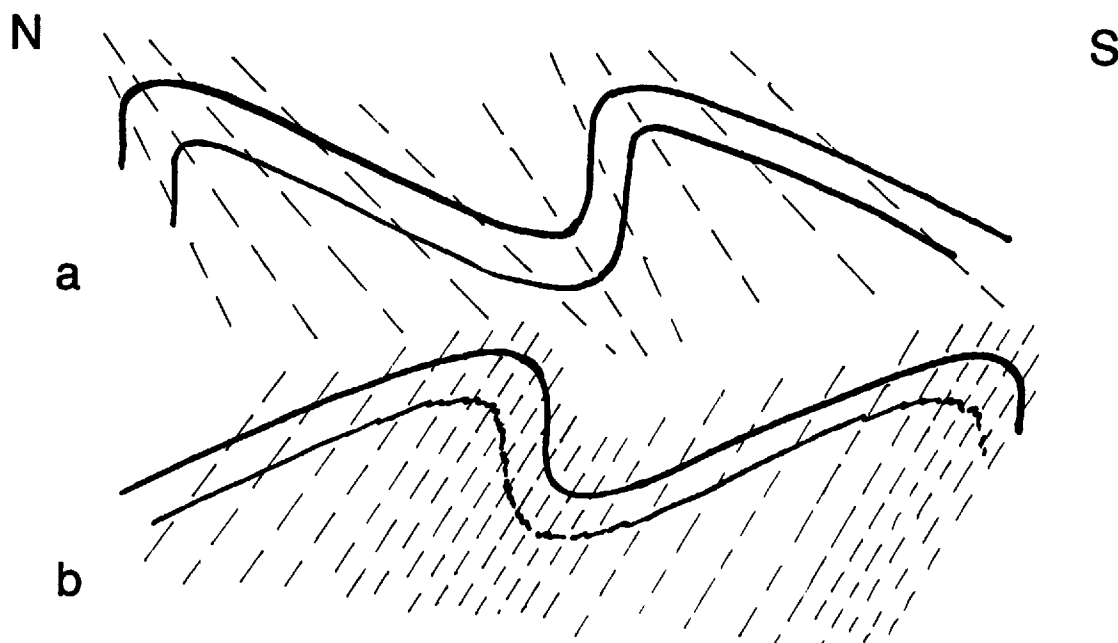


FIGURE 4 – a) N-vergent asymmetrical  $F_1$  knee-folds in the Chukotat, with convergent cleavage.  
 b) S-vergent  $F_2$  knee-folds in the Povungnituk, with a strong cleavage developed near the hinge zones.  
 In each case, the short limbs are subvertical (locally overturned) and the long limbs are dipping respectively S or N. Fold wavelengths are typically 1-2 km.

dipping to the N and display a reverse sense of movement, mainly along  $S_2$  planes. Where  $S_1$  is subparallel to  $S_2$ , shearing becomes more intense, resulting in a highly sheared axial zone. Mineralization, in the form of disseminated and locally massive sulfides, is common in these axial zones where shaley rocks are in contact with gabbro or peridotite intrusions. Ni-Cu-PGE analyses of these sulfides are not yet available.

### Strain data

Important strain markers were identified and measured in the Chukotat volcanics.

- 1) Samples with deformed spherulites in pyroxene phyric basalts will provide three-dimensional orientations and axial ratios of the strain ellipsoid.
- 2) Sections of pillow outlines on N-S trending joint surfaces will provide a crude sectional strain marker.
- 3) A number of basaltic flows and intrusions exhibit good columnar joint systems. Assuming these joints were horizontally isotropic, they provide a good strain marker. Ten sites were measured in detail; they provide excellent sectional strains on faces parallel to primary layering. The method of Robin (1977) was used on the sectional outlines of the columns. It yielded the following sectional strain ellipse axial ratios:  $A/B = 1.51, 1.57, 1.66, 1.66, 1.70, 1.72, 1.82, 1.90, 2.13$  and  $2.42$ . The last measurement was taken in close proximity to a  $D_1$  shear zone. The long axes of the strain ellipse coincide with the trace of  $S_1$  on the section, and therefore were parallel to the regional  $F_1$  fold axis. Basal fracture sets, interpreted to have initially developed perpendicular to the columns, may provide an additional component of strain in the third dimension.

Clearly, such strain magnitudes must be taken into account when reconstructing fold geometries and stratigraphic thicknesses.

### Conclusions

- 1) The results of sectional strain measurements show that deformation in the Chukotat is significant and cannot be ignored in structural and stratigraphic reconstruction of the area. Most of the flattening is attributable to the  $D_1$  event.
- 2) The presence of two main sets of folds is confirmed. Their axes are slightly oblique, with generally N-vergent  $F_1$  axial planes and S-vergent  $F_2$  axial surfaces. The third phase produced minor folds vergent to the SW that plunge moderately ESE and lack an associated cleavage.
- 3) Mineralization is concentrated along shear zones or at least high deformation zones associated with axial planes of  $F_2$  folds.

### Acknowledgements

The writer expresses his gratitude to Daniel Lamothe and the Ministère de l'Énergie et des Ressources for initiating the project and providing logistic support during the 1986 field season. Many thanks to Pierre-Yves Robin for pointing out important strain markers in the field and for his critical review which led to improvements of this paper. Paul Arscott greatly assisted the writer during the summer. Discussions with James Moorhead and Daniel Lamothe as well as the spirit at lac Lemming were appreciated.

### References

- BERGERON, R., 1959 – Région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-392.
- BORRADAILE, G.J. – POULSEN, K.H., 1981 – Tectonic deformation of pillow lava. *Tectonophysics*, volume 7, pages T17-T26.
- HOFFMAN, P.F., 1985 – Is the Cape Smith fold belt (northern Quebec) a klippe? *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 22, pages 1361-1369.
- HYNES, A.J. & FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du lac Beauport, bande de Cap Smith-Maricourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39.
- MOORHEAD, J., 1986 – Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-01.
- ROBIN, P.-Y.F., 1977 – Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. *Tectonophysics*, volume 42, pages T7-T16.
- SAWYER, E.W. – BARNES, S.-J. – BUCK, M.J., 1983 – Pillow shelves: determination of bedding direction and structural facing direction from shelves in deformed pillow lavas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 20, pages 1483-1487.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BEGIN, N.J., 1986 – Eastern Cape Smith Belt: an early Proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratere du Nouveau Quebec map areas, northern Quebec. *In Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*, pages 1-14.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Memoir 399*, 32 pages.

# An unusual alaskite located 40 km west of Asbestos Hill

Tomas Feininger <sup>(1)</sup>

A bold, nameless hill of denuded pink rock rises 250 m above the tundra of the Cape Smith belt (Ungava Trough) at 61°50'N latitude and 74°43'W longitude, about 40 km west of the abandoned mine at Asbestos Hill. The hill is here informally referred to as "Alaskite Hill" for the coarse-grained, uniform rock that forms the major part of it. The alaskite is the younger of two phases of a composite granitic stock, the other phase being porphyritic quartz monzonite.

The stock is roughly oval and covers 4,58 km<sup>2</sup>. The alaskite is concentrated in a body 2,30 km<sup>2</sup> in area at the northwestern end, whereas the quartz monzonite is divided into a western and a relatively smaller eastern body, separated by a narrow screen of amphibolite host rock (figure 1). The stock is situated near the centre of a circular, 20 mGal positive, residual Bouguer gravity anomaly 25 km in diameter (figure 2).

The stock is emplaced in medium-grained, foliated amphibolite of the Watts Group, here composed chiefly of edenitic hornblende ( $Al_2O_3 = 13,6\%$ ;  $Mg/(Mg + Fe^*) = 0,64$ ) and plagioclase ( $An_{50}$ ). Accessories include quartz, epidote, titanite, rutile, and opaque minerals (table 1). The rock was metamorphosed to amphibolite grade, probably under a medium-pressure, barrovian facies series.

Massive to weakly foliated, closely jointed, porphyritic quartz monzonite underlies most of the southern half of the stock. This rock is made up of a medium- to fine-grained, grey, salt-and-pepper textured matrix of oligoclase, quartz, microcline, edenitic hornblende ( $Al_2O_3 = 9,1\%$ ;  $Mg/(Mg + Fe^*) = 0,55$ ), and biotite with phenocrysts of subhedral pinkish grey perthitic microcline, 10 to 15 mm long. Accessory minerals include euhedral epidote ( $Ps_{28}$ ), apatite, titanite and salite (table 1).

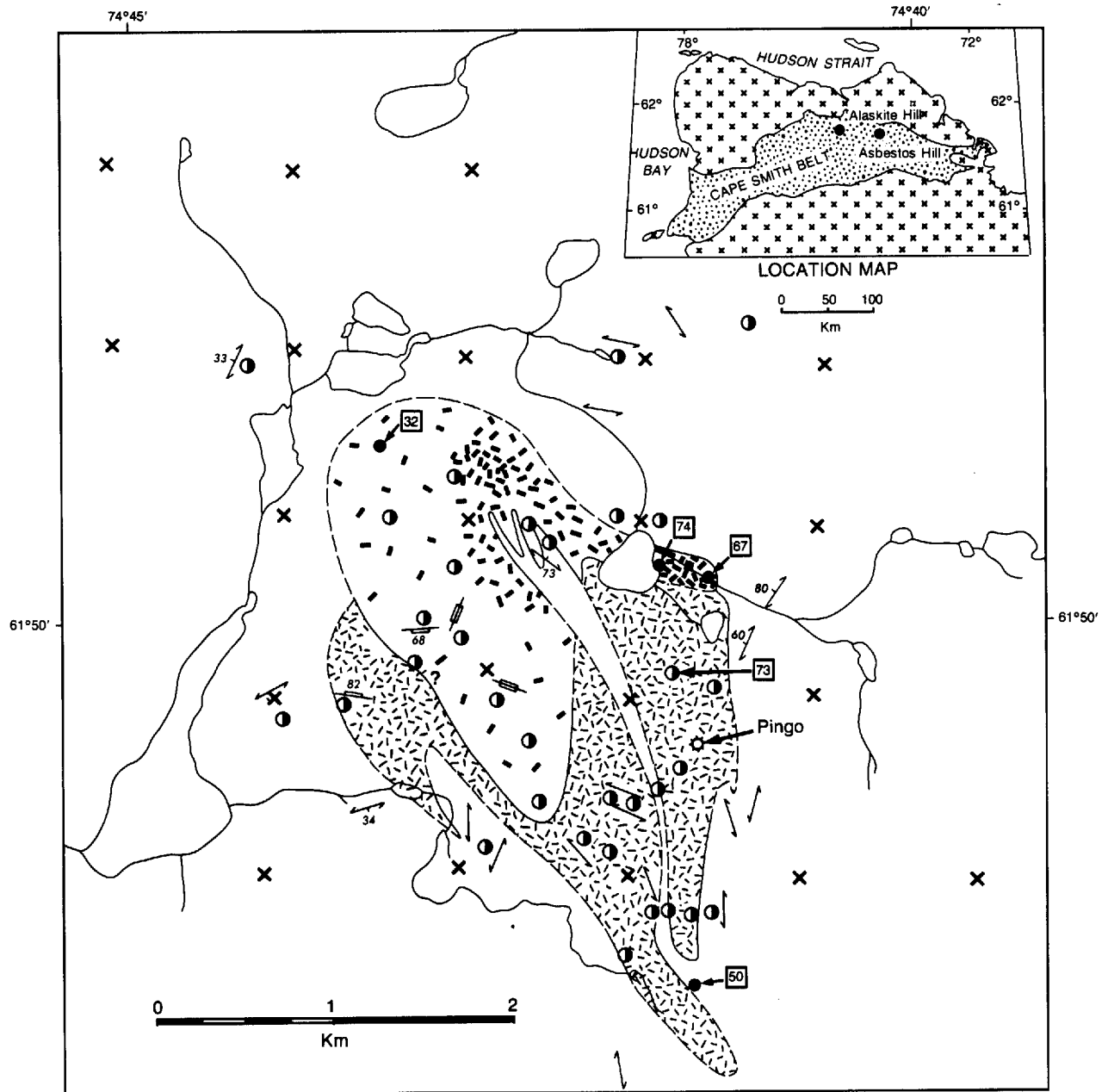
The coarse-grained, massive, sparsely jointed, allotriomorphic, pink alaskite is composed nearly exclusively of only three minerals: quartz, albite ( $An_5$ ) and barian microcline. Accessory minerals are salite, epidote and tita-

nite (table 1). The contact truncates foliation in the quartz monzonite, showing that the alaskite is the younger of the two rocks.

Perhaps the outstanding feature of the alaskite is how it grades downward into clinopyroxenite toward the northeast (figure 1). Throughout most of its extension, the alaskite is characterized by accessory salite in deep green euhedral prisms 5 to 10 mm long which constitute from a trace to as much as 2,5% of the rock. The size and habit of these crystals do not change; only their abundance increases markedly through the transition zone as the rock becomes progressively more mafic (sample 74, table 1) to approach 90% salite in the east-pointing spur of the body (figure 1). Salites in the clinopyroxene-rich rock are indistinguishable chemically from those in the quartz monzonite.

The ubiquitous presence of salite and the exposed downward gradation of the alaskite into clinopyroxenite combine to suggest that the felsic phases of the stock are differentiates of a relatively larger mafic intrusion at depth. This view is supported by gravity evidence. The quartz monzonite and alaskite have strong negative density contrasts with the enclosing amphibolite (table 2). It is surprising, therefore, to find that the stock corresponds so closely with a *positive* gravity anomaly (figure 2). The felsic rocks of the stock at Alaskite Hill can have no appreciable continuation at depth. On the other hand, the clinopyroxenite has a marked positive density contrast with the host amphibolite (table 2). A detailed Bouguer gravity anomaly map of Alaskite Hill and the surrounding area (figure 3) shows that the centre of the positive anomaly lies to the north and east of the stock. The felsic differentiates are apparently not distributed symmetrically with respect to the postulated mafic intrusion at depth, but rather they lie on its southwestern margin. This view is reinforced quantitatively by a three-dimensional gravity model (figure 4) using measured densities (table 2). The model shows that the felsic differentiates are probably no more than 1 km thick, whereas the mafic intrusion, by far the larger of the two, may be 4 km thick, and 4 by 20 km in plan. In the model, the top of the mafic intrusion is 1 km beneath the present topographic surface. The petrography and economic significance of the mafic intrusion remain unknown.

1. Geological Survey of Canada, Geophysics Division, 1 Observatory Crescent, Ottawa, Ontario K1A 0Y3



**EXPLANATION**

Alaskite (density of rectangles proportional to modal pyroxene)

Quartz monzonite

Amphibolite

Foliations:  
a) strike, b) strike and dip

Joints:  
a) vertical, b) inclined

Contact (dashed where approximate; tick shows dip)

Rock samples:  
a) chemical or modal analysis, b) density determination

Gravity observation

FIGURE 1 – Geologic map of the composite stock at Alaskite Hill, northern Quebec.

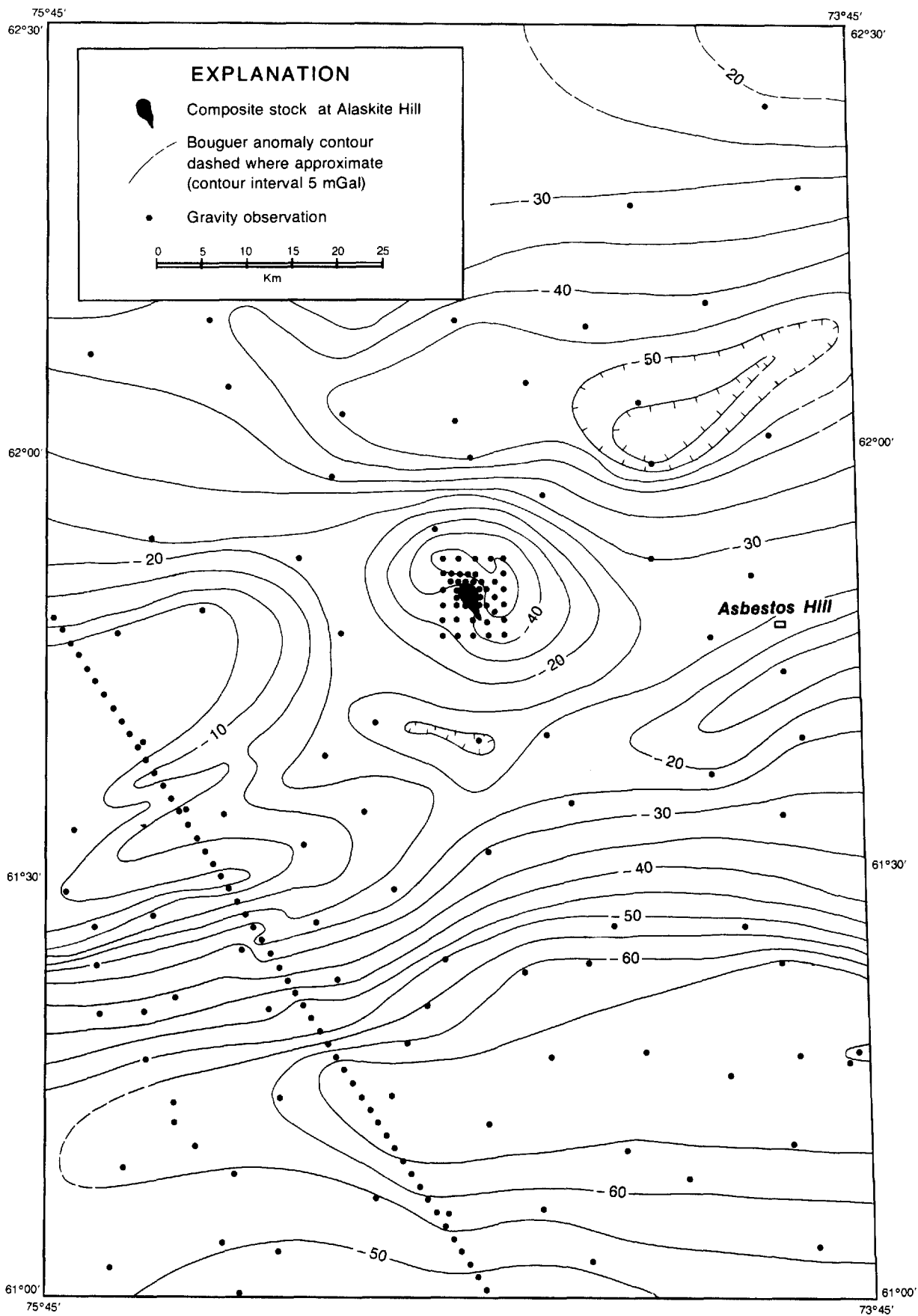


FIGURE 2 – Regional simple Bouguer anomaly map of a part of northern Quebec.

