

ET 88-15

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BILSON (FOSSE DEL'UNGAVA)

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.

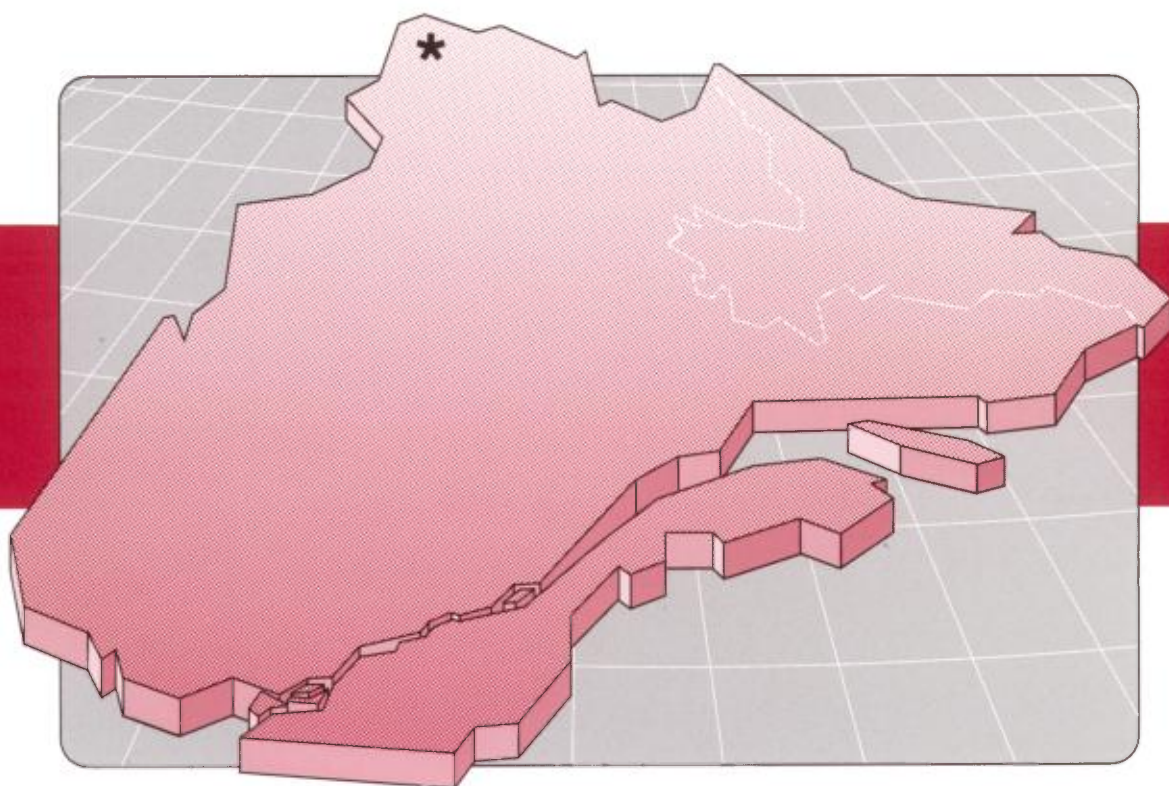
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région du lac Bilson (Fosse de l'Ungava)

Paul D. Barrette

ET 88-15



1990

Québec 

Géologie de la région du lac Bilson (Fosse de l'Ungava)

Paul-D. Barrette

ET 88-15

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 88-05-30

Accepté pour publication le 89-10-25

Lecteur critique

D. Lamothe

Éditeur

Géo-textes

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

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

RÉSUMÉ

La Fosse de l'Ungava est limitée au nord par le Groupe de Déception et au sud par la Formation de Perron, tous deux constitués de granitoïdes d'âge archéen. La Fosse est un assemblage volcanosédimentaire aphébien en contact discordant ou faillé avec le socle archéen, et comprend trois groupes lithostratigraphiques distincts : les Groupes de Watts, de Chukotat et de Povungnituk. La faille Bergeron sépare les deux premiers groupes. L'orogénie kénoréenne, d'âge archéen, et l'orogénie hudsonienne, d'âge protérozoïque, ont contribué à la déformation de ces unités. La région du lac Bilson couvre une superficie de 1 400 km² dans la partie occidentale de la Fosse, entre les latitudes 61° 15' et 61° 45' et les longitudes 76° 45' et 77° 15'. Les Groupes de Déception, de Watts et de Chukotat sont représentés sur ce territoire.

Le Groupe de Déception est surtout composé de gneiss granodioritiques à biotite et, par endroits, à amphibole. Il comporte aussi des paragneiss. Le Groupe de Watts comprend cinq types lithologiques : le schiste à quartz-feldspath-biotite-grenat, d'origine sédimentaire; le schiste à feldspath-biotite-amphibole, interprété comme une méta-arkose; le tuf rubané et le tuf à blocs ou à cristaux; l'ardoise; le basalte. Ces unités sont recoupées par une intrusion granodioritique, des gabbros, des filons-couches de pyroxénite, des pegmatites et des veines de quartz. Le Groupe de Chukotat est séparé du Groupe de Watts par la faille Bergeron. Il est constitué d'une séquence de coulées volcaniques comprenant, de bas en haut dans l'échelle stratigraphique, le basalte à olivine, le basalte à pyroxène, le basalte à pyroxène-plagioclase et le basalte à plagioclase. Ceux-ci sont recoupés par des filons-couches gabbroïques et ultramafiques. Des dykes de diabase, observés au nord de la faille Bergeron, sont assignés à la suite du Franklin, d'âge hadrymien.

Au nord de la faille Bergeron le métamorphisme s'accroît abruptement du sud au nord, passant du faciès schiste vert moyen au faciès amphibolite supérieur. Les conditions de pression et de température atteignent 6 kbar et 600 °C. Un métamorphisme rétrograde de faciès schiste vert est aussi observé. Le Groupe de Chukotat est métamorphisé uniformément au faciès schiste vert inférieur, sous l'isograde de la biotite.

Trois phases de déformation ont été identifiées au nord de la faille Bergeron. La première (D₁) est synchrone au métamorphisme et est responsable de la schistosité. Elle est reliée au contact tectonique socle-Groupe Watts. La seconde (D₂) qui déforme S₁, est représentée par des plis métriques à kilométriques d'axe NE et par des failles de chevauchement dont la faille Bergeron. La troisième phase de déformation (D₃) a provoqué le développement de plis macroscopiques d'axe NW impliquant le contact socle-Groupe de Watts. Le Groupe de Chukotat a été soumis à des contraintes correspondant à la première et/ou à la deuxième phase de déformation au nord de la faille Bergeron.