**TABLE 1 – Modal analyses of rocks from the stock at Alaskite Hill and of its amphibolite host rock.**

<b>SAMPLE NO.</b>	<b>73</b>	<b>32</b>	<b>74</b>	<b>50</b>
Quartz	15,3	7,5	3,2	1,6
K feldspar <sup>(1)</sup>	14,9	30,4		–
			26,2	
Plagioclase	57,5	58,9		30,6
Clinopyroxene	1,6	2,1	69,3	–
Hornblende	5,5	–	trace	62,3
Biotite	2,5	–	0,1	–
Allanite	0,1	trace	trace	–
Apatite	0,1	0,1	trace	–
Epidote	2,2	0,8	trace	5,1
Opaque	trace	0,1	trace	0,3
Rutile	–	–	–	0,1
Titanite	0,3	0,1	1,2	–
Total	100,0	100,0	100,0	100,0
Plagioclase An <sup>(2)</sup>	12	4	5	49

73, quartz monzonite; 32, alaskite; 74, "clinopyroxenite" with 30% modal alaskite matrix; 50, amphibolite host rock.

(1) chiefly microcline microperthite

(2) from microprobe analysis

**TABLE 2 – Densities (g/cm<sup>3</sup>) of rocks from the stock at Alaskite Hill and of its amphibolite host rock.**

	<b>Quartz monzonite</b>	<b>Alaskite</b>	<b>"Clino- pyroxenite"<sup>(1)</sup></b>	<b>Amphi- bolite</b>
Number of samples	14	12	4	15
Average density	2,712	2,633	3,203	2,964
Maximum	2,74	2,64	3,23	3,19
Minimum	2,68	2,62	3,18	2,86
Standard deviation	0,019	0,008	0,021	0,084

(1) with less than 30% alaskite matrix



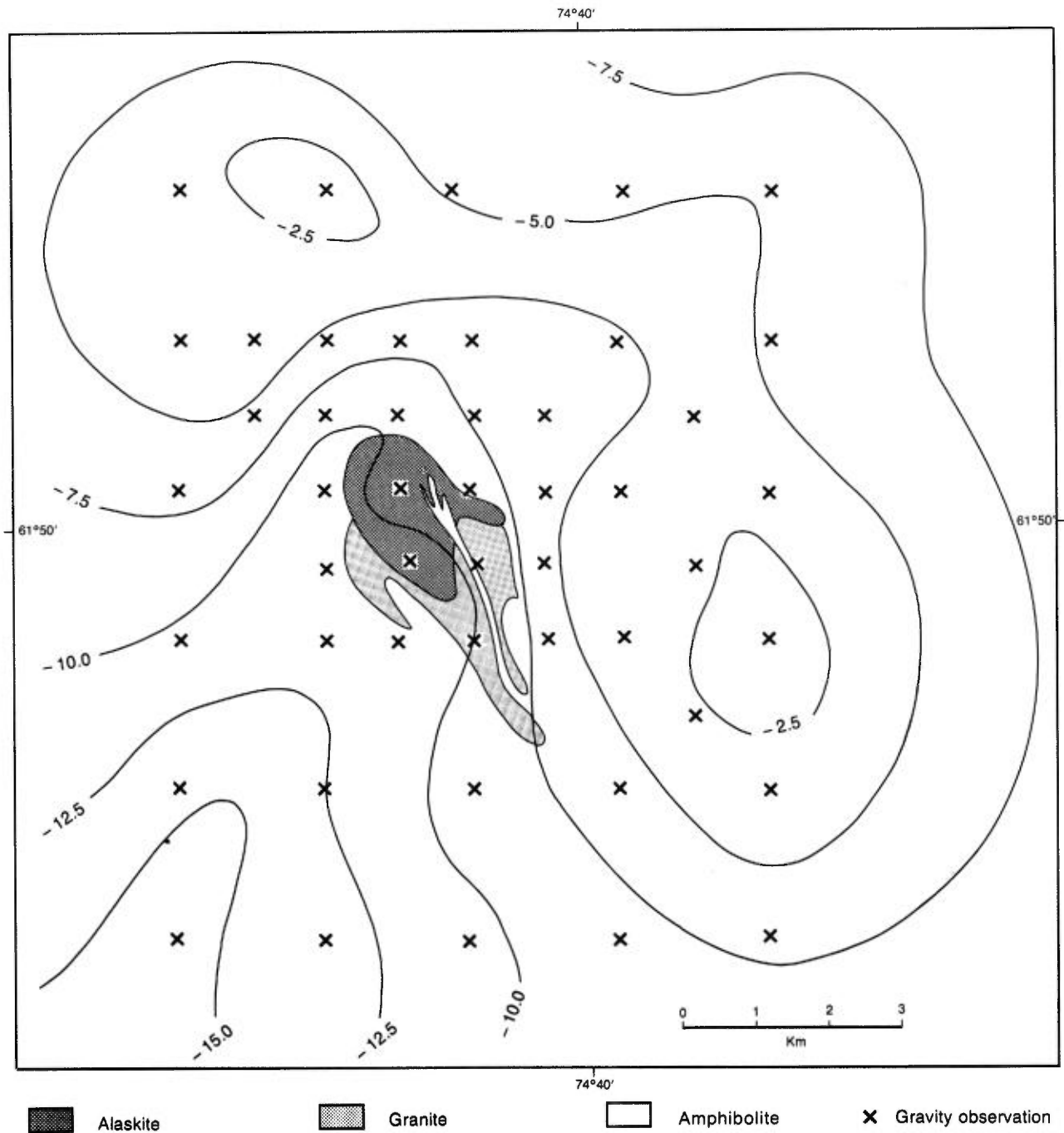


FIGURE 3 – Bouguer gravity anomaly map of Alaskite Hill and surrounding area. Contour interval is 2,5 mGal. Dark shading, alaskite; light shading, quartz monzonite; white, amphibolite. Gravity observations are shown by Xs.

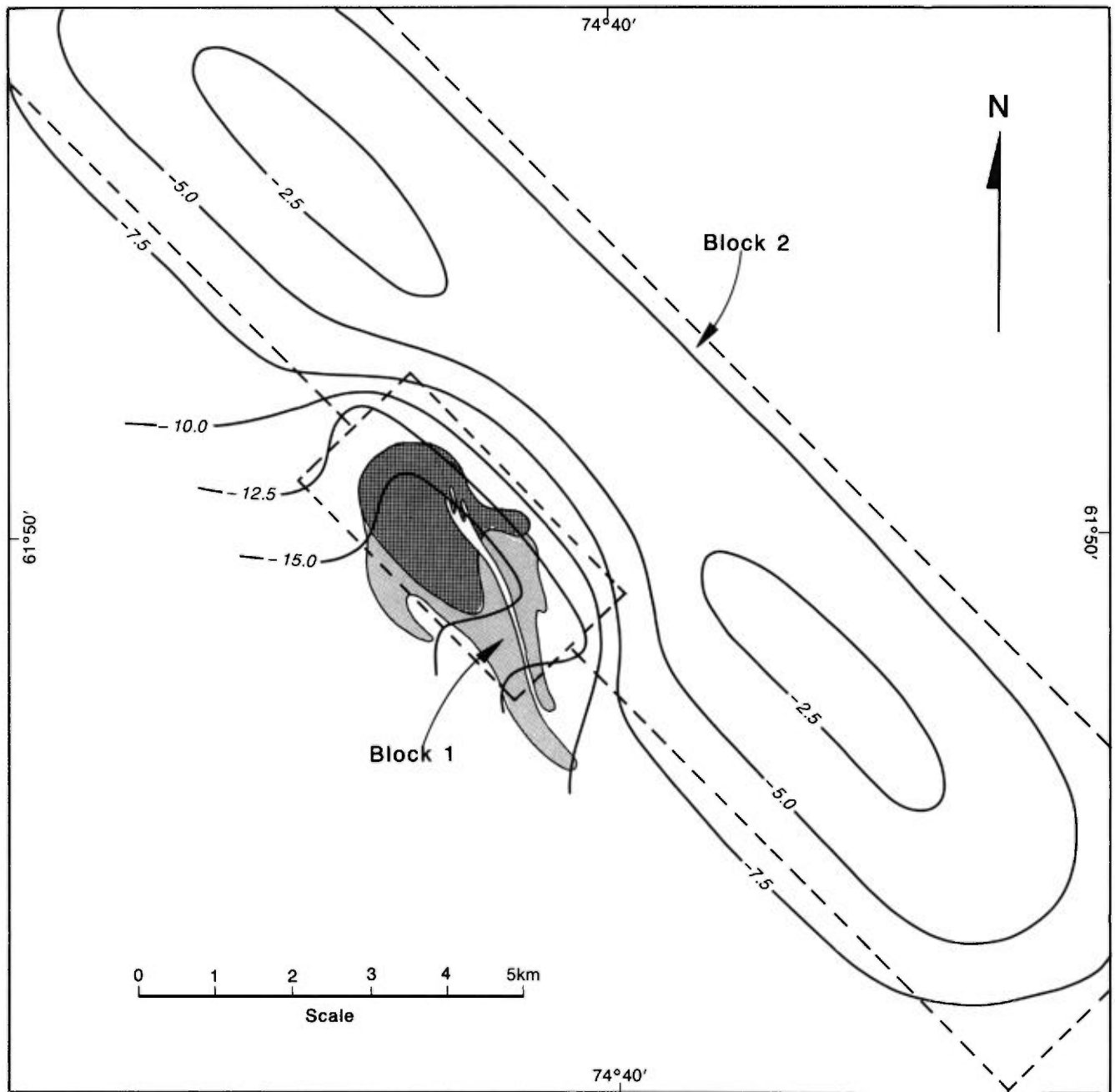


FIGURE 4 – Three-dimensional gravity model of the stock at Alaskite Hill. Contour interval is 2,5 mGal. Block 1, felsic rocks of the stock; average density, 2,67 g/cm<sup>3</sup>; thickness, 1 km. Block 2, mafic intrusion; average density, 3,20 g/cm<sup>3</sup>; thickness 4 km; top is 1 km below the ground surface. Dark shading, alaskite; light shading, quartz monzonite; white, amphibolite. Same area as figure 3.

# Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava

Christian Picard<sup>(1)</sup>

## Résumé

Les données pétrographiques et géochimiques des roches magmatiques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (région des lacs Nuvilik et Parent) montrent que les roches volcaniques du Groupe de Povungnituk sont essentiellement constituées de basalte à plagioclase d'affinité tholéiitique intracontinentale ( $MgO \leq 10\%$ ,  $TiO_2 > 1,2\%$ ) formé lors d'un stade protorift. Ces derniers sont localement intercalés par une séquence de basalte ankaramitique, d'andésite hautement potassique et de trachyandésite formés sur des îles volcaniques en cours de croissance lors d'éruptions phréatomagmatiques. Les roches volcaniques du Groupe de Chukotat sont constituées de basalte à olivine d'affinité komatiitique ou picritique ( $MgO = 18-10\%$ ,  $TiO_2 < 0,75\%$ , 20-5% de microphénocristaux d'olivine), de basalte à pyroxène ( $MgO = 12-8\%$ ,  $TiO_2 = 0,75-0,99\%$ , 5-1% de microphénocristaux de pyroxène  $\pm$  olivine) et de basalte à plagioclase ( $MgO \leq 8\%$ ,  $TiO_2 < 1\%$ , 5-1% de microphénocristaux de plagioclase  $\pm$  pyroxène  $\pm$  olivine) d'affinité tholéiitique à caractère océanique. Bien que similaires dans les grandes lignes avec les basaltes du Groupe de Chukotat, décrits par des auteurs antérieurs dans la région au sud d'Asbestos Hill, les basaltes du Chukotat de la région au sud du lac Parent présentent plusieurs différences avec ces derniers, notamment par leurs spectres de terres rares.

## Introduction

La Fosse de l'Ungava ( $1871 \pm 75$  millions d'années, Zindler, 1982) s'étend d'est en ouest sur 350 kilomètres de longueur dans l'arctique québécois. Elle est limitée par les gneiss granodioritiques archéens de la province du Supérieur au sud, et par les gneiss et les granulites de la province de Churchill au nord (2930 à 2570 Ma; Doig, 1983). Elle se divise en deux domaines métamorphiques et structuraux séparés l'un de l'autre par une faille majeure de chevauchement, la Faille Bergeron (Bergeron, 1957, 1959; Beall, 1959, 1960). Le domaine nord, fortement déformé et métamorphisé du faciès schistes verts supérieurs au faciès amphibolite, comprend les Groupes de Spartan et de Watts (Lamothe *et al.*, 1984; Hynes et Francis, 1982). Le domaine sud, plus faiblement déformé et métamorphisé dans le faciès schistes verts à actinote-chlorite-zoïsite,

comprend du sud au nord: le Groupe de Povungnituk, où alternent des séquences de roches sédimentaires et des coulées de basalte tholéiitique; et le Groupe de Chukotat, exclusivement volcanique (Hynes et Francis, 1982; Lamothe *et al.*, 1984; Picard, 1986 et rapports en préparation; St-Onge *et al.*, 1986). Dans cet article, nous présentons les données pétrographiques et géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) obtenues sur les roches magmatiques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, dans les régions des lacs Nuvilik et Parent (figure 1).

## Lithostratigraphie

### GROUPE DE POVUNGNITUK

Dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, le Groupe de Povungnituk comprend deux sous-groupes (Lamothe *et al.*, 1984):

#### Sous-Groupe de Lamarche

Ce sous-groupe est essentiellement constitué de quartzite, de phyllade, de dolomie et de schiste et repose au sud en discordance angulaire sur le socle gneissique archéen de la province du Supérieur.

#### Sous-Groupe de Beauparlant

Ce sous-groupe est formé de deux unités. L'unité inférieure (épaisseur = 3 400 m, figure 2) est caractérisée par l'alternance d'horizons de siltstone ou de quartzite, et d'horizons massifs de basalte à plagioclase et/ou de microgabro hypovolcanique avec un rapport sédiments/volcanites égal à 1. L'unité supérieure (épaisseur = 12 000 m) est essentiellement composée de basalte à plagioclase massif ou coussiné (80% des roches) entre lesquels s'intercalent plusieurs horizons sédimentaires ou pyroclastiques. Plusieurs massifs de rhyolite et une séquence de basalte ankaramitique et de trachyandésite sont situés dans la partie inférieure de cette unité (figure 2).

### GROUPE DE CHUKOTAT

Le Groupe de Chukotat repose sur le Groupe de Povungnituk, avec lequel il semble au moins localement concordant (figures 1 et 2). Les laves (95% des roches) sont très peu déformées et forment, dans la plupart des sites, une série monoclinale fortement inclinée vers le nord. Les

1. Institut de Recherche en Exploration Minérale (IREM-MERI), C.P. 6079 - Succursale A, Montréal, Québec H3C 3A7.

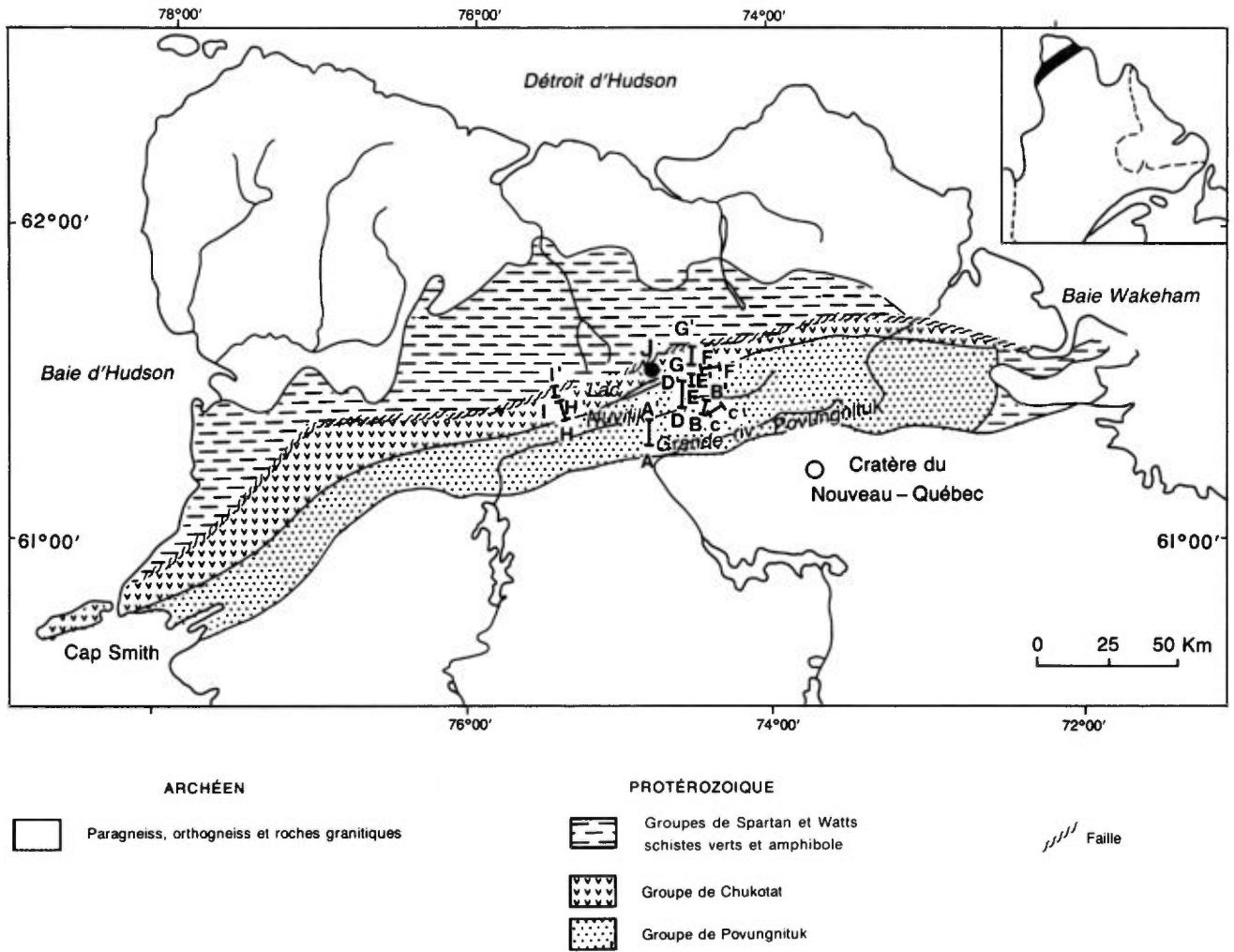


FIGURE 1 – Carte géologique schématique de la Fosse de l'Ungava d'après Bergeron (1957, 1959) et localisation des coupes géologiques effectuées et de la figure 6 (point J).

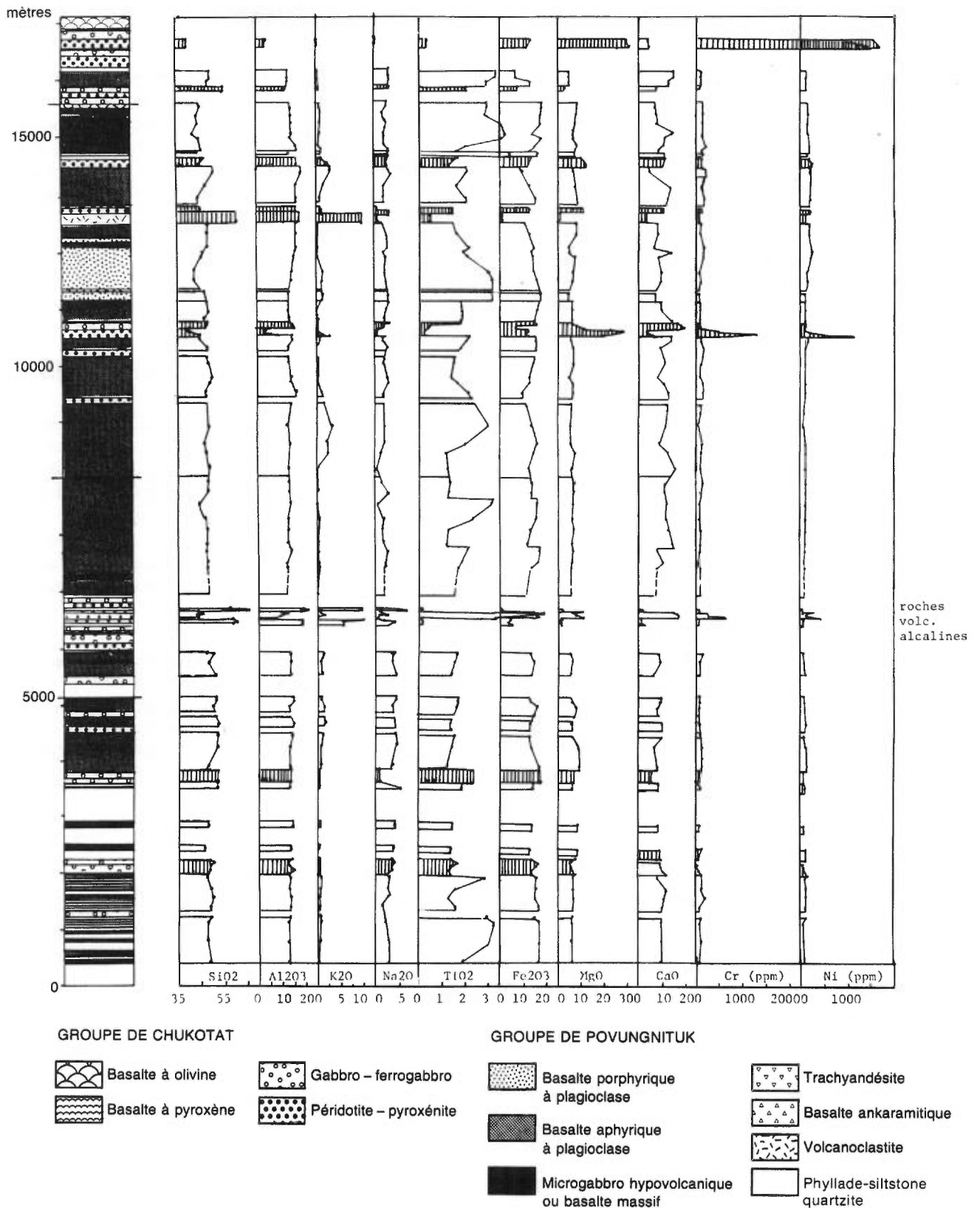


FIGURE 2 – Colonne lithologique composite des Groupes de Povungnituk et de Chukotat dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava et distribution des éléments majeurs et des éléments traces en fonction de la position stratigraphique des échantillons.

coulées sont généralement coussinées, plus rarement massives ou bréchiques. Elles constituent plusieurs séquences volcaniques évoluant chacune depuis un basalte à olivine vers un basalte à pyroxène, ou bien depuis un basalte à pyroxène vers un basalte à plagioclase.

### FILONS-COUCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES

Plusieurs filons couches mafiques et ultramafiques sont intrusifs dans les Groupes de Povungnituk et de Chukotat. Ils sont de quatre types: 1) des filons hypovolcaniques non différenciés de microgabbro; 2) des filons différenciés de gabbro-ferrogabbro; 3) des filons différenciés de péridotite-pyroxénite-gabbro  $\pm$  ferrogabbro; et 4) des filons nourriciers de pyroxénite-péridotite-dunite. Les deux premiers types sont uniquement intrusifs dans le Groupe de Povungnituk et semblent comagmatiques des laves de ce groupe. Les troisième et quatrième types sont intrusifs dans le Groupe de Povungnituk et à la base du Groupe de Chukotat, et semblent comagmatiques des basaltes du Chukotat. Enfin plusieurs «coulées litées» sont intercalées dans les coulées de basalte à olivine du Groupe de Chukotat.

## Pétrographie et géochimie des roches volcaniques du Groupe de Povungnituk

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques permettent de définir quatre familles de roches volcaniques: 1) des roches volcaniques ou hypovolcaniques tholéitiques; 2) des roches volcaniques alcalines; 3) des rhyolites massives; et 4) des volcanoclastites.

### ROCHES VOLCANIQUES OU HYPOVOLCANIQUES THOLÉITIQUES

Celles-ci sont de deux sortes, telles que décrites ci-dessous.

#### Microgabbro hypovolcanique et/ou du basalte massif à plagioclase dans l'unité inférieure du Sous-Groupe de Beuparant

Ces roches (figure 2, épaisseur maximum = 3 400 m) forment de nombreux horizons intercalés par des lits de quartzite ou de siltstone. Ces horizons sont généralement microgrenus au coeur et aphyriques dans les bordures inférieure et supérieure, montrant leur nature hypovolcanique et suggérant l'existence d'un «sillswarm». Toutefois, quelques horizons de faible épaisseur, totalement aphyriques, pourraient être de nature effusive. Ils sont faiblement amygdalaire avec, dans la plupart des cas, une texture intersertale relictuelle constituée de lattes de plagioclase pseudomorphosées en zoïsite, dans un amalgame microblastique riche en actinote, épidote, chlorite, leucoxène et quartz.

### Basalte à plagioclase dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk

Cette roche forme d'épaisses séquences de basalte massif, coussiné et/ou bréchique, séparées par plusieurs horizons sédimentaires ou volcanoclastiques (rapport basaltes/sédiments supérieur à 10; figure 2). Suivant l'intensité de la déformation, les basaltes peuvent se présenter sous forme de schiste extrêmement cisailé, ou sous forme de coulées parfaitement bien préservées. De même, l'abondance relative des laves massives ou coussinées, la structure interne des coulées, leur épaisseur ou encore la texture et la nature de la lave peuvent varier considérablement.

#### Textures

Pétrographiquement, le basalte à plagioclase présente deux textures:

- basalte aphyrique à plagioclase (figure 2). Il se caractérise par du verre volcanique dans la croûte des coussins avec de nombreux grains de leucoxène. Dans l'écorce et le coeur, la lave possède de nombreux microlites de plagioclase (albite + épidote) dans un agrégat microblastique riche en trémolite, chlorite, épidote et leucoxène. Des microphénocristaux intratelluriques de clinopyroxène (jusqu'à 25%), pseudomorphosés en actinote, épidote et chlorite, ont été observés dans quelques coulées.
- basalte microporphyrrique à plagioclase, lequel constitue plusieurs coulées massives (figure 2) dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk. Il est amygdalaire et possède une texture trachytique à intersertale formée de nombreux bâtonnets de plagioclase (albite-épidote) jointifs et non orientés, partiellement englobés par des microphénocristaux poecilites de clinopyroxène (pseudomorphosés en actinote).

#### Caractéristiques géochimiques

Quatre-vingt-neuf analyses chimiques (majeurs et traces) ont été effectuées au Centre de Recherche Minérale du Québec (CRM). Parmi celles-ci, 52 analyses ont été sélectionnées ( $H_2O^+ \leq 4\%$ ). Huit analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolomieu.

Le basalte du Groupe de Povungnituk possède une composition chimique (tableau 1, figure 2) comprise entre 43 et 53% de  $SiO_2$ . Ils sont moyennement alumineux ( $Al_2O_3 = 13-16\%$ ), à l'exception des faciès présentant des microphénocristaux de plagioclase où la teneur en  $Al_2O_3$  augmente jusqu'à 18%. Leur teneur en  $TiO_2$  est toujours supérieure à 1% et atteint 3,6% dans les faciès les plus différenciés. De même, leur teneur en MgO est systématiquement inférieure à 10% (en moyenne 5-7%) ce qui les distingue des laves du Groupe de Chukotat. Les teneurs en éléments hygromagmaphyles Zr, Y et Nb sont relativement élevées (Zr = 70-330 ppm; Y = 12-42 ppm et Nb =

**TABEAU 1 – Caractéristiques géochimiques des basaltes du groupe de Povungnituk. Pour chaque faciès les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées.**

	Groupe de Povungnituk		
	Diabase et basalte massif n = 10	Basalte tholéitique aphyrique n = 48	Basalte tholéitique porphyrique n = 4
SiO <sub>2</sub>	47,2 – 51,9	43,2 – 52,9	44,4 – 50,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7 – 14,5	12,5 – 17,9	13,8 – 17,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7 – 17,3	9,4 – 17,8	13,0 – 17,8
MgO	5,7 – 8,2	3,3 – 10,0	4,9 – 8,1
CaO	7,4 – 11,5	3,9 – 15,9	5,5 – 10,0
Na <sub>2</sub> O	1,1 – 5,2	0,5 – 4,6	1,8 – 3,0
K <sub>2</sub> O	0,1 – 0,7	0,0 – 1,4	0,1 – 1,4
TiO <sub>2</sub>	1,3 – 3,4	1,2 – 3,6	1,7 – 3,3
MnO	0,2 – 0,3	0,1 – 0,3	0,2 – 0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1 – 0,8	0,1 – 1,2	0,1 – 0,6
Zr	93 – 280	73 – 250	92 – 330
Y	25 – 42	16 – 39	16 – 40
Nb*	16 – 42	14 – 54	22 – 92
Rb	2 – 24	2 – 46	2 – 26
Sr	180 – 530	28 – 546	181 – 300
Ba	14 – 219	16 – 1 900	115 – 1 500
Cr	8 – 162	11 – 157	35 – 130
Co	30 – 50	17 – 56	29 – 52
Ni	39 – 90	22 – 145	53 – 177
V	193 – 418	66 – 400	185 – 299

\* Lors des dosages par le CRM le niobium a été systématiquement surdosé d'environ 12 ppm.

14-90 ppm) alors que les éléments compatibles tels le chrome, le nickel et le cobalt sont peu abondants (Cr = 8-162 ppm; Co = 17-56 ppm; Ni = 22-177 ppm), mettant en évidence le caractère différencié de ces basaltes et l'existence de réservoirs magmatiques avant leur épanchement. Quant aux autres éléments, moins caractéristiques, ils présentent d'importantes variations liées d'une part aux mécanismes de différenciation dans le cas du fer (9-17%), du manganèse (0,1-0,3%) et du phosphore (0,1-1,2%) et d'autre part aux mécanismes d'altération dans le cas du potassium (0,02-3%) et du sodium (0,5-5%).

Si on considère le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction de la position stratigraphique des échantillons (figure 2), les teneurs en TiO<sub>2</sub>, Zr et dans une moindre mesure les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y et Nb présentent d'importantes variations au sein d'un même faciès, suggérant l'existence de plusieurs séquences magmatiques superposées. Chaque séquence apparaît en effet caractérisée par l'augmentation progressive des teneurs en TiO<sub>2</sub>, Zr, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y et Nb de la base au sommet, puis par la chute abrupte de ces teneurs au passage d'une nouvelle séquence. Une telle augmentation des teneurs en TiO<sub>2</sub> et FeO (total) au cours de la différenciation suggère une affinité tholéitique pour le basalte à plagioclase du Groupe de Povungnituk, laquelle est corroborée par la distribution des points dans le diagramme Al-Mg-Fet + Ti (figure 3). Enfin le basalte à plagioclase du Groupe de Povungnituk est faiblement enrichi en terres rares légères (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 1,36-2,56) et les terres rares lourdes sont faiblement fractionnées (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 2,19-4,17, figure 4),

confirmant son affinité tholéitique. Par ailleurs, l'enrichissement en terres rares légères, les teneurs élevées en éléments incompatibles et plus particulièrement en TiO<sub>2</sub>, les rapports Zr/Y > 4 (Zr/Y = 3,5-10,7), Th/Ta = 0,5-1,4 et La/Ta = 8,7-14,5 suggèrent pour les basaltes du Groupe de Povungnituk, une mise en place en milieu intracontinental lors d'un stade proto-rift.