L'édifice tectonostratigraphique dans la région du lac Bilson est constitué d'un socle plissé dont le contact avec la Fosse est probablement imbriqué. Le socle est recouvert de deux assemblages distincts compris dans le Groupe de Watts. L'assemblage inférieur est représenté par des roches sédimentaires et volcanoclastiques. L'assemblage supérieur est surtout formé par des coulées basaltiques. Ces lithostratigraphies sont compatibles avec un environnement de rift continental et avec la naissance d'un bassin océanique inter-arc.

Le Groupe de Watts est considéré comme l'équivalent stratigraphique du Groupe de Povungnituk, d'âge plus ancien que le Groupe de Chukotat. La première phase d'imbrication, d'intensité non déterminée, a contribué au déplacement du Watts-Povungnituk sur le socle et à l'imbrication du Chukotat. La seconde phase a provoqué l'inversion stratigraphique dans la région du lac Bilson. La troisième phase, indépendante des deux premières, est à l'origine de structures en dômes et de quilles synclinales des unités de la Fosse dans le Groupe de Déception.

Plusieurs indices de Cu, de Ni et de Zn sont identifiés dans des zones rouillées du Groupe de Watts. D'autres sont retrouvées dans des zones de cisaillement et des zones d'altération tardive, ce qui semble indiquer un lien entre la mobilisation de solutions minéralisées et le métamorphisme rétrograde.



v

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Objectifs et localisation	1
Climat et physiographie	1
Méthodes et logistique	2
Remerciements	2
GÉOLOGIE RÉGIONALE	3
Introduction	3
Groupe de Povungnituk	3
Groupe de Chukotat	3
Contact Povungnituk-Chukotat	3
Groupe de Watts	4
Faille Bergeron	4
Groupe de Déception	4
Historique de la déformation	4
Orogénie kénoréenne	4
Orogénie hudsonienne	5
LITHOSTRATIGRAPHIE	7
Introduction	7
Groupe de Déception	7
Gneiss granodioritique à biotite (Dgdb)	7
Gneiss granodioritique à amphibole (Dgda)	7
Gneiss quartzo-feldspatique à biotite-amphibole-grenat±sillimanite±kyanite (Dpgn)	7
Interprétation	7
Groupe de Watts	8
Schiste à quartz-feldspath-biotite-grenat±muscovite±amphibole (Wsqfb)	8
Schiste à feldspath-biotite-amphibole (Wsfb)	8
Tufs	9
Tuf rubané (Wsam)	9
Tuf à blocs ou à cristaux (Wtuf)	10
Ardoise, phyllade (Ward)	10
Basalte massif ou coussiné (Wbas)	11
Intrusions dans les Groupes de Déception et de Watts	11
Granodiorite (Gdi)	11
Gabbros (Gab)	11
Pyroxénite (Pyr)	12
Groupe de Chukotat	12
Basalte à olivine (Cbol)	12

Basalte à pyroxène (Cbpx)	12
Basalte à pyroxène-plagioclase (Cbpp)	12
Basalte à plagioclase (Cbpl).....	12
Intrusions hypovolcaniques (1 et 2)	13
Dykes de diabase	13
MÉTAMORPHISME ET STRUCTURE.....	15
Introduction	15
Métamorphisme	15
Au nord de la faille Bergeron	15
Groupe de Chukotat	16
Structure	17
Au nord de la faille Bergeron	17
Première phase de déformation (D ₁)	17
Seconde phase de déformation (D ₂).....	18
Troisième phase de déformation (D ₃)	18
Groupe de Chukotat	20
DISCUSSION	23
Sommaire et implications de l'histoire géologique de la Fosse	23
Potentiel économique	25
RÉFÉRENCES	27
HORS-TEXTE	
Carte n° 2094A — Géologie de la partie sud de la région du lac Bilson (35F/6E et 35F/7W à l'échelle de 1 : 50 000	
Carte n° 2094B — Géologie de la partie nord de la région du lac Bilson (35F/10W et 35F/11E) à l'échelle de 1 : 50 000	
Carte n° 2094C — Coupes structurales de la région du lac Bilson à l'échelle de 1 : 50 000	

Objectifs et localisation

Cette étude fait suite aux travaux entrepris en 1983 par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre du plan quinquennal d'exploration géologique de la Fosse de l'Ungava, au Nouveau-Québec, visant à mettre en valeur le potentiel économique de ce territoire. Ce plan comporte la cartographie systématique à l'échelle de 1 : 50 000 de la partie occidentale de la Fosse à partir de la longitude 74°20'. La région du lac Bilson a fait l'objet de travaux au cours des mois de juin à août 1987. Elle couvre une superficie de 1 400 km², entre les latitudes 61°15' et 61°45' et les longitudes 76°45' et 77°15' (figure 1), correspondant aux coupures 35F/6 E, 35F/7 W, 35F/11 E et 35F/10 W du Système national de référence cartographique (SNRC).

La région étudiée est délimitée à l'est par les travaux de cartographie de Moorhead (1986a et 1989) et Tremblay

(1987 et 1989), et au sud par les travaux de Moorhead. Elle est comprise, en partie ou en entier, dans les travaux de Bergeron (1957), Kretz (1960), Baragar (1974), Taylor (1974 et 1982), Baragar *et al.* (1986), et Picard (1989), et fait partie de la compilation de Avramtchev (1982).