## ROCHES VOLCANIQUES ALCALINES

Celles-ci constituent une séquence de basalte ankaramitique et de volcanoclastites (épaisseur = 70 à 80 m) dans la région des lacs Kenty et Cécilia, où elles sont localement surmontées de coulées de trachyandésite massive (figure 1 et 2). Par ailleurs des coulées d'andésite hautement potassique parsèment la partie nord du Povungnituk au sud du lac Nuvilik.

### Basalte ankaramitique

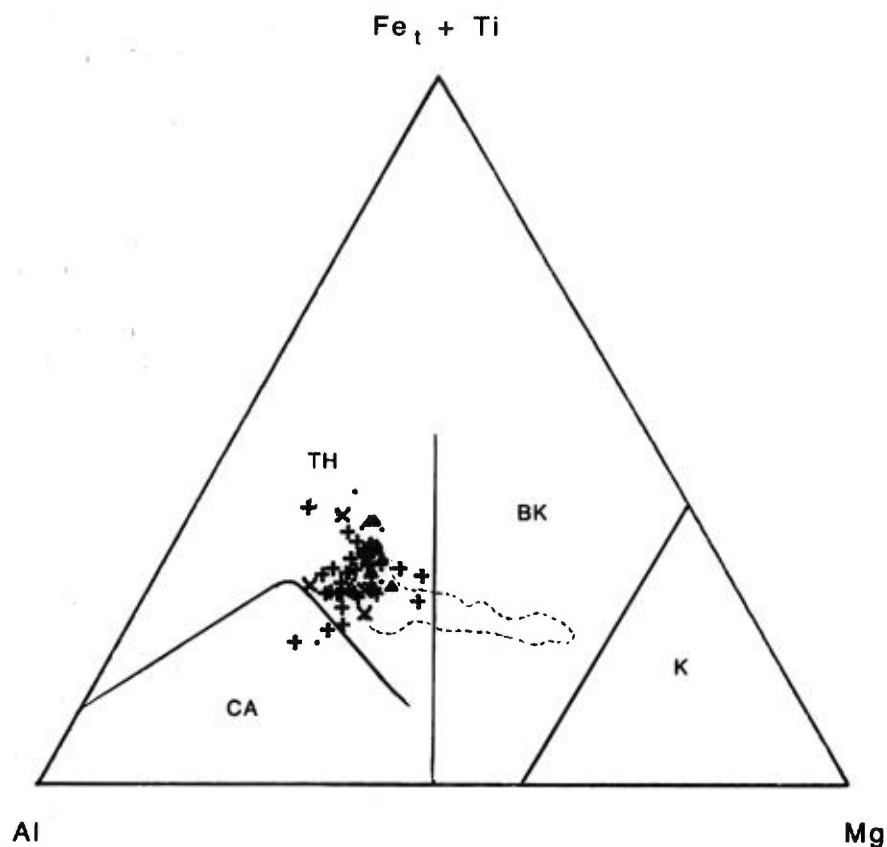
Le basalte ankaramitique (figure 2) forme plusieurs coulées (épaisseur = 1-12 m) intercalées entre des horizons de volcanoclastites. Ces coulées sont constituées de basalte massif dans leur partie médiane et de brèches volcaniques dans leurs parties basale et sommitale. Elles s'apparentent aux coulées de type «aa», rencontrées sur les flancs des volcans subaériens. La lave possède de nombreux microphénocristaux d'augite titanifère partiellement pseudomorphosée en actinote et chlorite. Elle possède également de nombreux cristaux de sphène et d'ilménite relictuelle, des cristaux aciculaires d'apatite et quelques cristaux de zircon en inclusion dans les microphénocristaux de pyroxène. La mésostase forme un assemblage microblastique extrêmement riche en leucoxène et actinote avec accessoirement de l'épidote, de la chlorite, du quartz, des carbonates et des minéraux opaques.

### Volcanoclastites

Les volcanoclastites (80% des roches) sont constituées de brèche volcanique, de hyaloclastite et de pyroclastite. Elles sont hétérolithiques avec de nombreux fragments anguleux de basalte ankaramitique et quelques enclaves arrondies de pyroxénite à grain grossier. Elles sont localement litées et montrent un tri grossier des matériaux avec localement des granoclassements inverses. Leur matrice est très vacuolaire et contient de nombreux cristaux de plagioclase de pyroxène.

### Trachyandésite

La trachyandésite constitue plusieurs cumulo-dômes au-dessus des volcanoclastites et du basalte ankaramitique (figure 2). Sa texture est microblastique et microporphyrique avec une texture relictuelle trachytique. Elle possède de nombreux microlites jointifs et orientés d'albite (zoïsite), des phénocristaux subautomorphes à automorphes de feldspath potassique altérés en sérécite, de grandes gerbes d'actinote prismatique, des cristaux de leucoxène et/ou de



- TH - Champ tholéitique
- CA - Champ calco - alcalin
- BK - Champ des basaltes komatiitiques et des picrites
- K - Champ des komatiites
- ▲ - Basalte massif et diabase du Povungnituk inférieur
- + - Basalte aphyrique à plagioclase
- x - Basalte porphyrique à plagioclase
- - Basalte à plagioclase analysé en 1983
- Y - Volcanoclastites
- - Champ des basaltes du Groupe de Chukotat

FIGURE 3 – Diagramme Al-Mg-Fet + Ti (Jensen, 1976). Cf. Légende des symboles sur la figure 4. Th = champ tholéitique; CA = champ calco-alcalin; BK = champ basalte komatiitique et des picrites; K = champ des komatiites, ▲: basalte massif et diabase du Povungnituk inférieur; +: basalte aphyrique à plagioclase; x: basalte porphyrique à plagioclase; • : basalte à plagioclase analysé en 1983; Y: volcanoclastites.



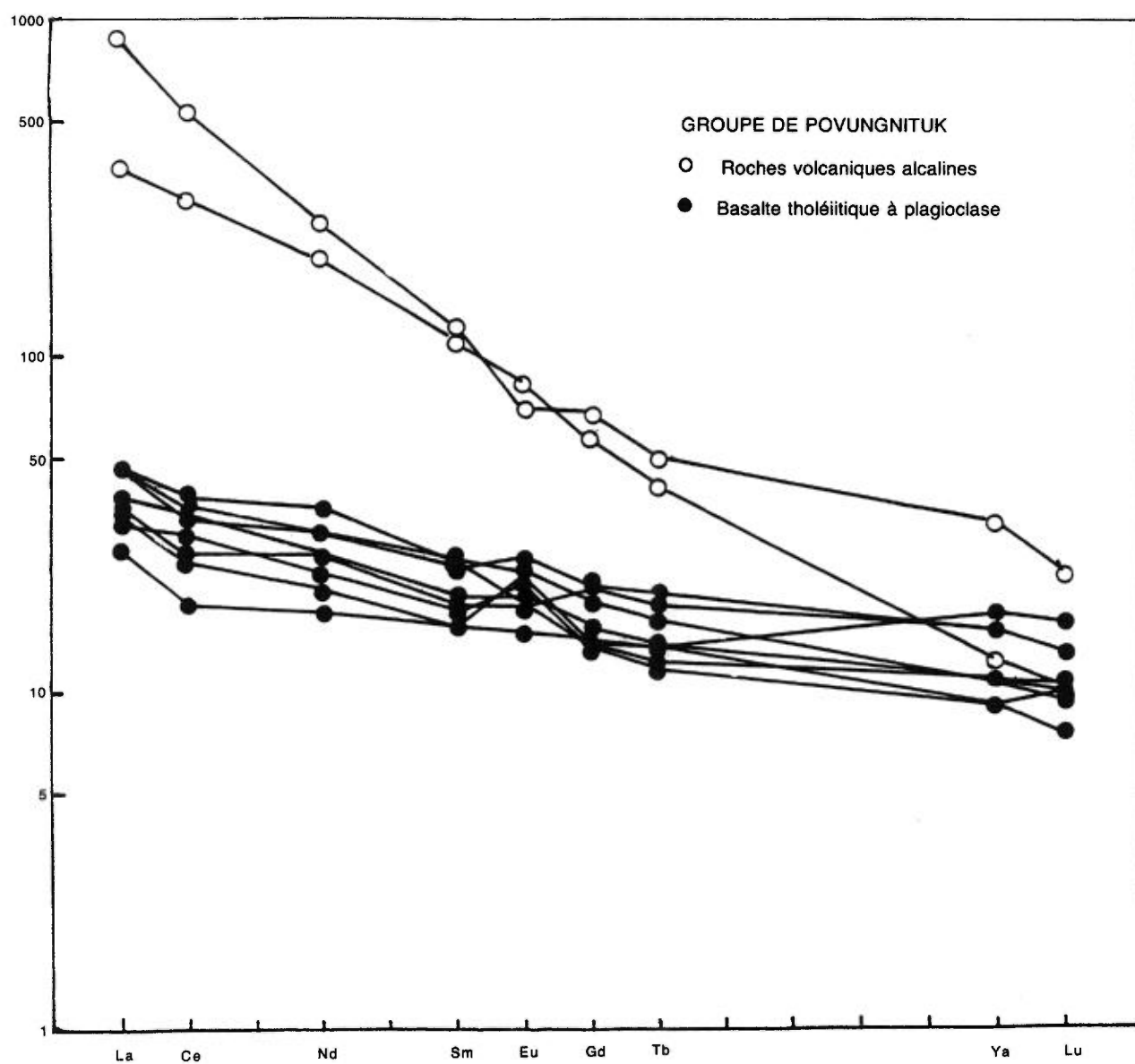


FIGURE 4 – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les basaltes tholéitiques à plagioclase et les roches volcaniques alcalines (basalte ankaramitique et trachyandésite) du Groupe de Povungnituk (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977).

sphène avec localement des reliques d'ilménite, et de grosses varioles constituées d'un agrégat microblastique de séricite, zoïsite, leucoxène et quartz.

### Andésite potassique

L'andésite potassique constitue plusieurs coulées massives, localement coussinées. Elles présentent de nombreux microlites orientés d'albite (séricite) et des lattes de feldspath potassique (4-5%) dans une mésostase microblastique riche en épidote, chlorite, séricite, albite et leucoxène.

### Volcanologie

Les coulées de basalte ankaramitique de type «aa», l'abondance des volcanoclastites et plus précisément des horizons d'hyaloclastite, l'extension limitée des dépôts et leur faible épaisseur, la présence de litage et de granoclassements inverses dans les volcanoclastites et le grand nombre d'amygdales suggèrent une activité volcanique très explosive et riche en gaz de type phréatomagmatique associé à de nombreuses retombées aériennes. Leur association avec la trachyandésite massive et leur situation dans un environnement de basaltes tholéiitiques intracontinentaux sous-aquatique, suggèrent l'existence d'îles volcaniques en cours d'édification. De tels édifices auraient pu se former en périphérie du rift continental évoqué précédemment, ou à l'aplomb d'éventuelles failles transformantes.

### Caractéristiques géochimiques

Trente-deux analyses chimiques majeurs et traces (tableau 2) ont été effectuées au Centre de Recherche Minérale du Québec (CRM). Parmi celles-ci, 27 analyses ont été sélectionnées ( $H_2O^+ + \leq 4\%$ ). Deux analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolomieu.

Le basalte ankaramitique possède une composition chimique (tableau 2, figure 2) comprise entre 39 et 47% de  $SiO_2$ , 0,1 et 1,8% de  $K_2O$ , et 0,2 à 3,2% de  $Na_2O$ . Il est peu alumineux ( $Al_2O_3 = 8-13\%$ ). Par contre, il est très riche en  $TiO_2$  (3,3-7%),  $Fe_2O_3$  (14-23%),  $P_2O_5$  (0,4-1,5%), Zr (330-810 ppm), Y (23-51 ppm), Nb (75-150 ppm) et est relativement enrichi en MgO (5-11%), CaO (11-17%), Cr (60-600 ppm), Co (30-80 ppm) et Ni (40-420 ppm). Ces dernières teneurs et les valeurs de l'indice de différenciation ( $Mg^{2+} / Mg^{2+} + Fe^{2+} = 0,42$  à 0,63) montrent son caractère relativement primitif.

L'andésite potassique ( $SiO_2 = 56-61\%$ ) et la trachyandésite ( $SiO_2 = 59-66,5\%$ ) sont caractérisées par de hautes teneurs en éléments alcalins ( $K_2O = 2-11\%$  et  $Na_2O = 1,5-7\%$ ), en alumine ( $Al_2O_3 = 18-23\%$ ), en Ba (300-3 300 ppm) et en éléments incompatibles (Zr = 570-1 700 ppm, Y = 27-80 ppm, Nb = 80-400 ppm). Par contre, elles sont pauvres en  $TiO_2$  (0,1-0,5%), en  $P_2O_5$  (0,01-0,15%) et en éléments compatibles (MgO = 1-3%, Cr = 1-20 ppm, Co = 2-6 ppm, Ni = 1-51 ppm).

**TABLEAU 2 – Basalte ankaramitique, andésite hautement potassique et trachyandésite du Groupe de Povungnituk. Pour chaque faciès, les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées.**

	Groupe de Povungnituk		
	Basalte ankaramitique n = 11	Andésite potassique n = 6	Trachyandésite n = 10
$SiO_2$	38,9 – 46,6	56,4 – 61,0	59,0 – 66,5
$Al_2O_3$	7,9 – 13,4	18,0 – 21,1	18,5 – 22,6
$Fe_2O_3$	14,3 – 22,6	5,3 – 9,8	0,3 – 5,7
MgO	5,2 – 11,6	1,9 – 2,8	1,1 – 2,3
CaO	11,2 – 13,1	2,2 – 4,9	1,5 – 7,0
$K_2O$	0,1 – 1,8	1,9 – 8,6	2,8 – 11,0
$TiO_2$	3,3 – 7,2	0,1 – 0,5	0,08 – 0,45
MnO	0,19 – 0,32	0,11 – 0,26	0,01 – 0,16
$P_2O_5$	0,4 – 1,5	0,01 – 0,15	0,01 – 0,14
PAF	1,4 – 3,4 (max. 7,4)	1,8 – 3,5 (max. 6,8)	0,64 – 1,90
Zr	330 – 810	760 – 1 700	570 – 1 300
Y	23 – 51	27 – 78	43 – 79
Nb	75 – 150	110 – 400	82 – 210
Rb	2 – 55	41 – 330	90 – 260
Sr	80 – 640	82 – 612	86 – 730
Ba	166 – 750	300 – 1 200	770 – 3 300
Cr	66 – 600	1 – 12	2 – 20
Co	28 – 79	2 – 6	2 – 4
Ni	39 – 414	1 – 4	1 – 51
V	200 – 880	1 – 11	1 – 4

D'une manière générale (figure 2; Picard, en préparation), les éléments Zr, Y et Nb montrent une très bonne corrélation positive et montrent que ces laves ont évolué par cristallisation fractionnée. Les teneurs en  $SiO_2$  et  $Al_2O_3$  augmentent des basaltes à l'andésite potassique et à la trachyandésite. Les teneurs en  $K_2O$  et  $Na_2O$  sont relativement faibles dans les basaltes puis augmentent fortement dans l'andésite potassique et la trachyandésite, montrant d'importantes variations liées à la mobilité de ces éléments (figure 2) au cours de l'altération. Toutefois, leur abondance régionale semble bien d'origine magmatique. Les teneurs en FeOt et  $TiO_2$  diminuent au cours de la différenciation, excluant toute affinité de ces roches avec les suites tholéiitiques. De même, les teneurs en MgO, CaO, Cr et Ni chutent fortement au début du fractionnement dans les basaltes, puis diminuent plus faiblement dans l'andésite potassique et la trachyandésite, où leurs teneurs sont très faibles. Enfin, les laves sont fortement enrichies en terres rares légères ( $La_n/Sm_n = 3,47$  pour les basaltes et 7,62 pour la trachyandésite;  $La_n/Yb_n = 29-30$ ; figure 7). Ces spectres, ainsi que le comportement et les teneurs de FeOt,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , les teneurs en Ba (170-3 300 ppm),  $K_2O$  (0,1-11%) et  $Na_2O$  (0,2-7%) et les rapports Nb/Y (1,9-5,4) et Zr/Y (10,4-28) montrent l'affinité alcaline de ces roches volcaniques. Les spectres des terres rares, les teneurs élevées en éléments incompatibles et plus particulièrement en  $TiO_2$  dans le cas des basaltes, les rapports Zr/Y (10,4-28), Th/Ta (1,5-3,7) et La/Ta (15,4-30) suggèrent que le basalte ankaramitique du Groupe de Povungnituk s'est mis en place en milieu intracontinental, probablement sur une île volcanique.

## RHYOLITE

Rhyolite massive (tableau 3) forme plusieurs dômes volcaniques isolés dans le Groupe de Povungnituk. Elle est aphyrique et son association minéralogique est constituée d'un agrégat microblastique de quartz, d'albite, d'épidote et de chlorite avec accessoirement des cristaux d'actinote, de leucoxène, de muscovite, d'apatite et des minéraux opaques.

**TABLEAU 3 – Caractéristiques géochimiques de la rhyolite et des volcanoclastites du Groupe de Povungnituk.**

Groupe de Povungnituk		
	Rhyolite n = 2 (éch. 1237 A-B)	Tuf à lapilli éch. 101C
SiO <sub>2</sub>	76,9 – 77,3	43,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5 – 13,6	14,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9 – 1,0	16,33
MgO	0,1 – 0,3	6,55
CaO	0,9 – 1,0	10,44
Na <sub>2</sub> O	4,2 – 5,0	2,64
K <sub>2</sub> O	1,9 – 3,1	0,49
TiO <sub>2</sub>	0,02 – 0,03	4,12
MnO	0,01	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	1,42
Zr	130	290
Y	73-88	40
Nb	110	72
Rb	120-150	10
Sr	40	362
Ba	110	218
Cr	2	101
Co	n.d.	37
Ni	4-5	67
V	2	162

## VOLCANOCLASTITES

Les volcanoclastites (tableau 3) forment plusieurs horizons dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (épaisseur maximum = 100-120 m; figure 2). Elles sont essentiellement constituées de tufs à lapilli et de brèches volcanoclastiques localement litées. Les brèches volcanoclastiques sont polyolithologiques avec de nombreux fragments de basalte, de ponce, de lave felsique, de chert, de dolomie et de sédiments dans une matrice tufacée contenant de nombreux cristaux de plagioclase (1 à 20 mm). Les tufs à lapilli montrent de nombreux cristaux d'albite (séricite) avec localement quelques cristaux de feldspath potassique et de rares cristaux de pyroxène pseudomorphosés en actinote et chlorite.

## Pétrographie et lithogéochimie des roches volcaniques du Groupe de Chukotat

### PÉTROGRAPHIE

Les laves du Groupe de Chukotat (figure 1) sont généralement coussinées, plus rarement massives avec locale-

ment un débit prismatique. D'autres coulées sont en partie massives, coussinées ou bréchiques dans des proportions variées, et des coulées litées sont présentes dans les séquences de basalte à olivine. Enfin, de minces horizons de siltstone (épaisseur = 10 cm) sont localement intercalés entre les coulées. Trois types de basalte peuvent être reconnus en fonction de leur phase minérale au liquidus et de leurs teneurs en MgO: du basalte à olivine (MgO = 18-10%), du basalte à pyroxène (MgO = 12-8%) et du basalte à plagioclase (MgO < 8%).

### Basalte à olivine

Le basalte à olivine constitue de nombreuses coulées coussinées (90% des coulées) avec des coussins jointifs, très allongés et aplatis formant de véritables tubes d'écoulement. Leur bordure figée est caractérisée par une texture microporphyrrique squelettique contenant 8 à 20% de microphénocristaux automorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée en chlorite-épidote-calcite-trémolite-quartz. Leur mésostase est microblastique et forme un réseau dendritique de trémolite et chlorite avec de fins cristaux d'épidote ainsi que des cristaux de pyrrhotite, de magnétite et/ou de chromite disséminés dans la lave. Dans les massives, la texture est microgrenue et des cristaux squelettiques de pyroxène et/ou d'olivine à texture microspinfex peuvent être observés dans la partie supérieure de la coulée. Les «coulées litées», ainsi désignées par Francis et Hynes (1979) et Baragar (1984), forment des horizons lenticulaires dans les séquences de basalte à olivine (figure 5).

### Basalte à pyroxène

Le basalte à pyroxène est caractérisé par 1 à 5% de microphénocristaux automorphes ou squelettiques d'augite partiellement recristallisés en actinote et chlorite dans une pâte volcanique microblastique parfois sphérolitique riche en actinote, chlorite et épidote. Quelques microphénocristaux hypidiomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée (0-3%) sont également disséminés dans les faciès les plus magnésiens. Enfin, d'abondantes varioles constituées de fibres radiales d'actinote dans un agrégat microblastique d'actinote et épidote, se développent dans la bordure des coussins. Les coulées massives (30-40% des coulées) montrent fréquemment un débit prismatique, avec généralement des hyaloclastites au sommet. Leur texture est microgrenue et la lave possède des cristaux de pyroxène poecilitique avec en inclusion des lattes de plagioclase.

### Basalte à plagioclase

Le basalte à plagioclase est abondant dans les parties est et ouest de la Fosse de l'Ungava (Hynes et Francis, 1982; Picard, en préparation). Toutefois, dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, ils sont peu nombreux et constituent une séquence dans la région à l'ouest du lac Parent (figure 6). Dans les coulées coussinées, les coussins sont

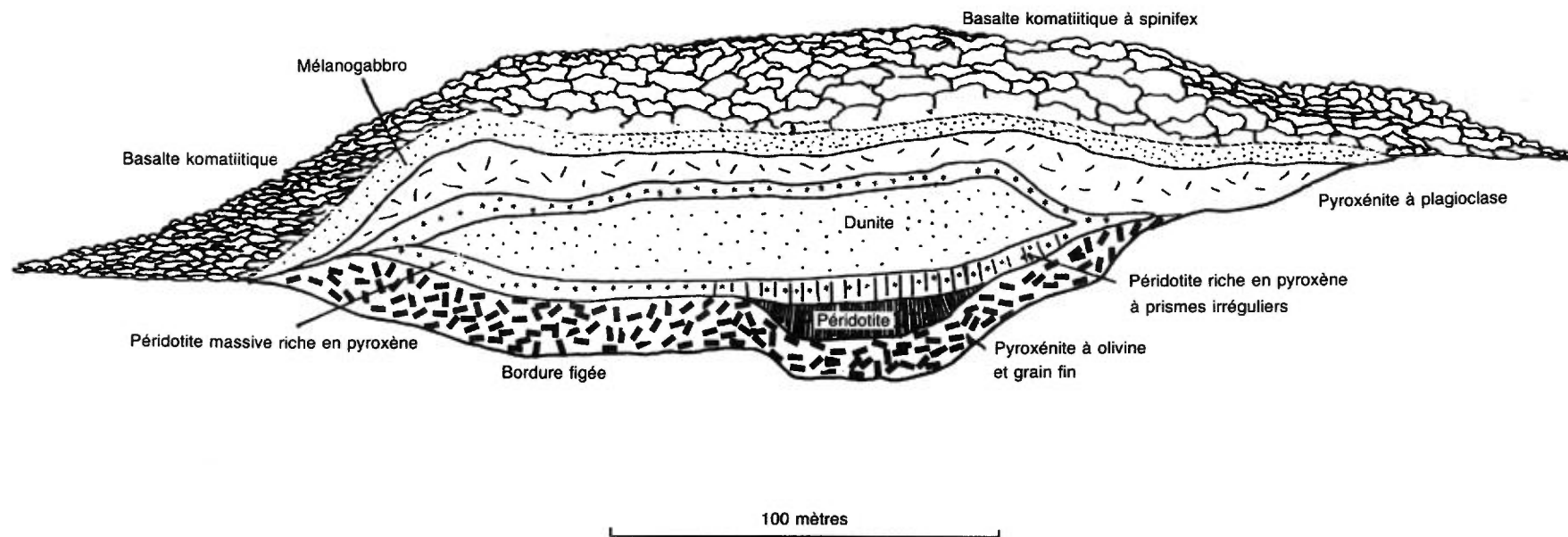


FIGURE 5 – Exemple de coulée litée rencontrée au nord du lac Nuvilik dans une séquence de basalte à olivine (point J sur la figure 1).

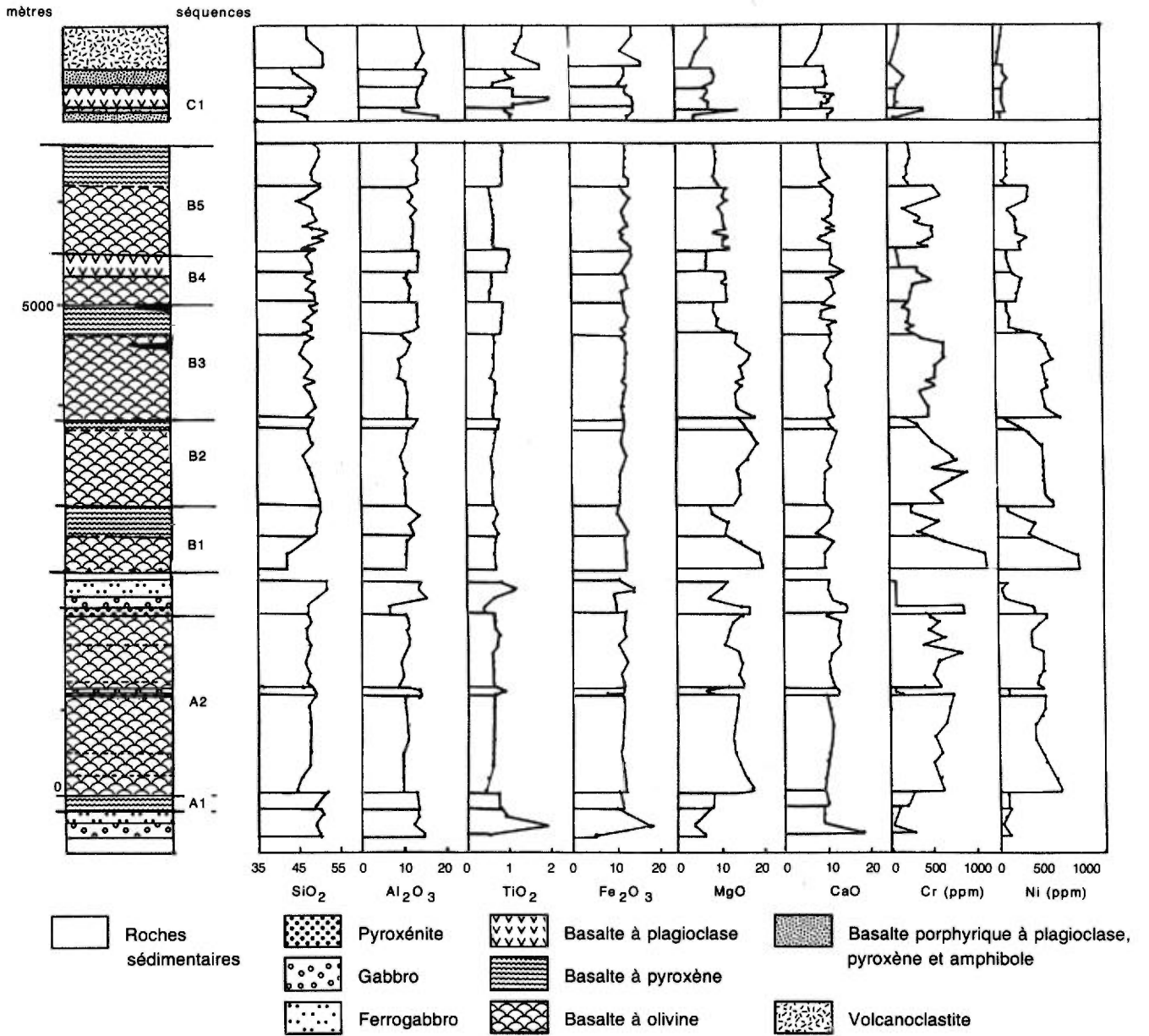


FIGURE 6 – Distribution des éléments majeurs et des éléments traces des roches volcaniques du Groupe de Chukotat en fonction de la position stratigraphique des échantillons.

d'assez petite taille (0,1 × 0,2 m à 0,6 × 3 m) et sont globuleux. La lave possède 2 à 4% de microlattes de plagioclase recristallisées en épidote et albite dans une mésostase microblastique, riche en actinote, chlorite, épidote et leucoxène. De rares cristaux automorphes et pseudomorphosés d'olivine et/ou de pyroxène (0-5%) sont parfois associés au plagioclase. Enfin des amygdales remplies de quartz, de carbonate et parfois de pyrrhotite et/ou de pyrite sont disséminées dans la mésostase.

## VOLCANOLOGIE

L'abondance des coulées coussinées et la rareté des amygdales montrent que les basaltes du Groupe de Chukotat se sont épanchés en milieu sous aquatique de grande profondeur, où ils ont probablement constitué une vaste plaine abyssale du type des fonds océaniques actuels. La présence de laves cordées de type «pahoehoe», la morphologie très aplatie et très allongée des coussins, l'existence de texture micro-spinifex et de varioles montrent qu'au moment de son épanchement, le magma à l'origine des basaltes à olivine et des basaltes à pyroxène était extrêmement fluide et s'est refroidi rapidement. Conformément aux travaux expérimentaux sur les komatiites archéennes, il est probable que les laves émises atteignaient des températures de l'ordre de 1 600°C. Par ailleurs, le volume de magma expulsé a été considérable, et les éruptions volcaniques étaient uniquement effusives. Dans le cas du basalte à plagioclase, les coussins plus bulbeux traduisent une plus forte viscosité de la lave et possiblement une température d'émission plus faible de l'ordre de 1 200°C.

## CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES

Quatre-vingt-quinze analyses chimiques des éléments majeurs et traces ont été effectuées au CRM. Parmi celles-ci, 90 analyses ont été sélectionnées ( $H_2O^+ \leq 4\%$ ). Vingt-trois analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolomieu.

Les basaltes du Groupe de Chukotat (tableau 4) possèdent une composition chimique comprise entre 47 et 53% de  $SiO_2$ . Ils sont relativement peu alumineux ( $Al_2O_3 = 9-15\%$ ) et sont surtout caractérisés par leurs hautes teneurs en MgO, Cr et Ni (MgO = 6-18%; Cr = 40-920 ppm; Ni = 70-620 ppm) et leur faibles teneurs en  $TiO_2$  (0,5-2,2%). Les autres éléments majeurs, moins caractéristiques, présentent des variations liées d'une part aux mécanismes de différenciation dans le cas du fer (11-16%), du manganèse (0,14-0,24%) et du phosphore (0,01-0,27%), et d'autre part aux mécanismes d'altération dans le cas du potassium (0,02-0,76%) et du sodium (0,10-3,5%). Le calcium (7,6-14%) montre des variations dues à la combinaison des deux mécanismes. Les teneurs en éléments hygromagmaphyles Zr, Y et Nb sont relativement faibles (Zr = 35-150 ppm; Y = 11-27 ppm; Nb = 12-28 ppm) mettant en évidence le caractère primitif de ces basaltes. De même, les teneurs en Sr, Rb et Ba sont faibles (Sr =

**TABLEAU 4 – Caractéristiques géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat. Pour chaque faciès, les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées.**

	Groupe de Chukotat		
	Basalte à olivine n = 58	Basalte à pyroxène n = 21	Basalte à plagioclase n = 11
$SiO_2$	47,3 – 52,5	47,8 – 52,9	48,3 – 51,3
$Al_2O_3$	9,1 – 12,3	11,4 – 14,4	13,4 – 15,4
$Fe_2O_3$	11,2 – 13,7	11,2 – 14,0	13,0 – 16,0
MgO	10,8 – 17,8	8,2 – 11,3	5,7 – 8,0
CaO	9,0 – 13,6	7,6 – 14,0	9,0 – 13,0
$Na_2O$	0,10 – 2,99	0,46 – 3,45	0,90 – 2,38
$K_2O$	0,02 – 0,50	0,02 – 0,43	0,07 – 0,76
$TiO_2$	0,54 – 0,74	0,79 – 0,91	1,06 – 2,15
MnO	0,14 – 0,22	0,14 – 0,20	0,18 – 0,24
$P_2O_5$	0,01 – 0,08	0,03 – 0,10	0,07 – 0,27
PAF	2,0 – 5,1	2,0 – 3,3	2,1 – 5,3
Zr	35 – 52	41 – 78	58 – 150
Y	11 – 15	15 – 21	20 – 27
Nb*	12 – 19	13 – 19	16 – 28
Rb	2 – 11	2 – 15	3 – 14
Sr	21 – 453	41 – 363	76 – 308
Ba	13 – 114	13 – 183	16 – 678
Cr	231 – 916	72 – 333	41 – 135
Co	45 – 82	44 – 60	48 – 61
Ni	210 – 617	94 – 312	73 – 145
V	200 – 291	238 – 311	279 – 353

\* Lors des dosages par le CRM le niobium a été systématiquement surdosé d'environ 12 ppm.

20-450 ppm; Rb = 2-15 ppm; Ba = 13-680 ppm) avec d'importantes variations liées à l'altération.