Climat et physiographie

Le Nouveau-Québec bénéficie d'une saison estivale de courte durée. Le retrait graduel de la couverture neigeuse dans la région étudiée s'est effectué à partir de la deuxième semaine de juin, permettant la tenue des travaux de terrain. Le climat a été exceptionnellement favorable, car les équipes n'ont été retenues au campement, par des conditions pluvieuses ou brumeuses, que durant une douzaine de jours au total. Toutefois, le Groupe de Chukotat, qui forme un plateau s'élevant de 200 à 300 m au-dessus des régions avoisinantes, est sujet à de fréquents brouillards, surtout à la fin de l'été. La cartogra-

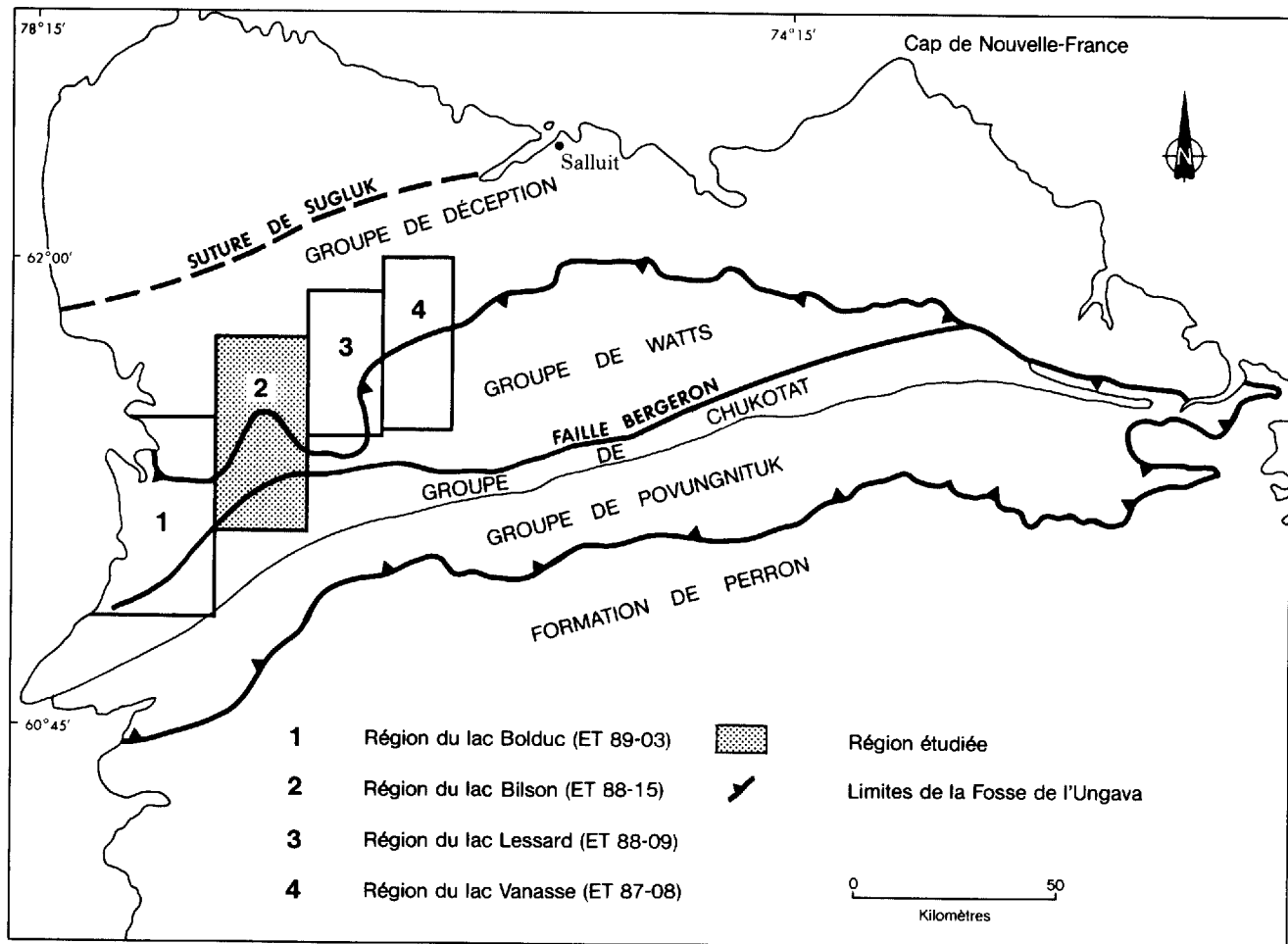


FIGURE 1 — Étendue de la Fosse de l'Ungava au Nouveau-Québec et localisation de la région du lac Bilson.

phie de ce plateau se devait donc d'être entreprise dès que possible par temps clair. La température s'est maintenue en général entre 5 et 20 °C, ce qui n'a pas permis aux plus gros lacs de se libérer de leurs glaces avant la fin juin.

La région, caractérisée par un relief ondulant et par une végétation constituée de muscinaie, de lichenaie et, par endroits, d'arbustaie, offre un terrain idéal pour la marche. Le pourcentage d'affleurements varie entre 5 et 40 %. La longueur des cheminements journaliers, en moyenne de 8 km, dépendait de l'abondance des stations de prélèvement.

Méthodes et logistique

Les travaux de cartographie se sont effectués à partir d'un camp de base établi près du lac Lemming, situé dans la partie centre-est de la région du lac Bilson. Quatre équipes de deux membres se sont partagé la tâche. Ils ont bénéficié du transport par hélicoptère au début et à la fin de leur cheminement quotidien. Le territoire a été couvert de façon uniforme à raison de deux à trois cheminements par cinq kilomètres recoupant la stratigraphie et au cours desquels la localisation des affleurements et les données lithologiques et structurales ont été répertoriées. Des échantillons ont aussi été recueillis pour fins d'examen micrographiques, d'analyses géochimiques et de datation. Une importance particulière a été accordée à la prospection. Toute zone minéralisée ou rouillée a été échantillonnée de même que les affleure-

ments qui présentaient un niveau d'altération jugé anormal.

Ce rapport ne traite que des résultats du prélèvement lithostratigraphique, de l'analyse structurale et des études économiques. Les résultats des analyses géochimiques et de datation, non disponibles au moment de la rédaction de ce rapport seront publiés à une date ultérieure.

Remerciements

L'exécution des travaux de terrain a grandement bénéficié de l'expérience de D. Lamothe et J. Moorhead qui se sont occupés de la logistique du camp. Ces personnes ont aussi contribué, par leur opinion sur la nature ou l'origine des lithologies, à l'élaboration de la lithostratigraphie de la région étudiée. Les membres de l'équipe qui ont effectué la cartographie sont : B. Abderrazak, M. Hervet, S. Juneau et leurs assistants C. Boivin, P. Arscott, M. Coulombe et A. Geoffrion. Les travaux ont aussi bénéficié de la disponibilité de M. Bélanger qui, avec son esprit de recherche bienveillant, s'est fait fort de ne rien laisser échapper. Des discussions avec T. Feininger, R. Kretz, M. St-Onge et S. Lucas ont aussi contribué à l'interprétation géologique. Je désire enfin exprimer ma reconnaissance à P. St-Julien pour avoir apporté son expertise à la photo-interprétation et à l'étude des problèmes structuraux locaux, ainsi que pour ses critiques constructives sur la géologie de la région.