Le basalte à olivine ( $SiO_2 = 47,3-52,5\%$ ) se distingue des deux autres types par ses faibles teneurs en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  ( $Al_2O_3 = 9,1-12,3\%$ ;  $TiO_2 = 0,54-0,74\%$ ) et à l'opposé par ses teneurs élevées en MgO, Cr et Ni (MgO = 10,8-17,8%; Cr = 230-920 ppm; Ni = 210-620 ppm). Le basalte à pyroxène ( $SiO_2 = 47,8-52,9\%$ ) est un peu plus riche en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  ( $Al_2O_3 = 11,4-14,4\%$ ;  $TiO_2 = 0,79-0,91\%$ ), les teneurs en titane étant toujours inférieures à 1%. Il est par contre plus pauvre en MgO, Cr et Ni (MgO = 8,2-11,3%; Cr = 72-333 ppm; Ni = 94-312 ppm). Enfin, le basalte à plagioclase ( $SiO_2 = 48,3-51,3\%$ ) est le plus riche en  $Al_2O_3$  (13,4-15,4%) et possède des teneurs en  $TiO_2$  systématiquement supérieures à 1% ( $TiO_2 = 1,06-2,15\%$ ). À l'opposé, ses teneurs en MgO, Cr et Ni sont les plus basses observées dans les basaltes du Groupe de Chukotat (MgO = 5,7-8%; Cr = 40-135 ppm; Ni = 73-145 ppm). Antérieurement, Francis *et al.* (1981) avaient proposé les limites suivantes: basalte à olivine: MgO = 19-12%; basalte à pyroxène: MgO = 12-8%; et basalte à plagioclase: MgO = 4-7%. Dans la réalité, les limites ne sont pas aussi tranchées et l'utilisation de plusieurs éléments chimiques est préférable. De fait, le seul élément qui semble vraiment se prêter au choix de bornes pour distinguer les trois faciès est le titane: basaltes à olivine:  $TiO_2 = 0,5-0,75\%$ ; basalte à pyroxène:  $TiO_2 = 0,75-0,99\%$ ; et basalte à plagioclase:  $TiO_2 \geq 1\%$ .

La distribution de  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , MgO, Cr et Ni en fonction de la position stratigraphique des échantillons

(figure 5) fait paraître immédiatement l'existence de plusieurs séquences magmatiques au sein des basaltes du Groupe de Chukotat (séquences A1-A2; B1 à B5; C1). La première séquence A1 est uniquement constituée de basalte à pyroxène avec des teneurs constantes en  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , MgO, Cr et Ni. Les séquences A2, B1 à B3 passent graduellement d'un basalte à olivine à un basalte à pyroxène au sein de chacune des séquences. Elles sont caractérisées par une diminution progressive des teneurs en MgO et Ni ainsi que Cr. Parallèlement, les teneurs en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  augmentent peu à peu. Pour ces dernières, le passage d'une séquence à l'autre est net et caractérisé par une augmentation brutale des teneurs en MgO, Cr et Ni. La séquence B4 se distingue des précédentes par un passage net du basalte à olivine au basalte à plagioclase, caractérisé par une augmentation marquée des teneurs en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$ , et une chute abrupte des teneurs en MgO, Cr et Ni. La séquence B5 évolue d'un basalte à olivine faiblement enrichi en MgO, Cr et Ni, vers un basalte à pyroxène, le passage d'un faciès à l'autre étant abrupt. Enfin la séquence C1 est uniquement constituée de basalte à plagioclase.

Ces observations mettent en évidence un magmatisme polyphasé, caractérisé par des injections multiples de liquide primitif. Elles suggèrent l'existence d'un lien génétique entre le basalte à olivine et le basalte à pyroxène, ce qui ne semble pas évident dans le cas du basalte à pyroxène et du basalte à plagioclase. De plus, l'appauvrissement progressif des teneurs en MgO, Cr et Ni du basalte à olivine le plus primitif d'une séquence à l'autre, montre que les liquides primitifs à l'origine de chacune de ces séquences ont évolué avec le temps. Les éléments  $TiO_2$ , Y et Zr montrent une très bonne corrélation positive et leur teneur augmente régulièrement au cours de la différenciation, suggérant une évolution des trois types de basaltes essentiellement contrôlée par la cristallisation fractionnée. De même, les teneurs en FeOt augmentent du basalte à olivine au basalte à plagioclase, suggérant un mode de fractionnement tholéïtique. Les teneurs en MgO, Cr et Ni chutent fortement au début du fractionnement dans le basalte à olivine, puis plus faiblement dans le basalte à pyroxène, et leur distribution devient faiblement pentée dans le cas du basalte à plagioclase. Un tel comportement de MgO, Cr et Ni révèle l'importance des fractionnements de l'olivine et accessoirement de la chromite dans le basalte à olivine et dans une moindre mesure dans le basalte à pyroxène, où les fractionnements seraient plutôt contrôlés par la cristallisation eutectique de l'olivine et du plagioclase. Dans le basalte à plagioclase, la cristallisation serait davantage

contrôlée par le plagioclase avec participation du pyroxène et accessoirement de l'olivine (baisse des teneurs en MgO, Cr et Ni, augmentation des teneurs en  $Al_2O_3$ , FeOt,  $TiO_2$  et Y).

Enfin, le basalte à olivine possède des spectres déprimés à faiblement enrichis en terres rares légères ( $La_n/Sm_n = 0,66-2,16$ ;  $La_n/Yb_n = 0,67-2,47$ ; figure 7). Le basalte à pyroxène présente des spectres similaires ( $La_n/Sm_n = 0,77-3,45$ ;  $La_n/Yb_n = 0,79-3,39$ ), bien que plus élevés en valeurs absolues. Enfin, le basalte à plagioclase est le plus enrichi en teneurs absolues avec des rapports  $La_n/Sm_n = 1,4-1,5$  et  $La_n/Yb_n = 1,47-2,44$ . Dans le détail, on constate une évolution d'une séquence volcanique à l'autre (Picard, en préparation). Ainsi, les basaltes de la séquence B1 sont enrichis en terres rares légères, alors que dans les séquences supérieures B2 à B5 le basalte à olivine devient peu à peu déprimé en terres rares légères. De même, le basalte à pyroxène, très enrichi en TRLE dans la première séquence, devient moins enrichi dans les séquences supérieures. Ces observations, très différentes de celles de Francis *et al.* (1981, 1983), suggèrent plusieurs questions quant à l'origine des liquides primitifs des différentes séquences magmatiques: 1) résultent-ils de sources mantelliques différentes; 2) proviendraient-ils de plusieurs taux de fusion partielle différents; ou 3) les liquides primitifs des premières séquences auraient-ils été contaminés par la croûte continentale ou par les roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk? Dans le bloc inférieur, les basaltes des séquences A1 et A2 possèdent des spectres déprimés à très faiblement enrichis en TRLE ( $La_n/Sm_n = 0,73-1,14$ ;  $La_n/Yb_n = 0,89-1,38$ ), similaires à ceux observés plus à l'est par Francis *et al.* (1981, 1983). Enfin, le basalte à plagioclase de la séquence C1 est faiblement enrichi en terres rares légères ( $La_n/Sm_n = 1,4-1,5$ ;  $La_n/Yb_n = 1,47-2,44$ ).

D'une manière générale, l'augmentation des teneurs en titane, en phosphore et en fer au cours de l'évolution des basaltes du Groupe de Chukotat suggère une évolution géochimique tholéïtique. De plus les hautes teneurs en MgO, Cr et Ni du basalte à olivine évoquent pour ces derniers une nature picritique ou de basalte komatiitique. Dans le diagramme Al-Fe + Ti-Mg de Jensen (figure 8), le basalte à olivine se distribue effectivement dans le champ des basaltes komatiitiques ou des picrites tandis que le basalte à pyroxène et le basalte à plagioclase passent dans le champ des basaltes tholéïtiques, où ils se caractérisent par la croissance de la somme des éléments Fe + Ti. L'existence, même locale, de basalte à olivine à texture spinifex leur confère une affinité komatiitique (Arndt *et al.*, 1979).

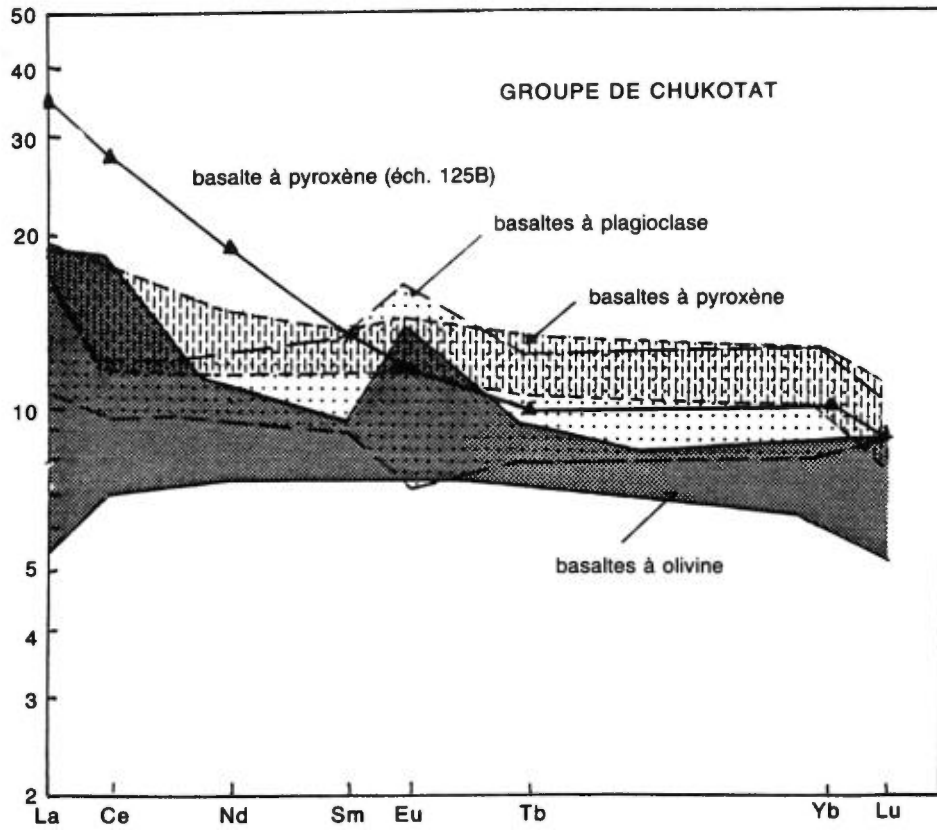
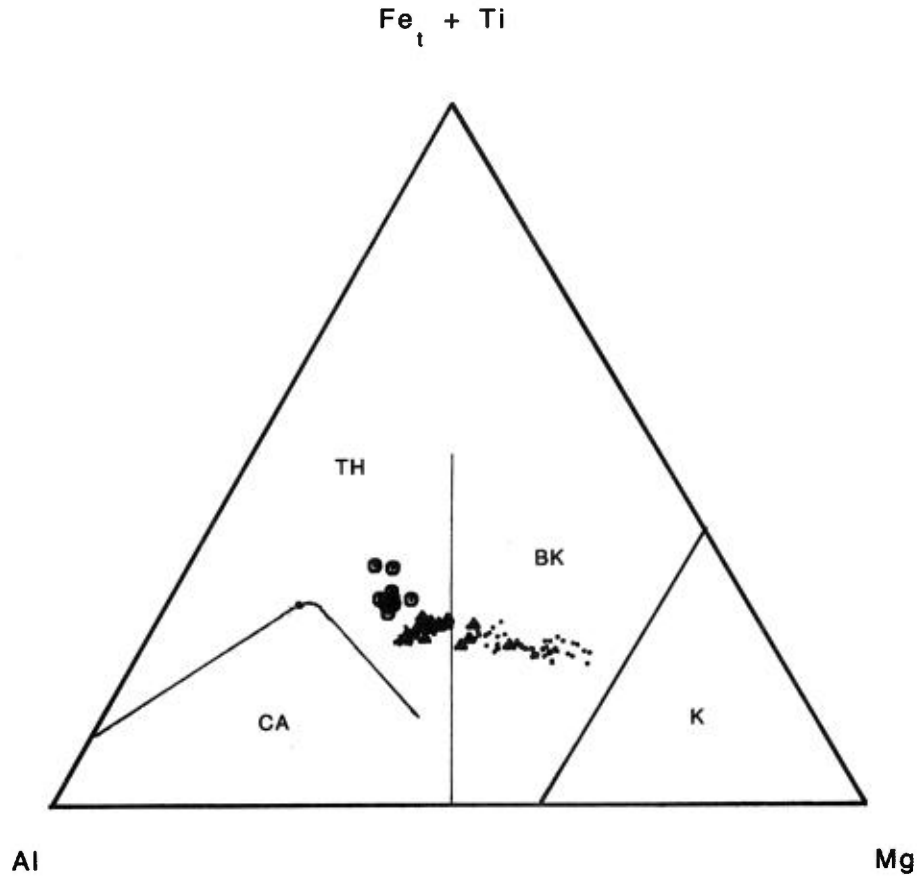


FIGURE 7 – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes du Groupe de Chukotat.





- CA – Champ calco – alcalin
- TH – Champ tholéitique
- BK – Champ des basaltes komatiitiques et des picrites
- K – Champ des komatiites
- – Basalte à olivine
- ▲ – Basalte à pyroxène
- ⊙ – Basalte à plagioclase

FIGURE 8 – Diagramme Al-Mg-Fe+Ti (Jensen, 1976). TH = champ tholéitique; CA = champ calco-alcalin; BK = champ des basaltes komatiitiques et des picrites; K = champ des komatiites; ● : basalte à olivine; ▲ : basalte à pyroxène; ⊙ : basalte à plagioclase.

## Références

- ARNDT, N.T. – FRANCIS, D. – HYNES, A.J., 1979 – The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. *Canadian Mineralogist*, volume 17, pages 147-163.
- BARAGAR, W.R.A., 1984 – Pillow formation and layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 21, pages 781-792.
- BEALL, G.H., 1959 – Région du lac Cross, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-396.
- \_\_\_\_\_ 1960 – Région du lac Laflamme, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, rapport préliminaire, RP-435.
- BERGERON, R., 1957 – Zone de Cape Smith-Wakeham Bay, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-335.
- \_\_\_\_\_ 1959 – Région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, rapport préliminaire, RP-392.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-829.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J., 1979 – Komatiite-derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Sciences Letters*, volume 44, pages 473-481.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J. – LUDDEN, J.N. – BEDARD, J., 1981 – Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 78, pages 27-36.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J.N. – HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, volume 24, pages 556-582.
- HYNES, A.J. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early Proterozoic Cap Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J., 1984 – Région du lac Beauparlant, Bande de Cap Smith-Maricourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39 (carte annotée).
- PICARD, C., 1986 – Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-12.
- \_\_\_\_\_ en préparation – Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- \_\_\_\_\_ en préparation – Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BEGIN, N.J., 1986 – Eastern Cape Smith Belt: an early Proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau Québec map areas. *In Current Research, Part A, Commission géologique du Canada, Paper 86-1A*, pages 1-14.
- TAYLOR, S.R. – GORTON, M.P., 1977 – Geochemical applications of spark source mass spectrography. III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 41, pages 1375-1380.
- ZINDLER, A., 1982 – Nb and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In: Komatiites*. Arndt, N.T. et Nisbett, E.C. (éditeurs), Allen and Unwin, London, England, pages 399-420.

# Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava

D. Giovenazzo et C. Lefebvre<sup>(1)</sup>

La classification de ces indices tient compte de l'association à: des intrusions ultramafiques et mafiques; des roches volcaniques; des roches sédimentaires; des zones de cisaillement; et une intrusion granodioritique.

## 1) Intrusions ultramafiques et mafiques

Ces intrusions comprennent des conduits nourriciers (et dykes) ultramafiques et des filons-couches ultramafiques à mafiques différenciés.

### a) Conduits nourriciers. On y trouve:

- Des amas sulfurés en Ni-Cu ± EGP au mur des conduits dans des creux topographiques. Les indices Donaldson, l'indice Katinik et les indices du lac Cross en sont des exemples. Dans l'intrusion BRAVO, au lac McCart, un échantillon a titré: 0,44% Cu; 1,25% Ni; 1,02 ppm Pd; 0,8 ppm Pt.
- Des amas sulfurés en Cu-Ni-EGP, d'origine hydrothermale, dans des zones chloriteuses près du contact avec les roches sédimentaires encaissantes. Au lac McCart (intrusion BRAVO), un échantillon contenait: 4,90% Cu; 0,8% Ni; 9,5 ppm Ag; 0,12 ppm Pd; 0,6 ppm Pt; 2,4 ppm Au.

### b) Filons-couches. On y trouve trois types de minéralisation:

- Des amas sulfurés en Ni-Cu-EGP, réticulés ou en dispersions, dans un niveau de pyroxénite, parfois pegmatitique, logé dans des gabbros leucocrates évolués. L'indice DELTA renferme ce genre de minéralisation. Nous y avons obtenu: 0,39% Cu; 3,32% Ni; 0,18% Co; 1,3 ppm Ag; 1,19 ppm Pd; 1,16 ppm Pt. La moyenne des analyses pour Pd et Pt dans cet indice est de 8,17 et 2,24 ppm, respectivement.
- Des sulfures de Ni-Cu-EGP dans des niveaux de cumulat à pyroxène, immédiatement au-dessus d'une péridotite. Les indices ECHO et DELTA-SUD ont fourni des teneurs intéressantes: 0,39% Cu; 0,16% Ni; 1,09 ppm Ag; et 1,69 ppm Pd pour le premier; 0,16% Cu; 0,63% Ni; 0,75 ppm Ag; 0,81 ppm Pd; et 0,33 ppm Pt pour le second.
- Des sulfures disséminés de Ni-Cu-EGP, d'origine hydrothermale, dans un horizon de gabbro anor-

thositique. Un échantillon de l'intrusion DELTA à titré: 0,75% Cu; 0,13% Ni; 1,0 ppm Ag; 0,67 ppm Pd; 0,86 ppm Pt.

## 2) Roches volcaniques

Ces roches sont de composition mafique ou de composition felsique. Dans les premières, qui sont des coulées de basalte tholéiitique, se trouvent des disséminations en pyrrhotite et chalcopryrite, d'origine syngénétique. Dans la région du lac Bélanger, un échantillon a titré: 0,017% Cu; 0,03% Ni; 0,2 ppm Ag.

Dans les secondes, représentées par un horizon volcanosédimentaire (surtout rhyolite-tufs felsiques avec niveaux de dolomie) dans la partie sommitale du Groupe de Povungnituk, se trouvent des disséminations en pyrite, sphalérite et galène associées à des veinules de quartz-fluorine. Le plus bel indice est celui de GETTY, où un échantillon a donné: 6,15% Pb; 19,0% Zn; 0,09% Mo; 0,02% Cd; 130 ppm Ag.

## 3) Roches sédimentaires

On y rencontre:

- Des sulfures de type disséminé ou massif, près du contact avec les roches du groupe 1 ci-haut. Un indice, au lac Esker, a titré: 0,04% Cu; 0,071% Ni; 0,42% Zn.
- Des amas sulfurés à l'interface de deux cycles volcaniques, dans des horizons tufacés et cherteux. Au lac Parent, un échantillon a donné: 0,057% Cu; 0,056% Ni; 0,21% Zn; 50 ppm Ag; 0,33 ppm Pt.
- Une minéralisation presque massive dans un horizon de phyllade graphiteux avec interlits de quartzite. Un échantillon prélevé au sud du lac Bélanger a titré: 0,11% Cu; 0,04% Ni; 0,067% Zn; 1,7 ppm Ag; une autre analyse d'un échantillon provenant du même horizon a révélé 0,53 ppm Pt.
- Une minéralisation d'origine exhalative (?) dans des quartzites et phyllades, près du contact avec le socle churchillien. Un exemple en est fourni au nord du lac Serpentine: 0,04% Ni; 0,02% Cu; 0,02% Zn; 7,5 ppm Ag; 0,067 ppm Au.

## 4) Zones de cisaillement

Ces zones, carbonisées et situées à proximité des grandes failles de chevauchement, renferment l'indice du lac Parent où un échantillon a titré 0,2 ppm Ag.

1. IREM-CERM, Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec G7H 2B1

**5) Intrusion granodioritique**

La minéralisation s'y trouve en disséminations et en veines, près du contact avec la roche encaissante. Au

nord du lac Vanasse, un échantillon a donné 1,12% Pb; 0,24% Zn; 0,03% Cu; 19 ppm Ag et 0,6 ppm Au.

# La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine

Danielle Giovenazzo<sup>(1)</sup>

## Résumé

La Fosse de l'Ungava est connue depuis les années 1950 comme une région à nombreux gîtes de Ni-Cu, associés à des intrusions ultramafiques. Les sulfures, localisés à la base de ces intrusions, sont d'origine magmatique, sauf pour un cas d'hydrothermalisme. Des teneurs élevées en EGP (éléments du groupe de platine) ont été notées aux gîtes Katinik et Donaldson: 4,4 g/t Pd et 2,2 g/t Pt (Coats, 1982).

Nous avons découvert, dans le filon-couche Delta, une minéralisation en EGP: nos meilleures valeurs sont de 17,3 g/t Pd et 5,3 g/t Pt. Ce filon, dont le contexte semble être similaire à celui des grands exemples mondiaux, se situe dans un horizon de pyroxénite localisé dans une séquence de leucogabbro vers le sommet d'un cycle différencié.

## Introduction

La Fosse de l'Ungava recèle un vaste potentiel minéral. Nous y avons identifié les types de minéralisations suivants: type aurifère et argentifère associé aux zones de cisaillement; type filonien polymétallique; type sédimentaire; type volcanosédimentaire; et types d'origine magmatique enrichis en Ni-Cu. La réalisation, depuis peu, que les gîtes enrichis en Ni-Cu contiennent des teneurs élevées en EGP (Barnes *et al.*, 1982; Coats, 1982), ainsi que notre découverte d'EGP dans des gabbros évolués d'un filon ultramafique à mafique différencié, le Delta, suscite beaucoup d'intérêt pour les platinoïdes, dans cette région. Cet intérêt est d'autant plus à propos que la minéralisation du Delta se trouve dans un contexte similaire aux grands gîtes de platine du monde, tels le Bushveld et le Stillwater.

## Géologie régionale

La Fosse de l'Ungava (figure 1) correspond probablement aux restes d'un bassin océanique formé par l'amincissement et rifting d'un craton archéen au début du Proterozoïque (Francis *et al.*, 1983). Elle comprend les Groupes de Povungnituk, de Chukotat de Watts. Le Groupe de Povungnituk, à sa base, est formé par le Sous-Groupe de Lamarche, sédiments clastiques déposés sur la marge

continentale du craton, lequel est surmonté d'un assemblage volcanosédimentaire, le Sous-Groupe de Beau-parlant, contenant des basaltes d'affinité continentale (Francis *et al.*, 1983; Picard, C., ce volume). Le Chukotat, qui surmonte le Povungnituk, représente la phase de rifting, avec mise en place de son système nourricier dans le Povungnituk. Ce groupe compte trois types de basaltes dont la composition semble résulter d'un simple fractionnement dans le système nourricier, représenté par des conduits ultramafiques et des filons-couches différenciés de composition ultramafique à mafique. Sur le plan structural, la Fosse est divisée en blocs séparés par des failles de chevauchement à pendage vers le nord (Hynes et Francis 1982; Lamothe *et al.*, 1984).

## Exploration

Murray Watts fut le premier, entre 1931 et 1932, à faire de la prospection dans la Fosse de l'Ungava, y notant plusieurs minéralisations en Ni et Cu. L'exploration dut cependant attendre les années 1950 pour s'affirmer. L'année 1957 vit plus de 30 compagnies prendre des permis d'exploration couvrant presque toute la superficie de la Fosse. Cette même année, un gîte d'amiante fut découvert, qui devint la mine Asbestos Hill, exploitée entre les années 1972 et 1983.

En 1961, Raglan Quebec Mines acquit un permis couvrant la région du lac Cross. Falconbridge Nickel, la même année, acquit le permis au lac Raglan; en 1966, elle acheta Raglan pour former la New Quebec Raglan Mines.

La région du lac Kenty, où se trouvent les importants gîtes Bravo, Delta et Echo, a été la cible de nombreux travaux pendant les années 50 par Kovic Quebec Mines et Asarco Nickel. En 1968, Amax s'appropriera les permis de ces compagnies et, en 1974, s'associa à Cominco pour divers travaux, dont forages et levés détaillés, se terminant en 1980. Les permis d'Amax ont été repris en avril 1986 par Falconbridge Nickel.

## Les minéralisations Ni-Cu-EGP

Les minéralisations en Ni-Cu-EGP sont associées à la mise en place du Chukotat. Elles se trouvent à deux endroits particuliers dans la stratification de la Fosse: dans le Chukotat lui-même, dans des conduits sub-volcaniques; et

1. IREM-CERM, Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1

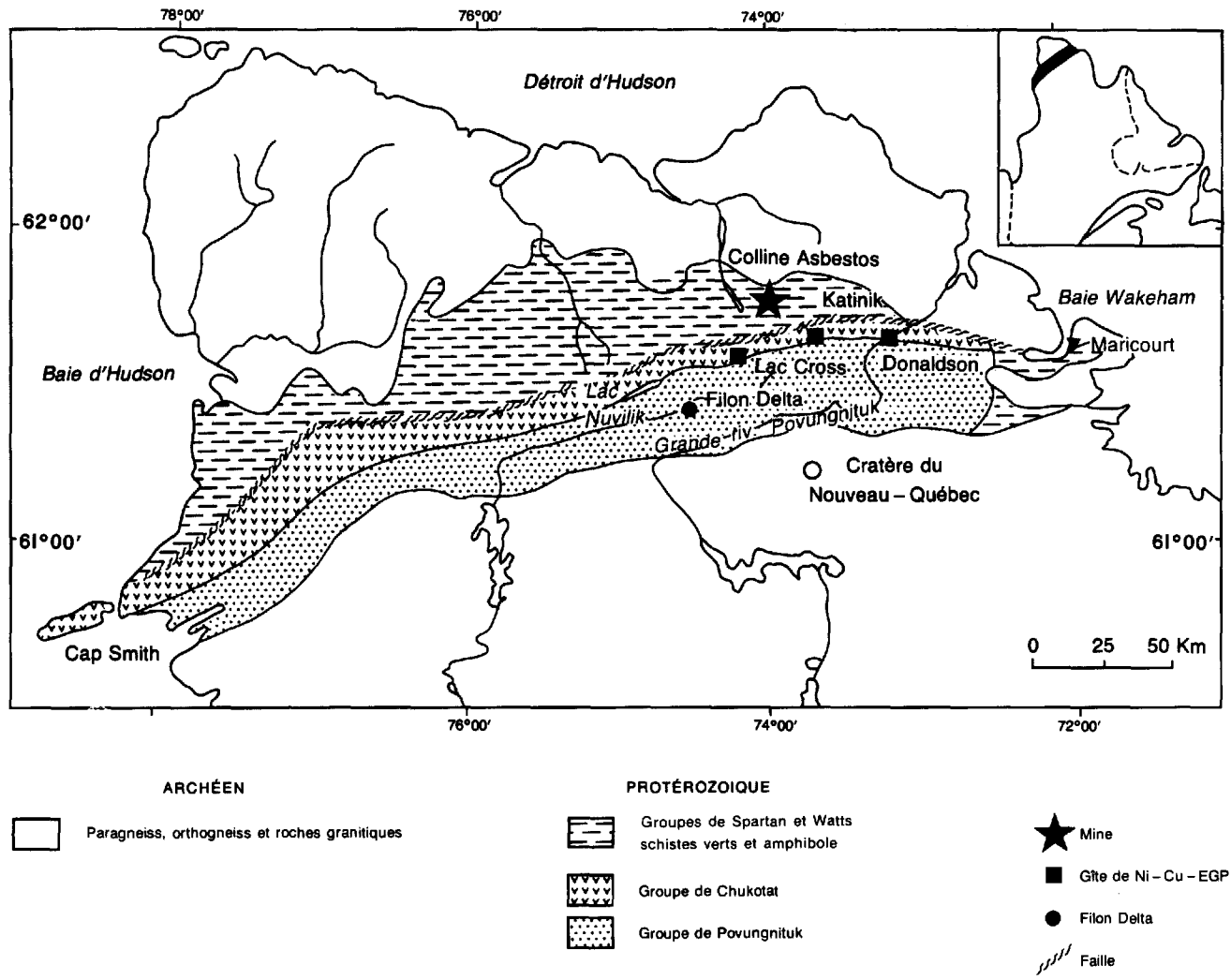


FIGURE 1 – Géologie générale de la Fosse de l'Ungava et localisation des gîtes mentionnés dans le texte.

dans des conduits ultramafiques et filons-couches différenciés affleurant dans la partie médiane du Groupe de Povungnituk.

## LE CHUKOTAT

Les gîtes de Ni-Cu-EGP sont situés dans des conduits ultramafiques sub-volcaniques, à l'interface du Groupe de Chukotat avec le Povungnituk. La minéralisation, localisée à la base des intrusions, débute par un type massif, passe à un type réticulé (net-textured) et se termine par des disséminations. Elle comprend de la pyrrhotine, pentlandite et chalcopryrite en quantités variables; quelques minéraux de platinoïdes ont été identifiés à Donaldson par Dillon-Leitch *et al.* (1986). Les gîtes à bons tonnages sont dans un horizon qui s'étend du lac Cross (à l'W) au lac Raglan (à l'E). Ce sont: Cross Lake, C1 et C2 au lac Cross; Donaldson-Est et Donaldson-Ouest au lac Raglan; et Katinik, entre ces deux lacs. Le tableau 1 présente les données de Coats (1982).

**TABLEAU 1 – Tonnage et valeurs Ni/Cu des gîtes de l'horizon ultramafique entre les lacs Cross et Raglan.**

GÎTES	000 t	% Ni	% Cu	Cu/Cu + Ni	Pd ppm	Pt ppm
Lac Cross <sup>(1)</sup>	7 982	1,70	0,87	0,34	–	–
Katinik	5 519	3,35	0,935	0,21	–	–
Lac Raglan <sup>(2)</sup>	4 227	3,44	0,80	0,19	4,4	2,2

(1) Total des gîtes Cross Lake, C1 et C2

(2) Total de Donaldson-Est et Donaldson-Ouest

## LE POVUNGNITUK

Dans ce groupe, les minéralisations Ni-Cu-EGP sont associées à des conduits ultramafiques, des altérations hydrothermales, et des filons-couches différenciés.

Les conduits se présentent sous forme de dykes et d'intrusions de forme elliptique. Ils ont fourni le magma pour les laves du Chukotat et les filons-couches différenciés. Nous retrouvons des amas minéralisés à leur base, avec les pyroxénites-péridotites basales. Leur mode de formation est similaire à celui des conduits dans le Chukotat. Nous en retrouvons des exemples dans la région du lac Kenty (filons Delta, Bravo et Echo; Giovenazzo, 1985) et du lac Vaillant (Tremblay, en préparation).

Dans le filon Bravo, en plus de la minéralisation se rattachant au magmatisme, se trouve aussi un gîte hydrothermal dans une zone chloriteuse (blackwall) séparant les sédiments de la dunite. Le tableau 2 en présente quelques données analytiques. La minéralisation consiste en

**TABLEAU 2 – Analyses du filon Bravo**

	Ni %	Cu %	Co	Cr	Ag ppm	Pd	Pt	Ni/Cu	Pd/Pt
B-1	0,8	4,9	410	300	9,5	0,12	0,6	0,16	0,2
B-2	1,25	0,44	720	0,12%	–	1,02	0,8	2,84	1,27

B-1: 15% sulfures, zone à chlorite (blackwall); type hydrothermal

B-2: 20% sulfures, pyroxénite; type magmatique

chalcopryrite, pyrite, pentlandite, cobaltine et quelques minéraux de platinoïdes (Daxl, 1986).

La minéralisation liée aux filons-couches ultramafiques à mafiques différenciés ne se trouve que dans le filon Delta (i.e. le gîte Delta lui-même et sa répétition, au sud d'une faille, nommée Delta-Sud) et le filon Echo. Il est cependant possible, suite à nos travaux de terrain de cet été et à d'autres indications, qu'il en existe ailleurs.

Dans le filon Delta, la minéralisation Ni-Cu-EGP se présente en amas sulfurés dans et près d'un appareil ultramafique pouvant être un dyke nourricier du Delta. La relation entre les deux sera établie au cours de nos travaux. La minéralisation semble d'origine magmatique, partiellement remobilisée dans des zones de cisaillements. Cominco a foré ces amas et certains résultats sont présentés au tableau 3.

La minéralisation se présente aussi en un amas sulfuré vers le sommet de la première intrusion différenciée du filon Delta. Cet amas, plissé en synforme déversé vers le sud, est composé d'au moins deux injections de magma magnésien (voir figure 2).

La première injection est formée, de sa base au sommet, d'une pyroxénite marginale, d'une péridotite avec quelques litages magmatiques, d'un cumulat à pyroxène et d'une séquence gabbroïque s'enrichissant en plagioclase jusqu'à devenir un gabbro anorthositique. La deuxième injection débute immédiatement par une dunite, contenant localement des lentilles enrichies en ferrochromite.

Le filon Delta comprend plusieurs indices. Le principal, Delta 1 (analyses D-1 à D-5 du tableau 4), est situé à 60 m (distance vraie) au-dessus de la première apparition du plagioclase dans le système. Il est partiellement contenu dans une pyroxénite passant latéralement à une pegmatite à pyroxène dans un leucogabbro à litage magmatique. Il comprend une lentille de sulfures à texture réticulée (net-textured) devenant plus disséminée vers le sommet. Ses minéraux sont multiples: pyrrhotite, pentlandite cobaltifère, chalcopryrite, cobaltine, violarite, vallerite, cuivre natif, or natif, magnétite et ilménite; les minéraux porteurs d'EGP sont encore à trouver. Pour les autres indices, nous présentons les résultats des échantillons D-6 à D-8. Les échantillons D-6 et D-7 proviennent d'un environnement similaire à Delta 1. L'échantillon D-8 provient du gabbro anorthositique en contact avec la dunite de la deuxième injection. Dans le filon Delta, il y a eu altération des silicates primaires: il est probable que des fluides deutériques riches en S et H<sub>2</sub>O ont circulé dans l'empilement cristallin, altérant les minéraux et reconcentrant les éléments du groupe des platinoïdes.