Géologie régionale

Introduction

La Fosse de l'Ungava s'étend sur une longueur de 350 km, de la baie d'Hudson à la baie d'Ungava, et varie en largeur de 40 à 80 km (figure 1). Elle est constituée d'un assemblage volcano-sédimentaire d'âge aphanéon représentant un segment d'une ceinture discontinue qui longe le périmètre de la province structurale du Supérieur (la «Circum-Superior Belt» de Baragar & Scoates, 1981).

Cet assemblage est divisé en trois unités lithostratigraphiques majeures : les Groupes de Povungnituk, de Chukotat et de Watts (figure 1). Il repose en contact de faille sur un socle d'âge archéen représenté par la Formation de Perron au sud et par le Groupe de Déception au nord (Lamothe *et al.*, 1984).

GRUPE DE POVUNGNITUK

Le Groupe de Povungnituk est en contact discordant avec le socle de la Formation de Perron (Lamothe *et al.*, 1984) bordant le sud de la Fosse (Bergeron, 1957 et 1959; Beall, 1977; Taylor, 1974 et 1982) et on le retrouve aussi en contact de faille dans la partie ouest de la Fosse (Stam, 1961; Stevenson, 1968). Ce groupe est dominé à sa base par une séquence de schistes argileux, de quartzites, de dolomies et de formations ferrifères, surmontée de volcanites mafiques interlitées de quelques unités sédimentaires et pyroclastiques (Bergeron, 1957 et 1959; Lamothe *et al.*, 1984; Moorhead 1986a, 1986b et 1989). Ces séquences sont interprétées comme ayant été déposées sur une croûte continentale en bordure d'un continent (Hynes & Francis, 1982 et Francis *et al.*, 1981 et 1983), correspondant à la limite nord de la province du Supérieur.

GRUPE DE CHUKOTAT

Le Groupe de Chukotat est formé presque exclusivement de coulées massives et coussinées, de composition basaltique à komatiitique, recoupées d'intrusions stratiformes mafiques et ultramafiques. Ce Groupe comprend trois types distincts de basaltes qui sont, en ordre décroissant de leur teneur en Mg, le basalte à olivine, le basalte à pyroxène et le basalte à plagioclase. Ces lithologies sont ainsi nommées selon la phase minérale au liquidus (phénocristaux) visible dans les bordures de coussins (Hynes & Francis, 1982; Moorhead 1986a, 1986b et 1989). Dans la partie inférieure du Groupe de Chukotat, ces auteurs définissent, de la même façon, plusieurs cycles d'épanchement volcanique résultant de la fusion partielle et/ou de la cristallisation fractionnée d'une source mantellique dans une zone de rift (Francis *et al.*, 1981 et 1983; Hynes & Francis, 1982; Picard, 1989). La partie supérieure du Groupe de Chukotat est dominée par une succession monotone de basalte à plagioclase.

Les travaux effectués par Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985) et Moorhead (1986a, 1986b et 1989) démontrent que ce Groupe consiste en une succession monoclinale, à pendage abrupt et à polarité vers le nord, et atteignant plus de 15 km d'épaisseur apparente attribuée à la répétition tectonique par failles de chevauchement.

CONTACT POVUNGNITUK-CHUKOTAT

La nature du contact entre les unités du Povungnituk et du Chukotat est controversée. Ce contact est interprété comme une discordance angulaire par Bergeron (1957 et 1959), Gold (1962), Beall *et al.* (1963) et Beall (1977). Toutefois, Taylor (1974 et 1982) réfute les évidences présentées par Bergeron et propose plutôt un contact concordant, corroborant les observations de Baragar (1974), Schimann (1978), Francis *et al.* (1981), Hynes & Francis (1982) et Coates (1982). Stam (1961), les géologues du MER (i.e. Lamothe *et al.*, 1984; Moorhead, 1986a, 1986b et 1989; Budkewitsch, 1986) et St-Onge *et al.* (1987) présentent ce contact comme tectonique.

Une unité rhyolitique au sommet du Groupe de Povungnituk a été datée à 1960 Ma (St-Onge & Lucas, 1986) tandis que Zindler (1982) a pour sa part obtenu une valeur au Sm-Nd de 1871 ± 75 Ma pour un filon-couche dans le Povungnituk supérieur et une coulée ultramafique du Chukotat, établissant ainsi un lien génétique entre ces unités (voir aussi Hynes & Francis, 1982; Coats, 1982 et Francis *et al.*, 1983). De plus, la présence de filons-couches ultramafiques s'apparentant au Chukotat dans le Povungnituk supérieur, de même que des fragments du Povungnituk interlités dans des coulées du Chukotat (Moorhead, 1986a) montrent que le sommet du Groupe de Povungnituk est plus âgé que le Groupe de Chukotat et que ce dernier provient, du moins en partie, d'un niveau stratigraphique supérieur au Groupe de Povungnituk. Cela met en doute la présence d'une simple faille de chevauchement entre ces unités, dont parle Stam (1961) et les équipes du MER (Lamothe *et al.* et Moorhead, cf. cit.), étant donné, qu'en principe, une telle faille superpose des unités plus vieilles à des unités plus jeunes. Il est possible qu'il s'agisse plutôt d'un décollement, associé à l'imbrication du Groupe de Chukotat, qui se serait effectué indépendamment de la déformation du Groupe de Povungnituk sous-jacent.

D'autre part, Hynes & Francis (1982) montrent que le contact entre le Povungnituk et le Chukotat (figure 1), considéré comme concordant, est plissé et remanié par une faille de chevauchement. La nature de ce contact pourrait dépendre de l'endroit où il est observé, si une telle faille recoupe la stratigraphie. Le contact est tectonique lorsque cette faille coïncide avec le contact stratigraphique de ces groupes. Ainsi, à l'extrémité occidentale de la Fosse, Stam (1961) situe cette faille sous une sé-

quence de roches sédimentaires lesquelles, d'après les travaux effectués plus à l'est, constituent la partie supérieure du Groupe de Povungnituk. Dans ce cas, le décollement se situe à un niveau inférieur au contact stratigraphique de ce groupe avec le Chukotat. Cette hypothèse concilie les versions contradictoires sur la nature du contact Povungnituk-Chukotat, présentées dans les travaux antérieurs.

GROUPE DE WATTS

Le Groupe de Watts s'étend de la Faille Bergeron jusqu'à la bordure nord de la Fosse (figure 1). Il repose en contact de faille sur le Groupe de Déception (Coats, 1982; Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1986; Tremblay, 1985 et 1987) avec un déplacement du Watts du sud au nord par rapport au socle (St-Onge *et al.* 1986 et 1988). Il se compose de volcanites mafiques, de pyroclastites et de métasédiments injectés d'un volumineux assemblage d'intrusions mafiques à ultramafiques et de quelques granitoïdes (Bergeron, 1959; Gélinas, 1961; Taylor, 1974 et 1982; Tremblay, 1987).

Dans la plupart des travaux antérieurs, ce groupe est considéré comme un équivalent du Groupe de Povungnituk à cause de leur ressemblance lithostratigraphique (Bergeron, 1959; Baragar, 1974; Beall, 1977; Baragar & Scoates, 1981; Coats, 1982; Hynes & Francis, 1982). De plus, des analyses pétrochimiques montrent le caractère tholéitique des volcanites mafiques du Watts (Baragar & Scoates, 1981; Hervet, 1986). Enfin, la présence d'intrusions ultramafiques s'apparentant au Chukotat dans le Watts (Stewart, 1976; Hynes & Francis, 1982) suggère qu'à l'instar du Groupe de Povungnituk, le Groupe de Watts est plus âgé que le Chukotat.

Hynes & Francis (1982) et Moorhead (1986a) ont noté une interdigitation de lithologies appartenant à ces deux groupes, suggérant un changement de faciès et donc l'équivalence stratigraphique de ces groupes (J. Moorhead, communication personnelle, 1987). Toutefois un examen des données présentées par Moorhead (1986a) n'exclut pas la possibilité d'une interdigitation tectonique.

D'autre part, Hervet (1986) reconnaît dans le Groupe de Watts, trois phases d'intrusions à caractères pétrographiques et géochimiques distincts : la phase Chukotat, reliée au magmatisme du Chukotat, la phase Povungnituk, de nature gabbroïque, qui comporte une signature calco-alcaline et la phase plus felsique de Narsajuaq, tardi-tectonique à post-tectonique, de signature alcaline et calco-alcaline. Ces intrusions, qui témoignent d'un contexte orogénique relié à une zone de subduction, ne sont pas identifiées dans le Groupe de Povungnituk. De plus, de récents travaux effectués par St-Onge *et al.* (1988) ont identifié dans la partie est de la Fosse un complexe ophiolitique situé au nord de la faille Bergeron, qui se trouve dans le domaine du Watts. Ce complexe représenterait, selon ces auteurs, les vestiges d'une croûte océanique constituant un équivalent distal du Chukotat et du Povungnituk.

Il semble donc que le Groupe de Watts comprend une variété de faciès lithostratigraphiques, lesquels correspondent à différents contextes orogéniques dont les rapports n'ont pas été clairement établis jusqu'à aujourd'hui.

FAILLE BERGERON

La faille Bergeron correspond à un linéament structural majeur s'étendant sur plus de 280 km, de la côte de la baie d'Hudson jusqu'à 80 km au sud du cap de Nouvelle-France où elle se joint, selon St-Onge *et al.* (1988), au contact de la ceinture et de la partie nord du socle. Cette faille sépare, sauf à quelques endroits (i.e. Moorhead, 1986a), les unités du Chukotat de celles du Watts, à l'échelle régionale (figure 1), et est considérée comme une faille inverse, à pendage nord, qui fait chevaucher le Groupe de Watts sur le Groupe de Chukotat (Bergeron, 1959; De Montigny, 1959; Beall 1959 et 1977). Le fait que le Groupe de Watts soit caractérisé par un métamorphisme plus élevé que le Chukotat ou le Povungnituk (Bergeron, 1959; Baragar, 1974; Hynes & Francis, 1982), laisse supposer que la faille Bergeron serait plus récente que le métamorphisme de ces unités (Coates, 1982). Alternativement, l'hypothèse de Hynes & Francis (1982), selon laquelle le métamorphisme du Chukotat a été limité par un manque de fluide, pourrait expliquer ce phénomène. Dans ce cas, le gradient métamorphique dans la ceinture s'intensifie progressivement du sud au nord, sauf dans le Chukotat.

GROUPE DE DÉCEPTION

Suivant la terminologie de Doig (1983, «Deception gneisses»), ce groupe comprend le complexe cristallin s'étalant au nord de la Fosse de l'Ungava. Il est constitué en majeure partie de granitoïdes gneissiques similaires aux unités du socle au sud de la Fosse, mais plus déformés (Taylor, 1974 et 1982; Westra, 1978; Hynes & Francis, 1982; Baragar *et al.*, 1986; Doig, 1987). La nature tectonique du contact entre le socle et les unités de la ceinture, mise en évidence à l'extrémité est de cette dernière (St-Onge *et al.*, 1987), est aussi observée au contact du Groupe de Déception et du Groupe de Watts (Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1986; St-Onge *et al.*, 1986 et 1988).

HISTORIQUE DE LA DÉFORMATION

Orogénie kénoréenne

Au Nouveau-Québec, deux épisodes orogéniques ont été identifiés. Les unités du socle ont été remaniées par l'orogénie kénoréenne, d'âge archéen. Il est possible que cette orogénie soit responsable du développement d'une gneissosité marquée ainsi que de la formation de migmatites, ce que indiquerait la présence d'un métamorphisme atteignant le faciès amphibolite supérieur dans le Groupe de Déception (Schimann, 1978).

Des analyses radiométriques au Rb-Sr ont établi des âges variant de 2760 à 2320 Ma dans la Formation de Peron (Beall *et al.*, 1963; Stevenson, 1968; Taylor & Love-ridge, 1974; Taylor, 1982) et de 2934 à 2569 Ma dans le

Groupe de Déception (Doig, 1983 et 1987). Ces dates correspondent à l'âge du magmatisme et non à celui de la déformation.

Orogénie hudsonienne

La Fosse de l'Ungava représente les restes d'un bassin volcano-sédimentaire d'âge protérozoïque, formé en bordure du craton de la province du Supérieur (Dimroth *et al.*, 1970; Fryer, 1972). L'orogénie hudsonienne, issue de la collision de deux cratons, celui du Supérieur au sud et celui du Churchill au nord, a provoqué le démantèlement de ce bassin.