Le tableau 3 fournit les données analytiques de Cominco pour huit forages dans Delta-Sud.

Nous avons préparé un diagramme préliminaire Pt/Pt + Pd versus Cu/Cu + Ni (figure 3) à partir des résultats des échantillons provenant du filon Bravo (B-1 et B-2 du tableau 2), de l'indice Delta (D-2, D-4, D-8 du tableau 4) et de l'indice Delta-Sud (D-9 à D-16 du

TABLEAU 3 – Données analytiques pour des échantillons provenant des forages du filon Delta-Sud

	9	10	11	12	13	14**	15	16	
Ni	%	8,22	1,40	0,8	4,84	5,80	6,82	1,48	4,40
Cu	%	0,96	2,21	2,70	2,12	1,0	1,525	0,71	0,86
Co	%	0,22	0,031	0,32	0,098	0,124	0,15	0,038	0,13
Cr	ppm	60	820	4 600	40	40	180	1 480	—
Au	ppb	6 900 *	50	100	30	30	132	141	—
Ag	ppm	3,5	5,1	6,0	5,7	3,3	4,1	2,3	—
Pd	ppm	0,60	0,45	2,0	0,8	0,68	2,32	0,43	0,35
Pt	ppm	1,0	0,5	0,4	1,1	2,15	1,26	0,225	11,0
Ni/Cu		8,25	0,6	0,29	2,28	5,8	4,47	2,08	5,1
Pd/Pt		0,6	0,9	5	0,72	0,316	1,84	1,9	0,03
Longueur de carotte	m	11	1,3	2,6	0,6	0,8	0,4	—	0,4

\* Pour 1 m de carotte seulement

\*\* 4 horizons de 14 cm d'épaisseur chacun

9: Sulfures massifs (95%) dans une matrice chloriteuse (peridotite): DDH-77-29

10: Pyroxénite avec sulfures disséminés: DDH-77-29

11: Peridotite avec sulfures disséminés: DDH-77-29

12: Pyroxénite avec 70% sulfures: DDH-77-31

13: Pyroxénite avec 90% sulfures: DDH-77-31

14: Sulfures massifs dans une pyroxénite à olivine: DDH-77-32 (0,14 m chaque sur une longueur de 8 m)

15: Pyroxénite à olivine entre les horizons de sulfures massifs 14: DDH-77-32

16: Pyroxénite avec 50% de sulfures: DDH-80-71

Note: Tous les résultats sont de Samis (1977, 1980).

TABLEAU 4 – Analyses partielles provenant du filon Delta

	D-1	D-2	D-3	D-4	D-5	D-6	D-7	D-8
Ni %	3,32	2,25	N.A.	3,1	0,56	0,33	0,21	0,13
Cu %	0,39	0,34	N.A.	0,75	0,16	0,078	0,57	0,76
Co ppm	0,18%	680	N.A.	0,1%	187	171	128	47
Cr ppm	89	82	N.A.	7	94	230	834	41
Au pbb	150	,180	N.A.	330	40	—	33	67
Ag ppm	1,30	0,8	N.A.	2,9	0,5	—	2,0	1,0
Pd ppm	1,19	11,7	2,5	17,3	0,3	0,21	0,74	0,67
Pt ppm	1,16	0,7	5,3	0,8	—	—	—	0,86
Ir ppb	8,0	34,0	N.A.	11,0	—	7,0	5,0	12,0
Ni/Cu	8,5	6,6	—	4,1	3,5	4,1	0,37	0,17
Pd/Pt	1,02	16,9	0,47	21,6	—	—	—	0,77
Pd/Ir	48,7	344,12	*	1 572,7	—	30,0	148,0	55,8

\* 0,6 ppm Rh, selon C. Picard, Université de Grenoble (communication personnelle)

D-1: 60% sulfures, pyroxénite  
 D-2: 40% sulfures, pyroxénite  
 D-3: 40% sulfures, pyroxénite  
 D-4: 40% sulfures, mélanogabbro

D-5: 20% sulfures, leucogabbro  
 D-6: 20% sulfures, leucogabbro  
 D-7: 20% sulfures, pyroxénite marginale  
 D-8: 15% sulfures, gabbro anorthositique

Note: Les analyses proviennent toutes de la première injection différenciée du filon Delta.  
 Toutes les analyses ont été effectuées au Centre de Recherches Minérales, Québec.

tableau 3). Nous avons inclus pour comparaison les données publiées pour Donaldson (Coats, 1982) et Katinik (Barnes *et al.*, 1982).

Il est intéressant de noter que les rapports Pt/Pt + Pd varient énormément pour un rapport Cu/Cu + Ni fixe. Les échantillons de Delta-Sud (D-9 à D-16) semblent être plus enrichis en platine, comparativement à ceux de l'indice Delta (D-2, D-4, D-8) qui, eux, sont enrichis en palladium.

Les échantillons B-1 et D-8 étant plus enrichis en cuivre, on peut en déduire que ces minéralisations ont subi des remobilisations hydrothermales plus fortes.

Les minéralisations Ni-Cu-EGP décrites ci-haut sont d'origine magmatique à partir d'un liquide sulfuré immiscible qui s'est séparé du liquide silicate tôt dans l'histoire de l'évolution du système magmatique du Chukotat. On les retrouve surtout dans les parties orientale et centrale de la



Coupe stratigraphique en perspective du filon DELTA, modifiée d'après Picard (1985)

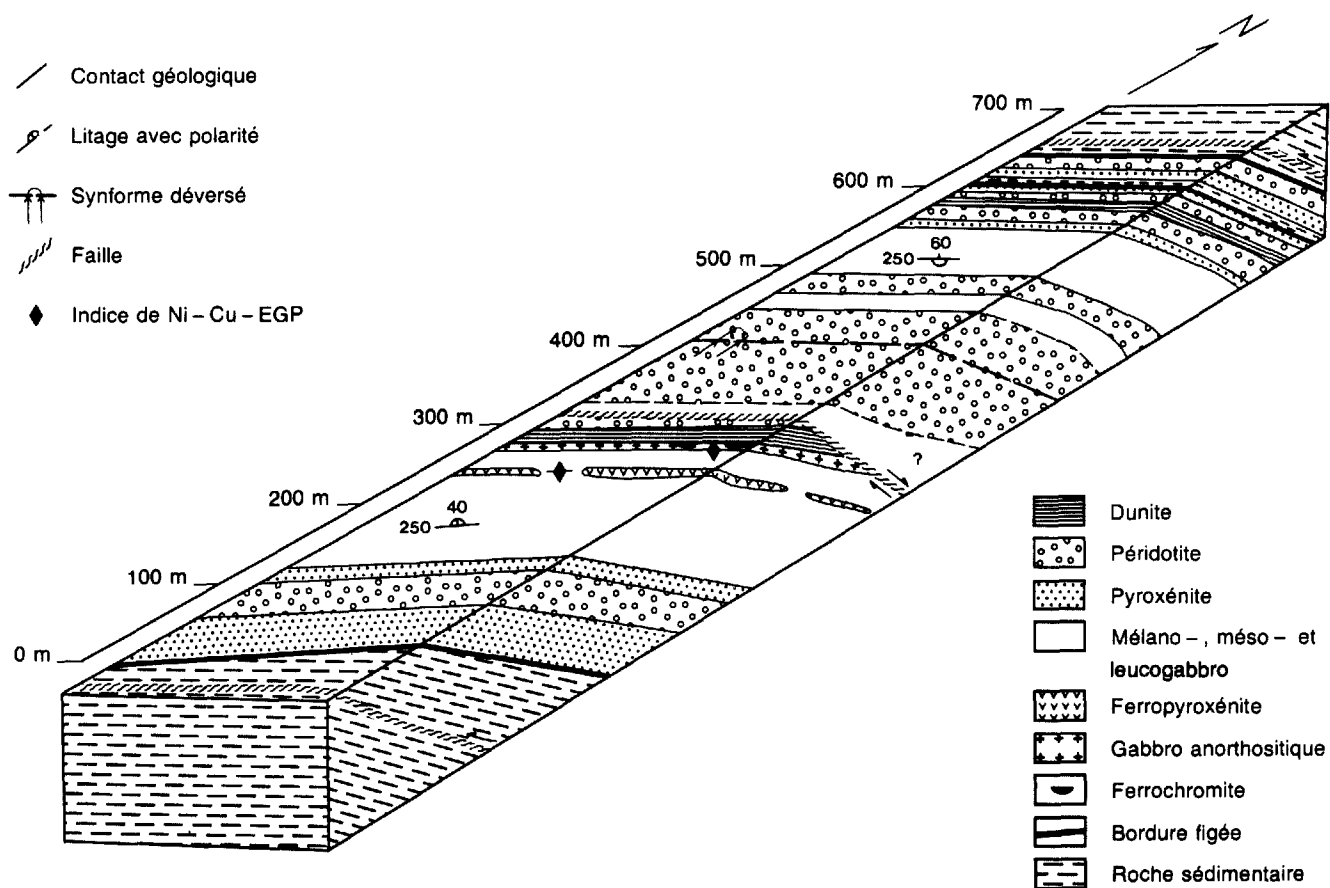
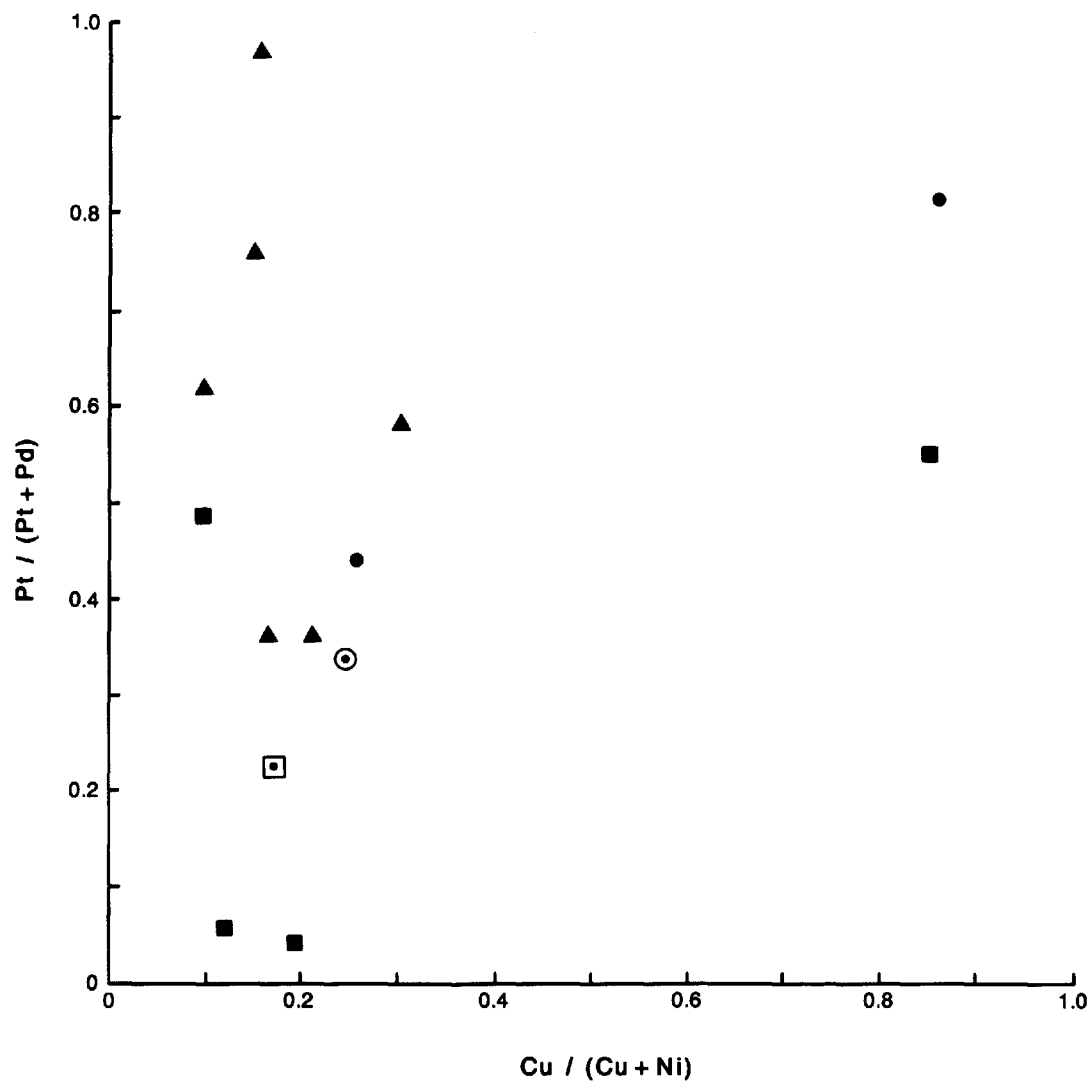


FIGURE 2 – Coupe en perspective du filon Delta, modifiée d'après Picard, 1986.



- ▲ Filon Delta - Sud (Samis, 1977, 1980)
- Filon Bravo (ce rapport)
- Filon Delta (ce rapport)
- ⊙ Teneurs moyennes, gîte Donaldson (Coats, 1982)
- ◻ Teneurs moyennes, gîte Katinik (Barnes et al., 1982)

FIGURE 3 - Diagramme Pt/Pt + Pd versus Cu/Cu + Ni

Fosse de l'Ungava, mais il n'est pas exclu qu'on puisse en trouver dans la partie occidentale. Nous reconnaissons deux associations: 1) avec les conduits nourriciers ultramafiques et 2) avec les filons-couches ultramafiques à mafiques différenciées.

Les conduits ultramafiques peuvent être sous forme de dykes, lentilles ou filons sub-volcaniques. Ils sont souvent zonés de façon concentrique et la localisation des amas sulfurés correspond à des creux topographiques où il y avait un approvisionnement constant de magma (Barnes *et al.*, 1982).

Les filons-couches ultramafiques à mafiques différenciés sont des sites potentiels de gîtes enrichis en EGP. Le Delta est un bel exemple de ce type de gîte. Cet amas sulfuré est logé dans des pyroxénites, parfois pegmatitiques, dans un leucogabbro, souvent lité, localisé dans la partie sommitale.

## Conclusions

Les EGP semblent avoir été enrichis dans le magma primaire à l'origine du Groupe de Chukotat. Les amas minéralisés dans ce groupe sont donc porteurs de teneurs élevées en platinoïdes (Barnes *et al.*, 1982). On retrouve les platinoïdes dans les environnements suivants:

- À la base des conduits de composition ultramafique. Dans ce cas, les EGP sont associés aux minéralisations Ni-Cu.
- Dans les gabbros évolués de filons-couches ultramafiques à mafiques différenciés. Les EGP peuvent y être en teneurs très élevées, tout en étant associés à des minéralisations en Ni-Cu moins importantes.
- Dans des horizons chloriteux et altérés qui ont connu des remobilisations hydrothermales. Les EGP y sont associés aux minéralisations en cuivre.

## Références

- BARNES, S.J. – COATS, C.J.A. – NALDRETT, A.S., 1982 – Petrogenesis of a Proterozoic nickel sulfide – komatiite association: the Katinik Sill, Ungava, Québec. *Economic Geology*, volume 77, pages 413-429.
- COATS, C.J.A., 1982 – Geology and nickel sulfide deposits of Mine Raglan area, Ungava, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-40480
- DILLON-LEITCH, H.C.H. – WATKINSON, D.H. – COATS, C.J.A., 1986 – Distribution of platinum group elements in the Donaldson West deposit, Cape Smith belt, Quebec. *Economic Geology*. Sous presse.
- DAXL, H., 1986 – The chlorite-hosted PGM of the Bravo Sill, Ungava Trough, New Quebec. Université Concordia, Montréal; thèse de baccalauréat.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J. – HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*; volume 24, No 4, pages 556-582.
- GIOVENAZZO, D., 1985 – Étude de minéralisations du secteur centre de la Fosse de l'Ungava: région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-13.
- HYNES, A. – FRANCIS, D., 1982 – A Transect of the Early Proterozoic Cap Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D., 1984 – Géologie de la région du Lac Beauparlant. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-39
- NALDRETT, A.J. – CABRI, L.J., 1976 – Ultramafic and related Rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum group elements. *Economic Geology*; volume 71, pages 1131-1158.
- PICARD, C., 1986 – Pétrologie des roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava: coupes lithologiques au sud du lac Lanyan et à l'est du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-26.
- SAMIS, A.M., 1977 – Cominco: 1977 Year-End Report. Cominco Ltd., Ungava permit 567. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-33629.
- 1980 – Cominco: 1980 Year-End Report. Cominco Ltd., Ungava permit 567. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37122
- TREMBLAY, C. en préparation – Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.



Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources  
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