Cette orogénie est à l'origine de la majeure partie de la déformation des unités de la Fosse de l'Ungava. Trois phases sont généralement reconnues (Coats, 1982; Hynes & Francis, 1982; Lamothe *et al.*, 1984; Moorhead, 1986a, 1986b et 1989; St-Onge *et al.*, 1986 et 1988). La première est représentée par un foliation prononcée, associée à des plis isoclinaux et à deux familles de failles de chevauchements (Hynes & Francis 1982 et St-Onge *et al.*, 1986 et 1988). Elle est contemporaine du métamorphisme régional qui varie, du sud au nord, du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Westra, 1978). La seconde phase de déformation consiste en des plis, de métriques à kilométriques, ayant affecté le litage et la foliation principale. Ils sont d'orientation E-W et associés à un clivage plus espacé. La troisième phase est surtout représentée par des plis d'échelle kilométrique d'axes NW-SE, ayant causé l'ondulation des axes de plis

de deuxième phase. Il est concevable que cette troisième phase, à cause de sa nature angulaire, ne soit pas reliée à l'orogénie hudsonienne.

L'implication du socle dans la déformation hudsonienne est démontrée par Gélinas (1961), Hynes & Francis (1982), St-Onge *et al.* (1986) et Hervet (1986).

L'emplacement actuel de la Fosse de l'Ungava est considéré, dans la plupart des travaux antérieurs, comme le site de la suture continentale (Dimroth *et al.*, 1970; Baragar & Scoates, 1981; Gibb *et al.*, 1983). Toutefois, afin d'expliquer l'absence de dykes nourriciers ou de failles majeures dans le socle, à la base des séquences volcano-sédimentaires de la Fosse, et en se basant sur un examen sommaire de patrons géophysiques régionaux, Hoffman (1985) relocalise la suture au nord de la Fosse et suggère que cet édifice stratigraphique a été transporté vers le sud sur le craton du Supérieur. Cette hypothèse a depuis été corroborée par Doig (1987) et St-Onge *et al.* (1986 et 1988). Doig (1987) considère toutefois que, faute d'évidences suffisantes en faveur d'un déplacement majeur de la Fosse, celle-ci a été déformée *in situ*.

Fryer (1972) estime l'âge de l'orogénie hudsonienne à environ 1800 Ma. Cependant, des intrusions felsiques postérieures à la première phase de déformation dans le Groupe de Watts ont donné des valeurs de datation U-Pb de 1840 Ma (St-Onge & Lucas, 1986). Un dyke aplitique non déformé, dans le socle nord, a d'autre part été daté à 1625 Ma, ce qui permet d'établir une limite inférieure pour la déformation dans cette région (Doig, 1987).



Introduction

Le secteur cartographié représente un segment nord-sud s'étendant du socle archéen, au nord de la Fosse de l'Ungava, jusqu'au contact entre le groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat (figure 1). Trois groupes sont donc représentés dans ce secteur : le Groupe de Déception et les Groupes de Watts et de Chukotat.

La description des unités cartographiées, qui suit, résulte d'un examen des échantillons de terrain ainsi que de l'observation microscopique de lames minces provenant d'échantillons représentatifs. En aucun cas la composition du plagioclase n'a été déterminée.

Groupe de Déception

GNEISS GRANODIORITIQUE À BIOTITE (Dgdb)

Ces roches prédominent dans le nord de la région du lac Bilson (carte n° 2094B). Leur critère de désignation est la prépondérance de la biotite qui représente la phase mafique et varie en proportion de 2 à 25 % (figure 2). Les autres composantes sont : la hornblende (< 10 %), l'épidote (< 10 %), le sphène (en traces), la magnétite (en traces), le grenat (en traces), le zircon (en inclusion dans la biotite), la pyrite (en traces) et la chlorite (produit d'altération de la biotite). L'épidote est souvent associée à la biotite, mais est aussi retrouvée sous forme d'altération du plagioclase (saussurite). De la muscovite est aussi identifiée par endroits (< 15 %). Cette unité est remarquablement uniforme en composition, mais varie en texture, de grains moyens à grossiers, et est porphyrique par endroits avec des phénocristaux de feldspath alcalin

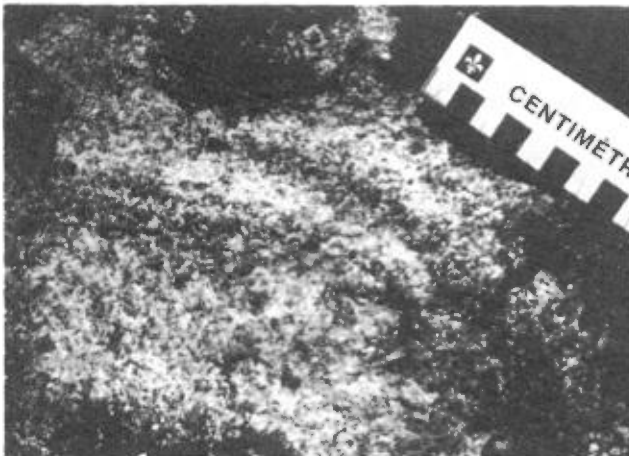


FIGURE 2 — Le Groupe de Déception est dominé par un gneiss granodioritique à biotite dont le rubanement est habituellement bien développé. De plus, cette photographie montre une foliation tardive très indistincte et définie par l'orientation de la biotite, généralement visible dans les unités du socle.

atteignant 4 cm de longueur. L'échelle de la cartographie n'a pas permis de délimiter ce gneiss en une unité distincte comme présentée par Tremblay (1987) à l'est de la région étudiée. Des zones migmatitiques, à l'extrême nord de la région étudiée, sont aussi incluses dans le Groupe de Déception.

Cette granodiorite varie de gneissique à foliée, avec un rubanement défini par la concentration de la biotite. Plusieurs plans de diaclase sont bien développés, ce qui complique la photo-interprétation. La granodiorite est souvent recoupée par des dykes de pegmatite et des veines de quartz, parallèles et/ou à angle avec le rubanement.

GNEISS GRANODIORITIQUE À AMPHIBOLE (Dgda)

Cette unité, répartie de façon non uniforme en amas kilométriques ovales, se distingue principalement de la précédente par ses composantes mafiques, dominées par de la hornblende (10 à 20 %) et de l'épidote (5 à 15 %). Ce gneiss est, par endroits, très hétérogène en composition et comporte une foliation bien définie.

GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUE À BIOTITE-AMPHIBOLE-GRENAT ± SILLIMANITE ± KYANITE (Dpgn)

Cette unité, identifiée au nord-est de la région cartographiée (carte n° 2094B), se présente en lentilles allongées, parallèles au grain structural du Groupe de Déception. Caractérisé, en affleurement, par une couleur brun-rouille, ce gneiss comporte une minéralogie variée, dominée par du plagioclase, avec une proportion importante de biotite (jusqu'à 50 %), de hornblende (2 à 20 %) et de quartz (2 à 30 %). Les composantes secondaires (en traces) sont : la chlorite, le grenat, la staurotite, l'apatite, la sillimanite, la kyanite, la pyrite et le zircon.

INTERPRÉTATION

Les gneiss granodioritiques du socle nord sont considérés comme ayant une origine intrusive (Taylor, 1982). La variante amphibolitique pourrait correspondre : 1) à une variation de composition au sein d'un même magma; 2) ou à une phase d'intrusion distincte des granodiorites à biotite; 3) ou à des enclaves. La première hypothèse s'appuie sur la présence de zones porphyriques distinctes démontrant qu'une certaine hétérogénéité magmatique, à l'échelle de la carte, est possible. Par contre, la présence des granodiorites à amphiboles en une série de corps séparés favorise l'attribution de cette unité à une origine distincte. Quoiqu'il en soit, cette variation minéralogique ne peut être la conséquence du métamorphisme, puisque la biotite et l'amphibole cohabitent généralement dans les roches environnantes et sont

donc stables. Une étude plus détaillée de la granodiorite à amphibole serait nécessaire afin de déterminer si le contact avec le gneiss granodioritique à biotite est graduel ou abrupt.

La présence d'alumino-silicates (sillimanite, kyanite, staurotide) dans les gneiss quartzofeldspathiques à biotite, à amphibole et à grenat montre clairement une affinité métasédimentaire (paragneiss). Il existe deux possibilités quant à leur origine. Ils peuvent, d'une part, constituer des enclaves dans le socle et seraient donc d'âge archéen, ayant appartenu à la roche encaissante durant l'intrusion des granodiorites. D'autre part, il peut aussi s'agir de lambeaux tectoniques du Groupe de Watts qui, au même titre que les unités amphibolitiques dont il sera question plus loin dans le texte, ont été insérés dans le socle lors de la déformation de celui-ci et de sa couverture. Ceci constitue une hypothèse très probable, surtout en relation avec les travaux effectués par Doig (1987) qui souligne la présence d'enclaves tectoniques protérozoïques dans le Groupe de Déception. Toutefois, contrairement aux unités amphibolitiques, ces paragneiss n'ont pas été identifiés dans le Groupe de Watts. De plus, aucun signe de cisaillement n'a été observé qui indiquerait la présence de contacts faillés. Cette unité est donc corrélée avec les enclaves métasédimentaires archéennes dont parle Taylor (1982, page 5).

Groupe de Watts

La division lithologique du Groupe de Watts a été basée *a priori* sur la nature du protolithe. Cette interprétation est entravée par un gradient métamorphique élevé, s'accroissant vers le nord à partir de la faille Bergeron qui permet à une même lithologie de présenter des différences majeures en texture et en composition minéralogique selon l'endroit où elle est observée le long de ce gradient.

Cinq types lithologiques sont identifiés : le schiste à quartz-feldspath-biotite-grenat, le schiste à feldspath-biotite-amphibole, les tufs, l'ardoise et le basalte. La plupart de ces lithologies sont recoupées par des dykes pegmatitiques et aplitiques, ainsi que par au moins une phase de veines de quartz.

SCHISTE À QUARTZ-FELDSPATH-BIOTITE-GRENAT ± MUSCOVITE ± AMPHIBOLE (Wsqfb)

Cette unité se retrouve au nord du lac Bilson et à l'ouest du lac Lanyan. Elle est dominée par le quartz et le plagioclase (de 30 à 60 %), dont le rapport varie entre 3/1 et 1/3, et la biotite (de 20 à 60 %) dont l'orientation confère à la lithologie une schistosité bien définie. Le grenat et la muscovite sont souvent observés (< 10 %). La chlorite est le produit d'altération de la biotite et de l'amphibole, lorsque présente. Les composantes accessoires, n'excédant pas 5 % en proportion sont, en ordre décroissant d'importance : l'ilménite, l'épidote, la pyrite, la dolomite, la sidérite, l'apatite et le zircon (en inclusion dans les phyllosilicates). La granulométrie moyenne est supérieure à 2 mm. La texture est typiquement cristalloblasti-

que. Cette unité comprend aussi de minces horizons d'arénite quartzifère localisés à la base du Groupe de Watts, au-dessus du contact avec le Groupe de Déception. De plus, un horizon de roche carbonatée hématitisée comprenant une proportion importante d'amphibole (variété d'actinote?) est observé au nez du synforme anticlinal dans la partie nord du Watts, le long du contact avec le socle (figure 3).

Le protolithe de ce schiste est probablement une roche sédimentaire de nature clastique et de granulométrie indéterminée, dont le rapport silt-argile plus ou moins élevé, serait à l'origine d'une teneur variable en phyllosilicates. Quoiqu'un rubanement distinct de cette unité puisse refléter le litage, aucune figure sédimentaire n'a été repérée, ce qui peut être aisément attribué à la recristallisation métamorphique et à l'intensité de la déformation.

SCHISTE À FELDSPATH-BIOTITE-AMPHIBOLE (Wsfb)

Très homogène en composition, cette unité a été assignée au socle par Taylor (1982). Elle forme un horizon stratigraphique de plus de un kilomètre d'épaisseur inséré dans des séquences de tuf rubané (Wsam) au nord-ouest du lac Bilson. Son contact inférieur est graduel et



FIGURE 3 — Un horizon riche en carbonate, probablement d'origine sédimentaire, apparaît près du contact du Groupe de Watts avec le socle. À l'encontre des observations recueillies ailleurs le long de ce contact (voir plus loin dans le texte), le socle n'est pas cisailé à cet endroit.

caractérisé par des interlits centimétriques dans les tufs, tandis que son contact supérieur n'a pas été observé. L'affleurement est typiquement clair (figure 4) et, quoique désignée «schiste», cette roche est plus souvent foliée. Le plagioclase représente plus de 60 % de la lithologie. La biotite (10 à 40 %) et, dans une moindre mesure, l'épidote (2 à 10 %), sont les constituants mafiques les plus abondants, parfois accompagnés ou remplacés par l'amphibole. La muscovite (< 10 %) est observée par endroits et le quartz n'est présent qu'en traces. La granulométrie est moyenne et la texture est typiquement idiomorphe ou lépidoblastique.

L'interprétation de cette unité est problématique. D'une part, elle montre une affinité ignée principalement par sa texture. Le quartz et le feldspath alcalin étant peu ou pas représentés, il conviendrait d'attribuer à cette unité un protolithe gabbroïque ou dioritique et ce, en dépit de la prépondérance de la biotite comme phase mafique et de la présence occasionnelle de la muscovite. D'autre part, la morphologie de cette unité et la nature de son contact inférieur pourrait faire pencher en faveur d'un protolithe sédimentaire. Un rubanement, défini par une variation à l'échelle centimétrique et décimétrique de la concentration des minéraux mafiques, évoque l'aspect d'un litage primaire (figures 4 et 5). Toutefois, ce rubanement pourrait être d'origine ignée ou sédimentaire.

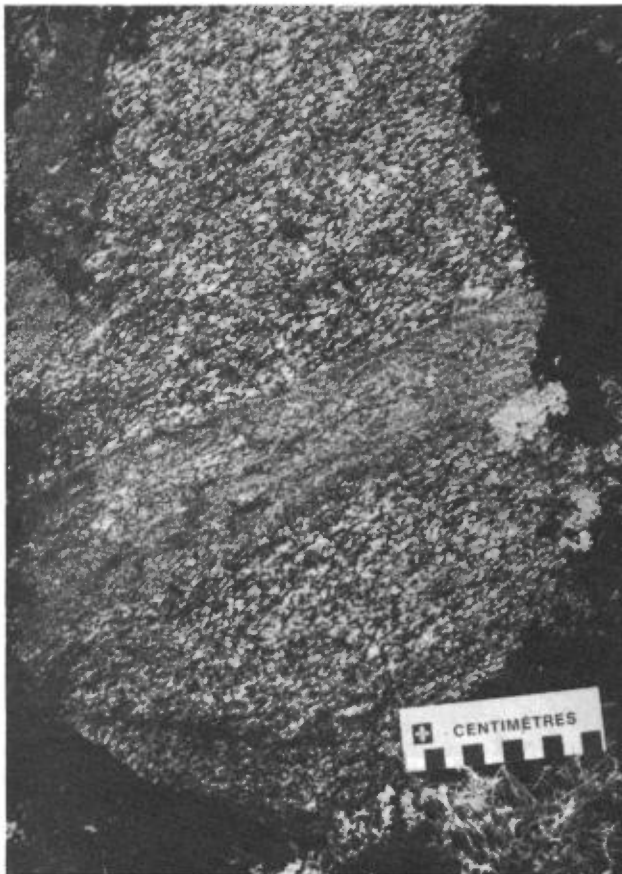


FIGURE 4 — Le schiste à feldspath-biotite-amphibole, d'apparence généralement uniforme, montre ici un rubanement attribué à une origine primaire et caractérisé par une variation de la granulométrie.

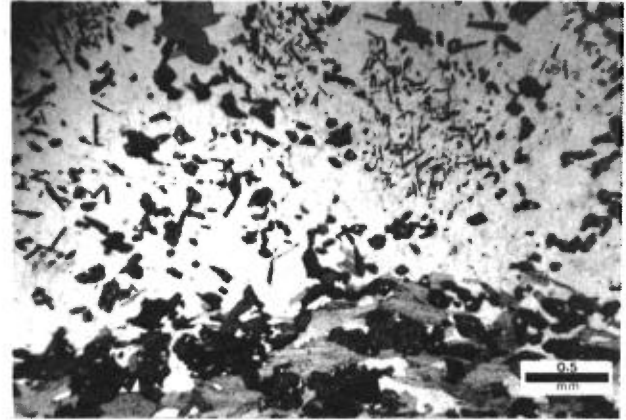


FIGURE 5 — Photomicrographie d'un schiste à feldspath-biotite-amphibole dont le rubanement est, à l'encontre de la figure 4, caractérisé plutôt par une variation dans le rapport constituants mafiques (biotite et amphibole) et constituants felsiques (plagioclases).

Il est possible que la recristallisation métamorphique ait eu pour effet d'annihiler la texture protosédimentaire et de produire une texture d'apparence ignée. En émettant l'hypothèse que le protolithe était de nature arkosique et constitué en majeure partie d'albite, un métamorphisme de faciès amphibolite devrait, comme il sera question dans le prochain chapitre, impliquer nécessairement la transformation du feldspath sodique en feldspath plus calcique. Le socle granodioritique, probablement de métamorphisme moins élevé avant l'orogénie hudsonienne, aurait constitué la source du plagioclase sodique alors qu'un apport relativement faible d'argile ou de composante volcanoclastique mafique serait respectivement à l'origine de la biotite ou de l'amphibole.

TUFS

Tuf rubané (Wsam)

Cette unité est la plus répandue, dominant la base du Groupe de Watts, et est répartie abondamment au nord, en lentilles tectoniques dans le socle. La lithologie, généralement uniforme et très mésocrate au niveau inférieur de la stratigraphie, est de nature variée et se transforme au niveau supérieur en un faciès plus hétérogène avec alternance d'horizons leucocrates et mésocrates (figures 6 et 7). Lorsque cette unité n'est pas précédée par les horizons de schiste à quartz-feldspath-biotite-grenat, le contact inférieur avec le socle est tectonique. Le contact supérieur n'est pas exposé. À un endroit, il semble plutôt abrupt et constitue probablement une faille.

L'amphibole (variété de hornblende et, par endroits, d'actinote) est le constituant dominant (de 20 à 80 %) suivi du plagioclase (de 20 à 50 %). Le grenat, souvent coronitisé, est habituellement présent et varie en proportion de 2 à 30 %. La biotite est commune, mais en faible quantité (de 1 à 10 %), tandis que la muscovite et l'épidote se retrouvent à l'occasion. Les minéraux accessoires (en traces) sont : la chlorite (produit de l'altération de l'amphibole et de la biotite), le quartz, le sphène, la dolo-

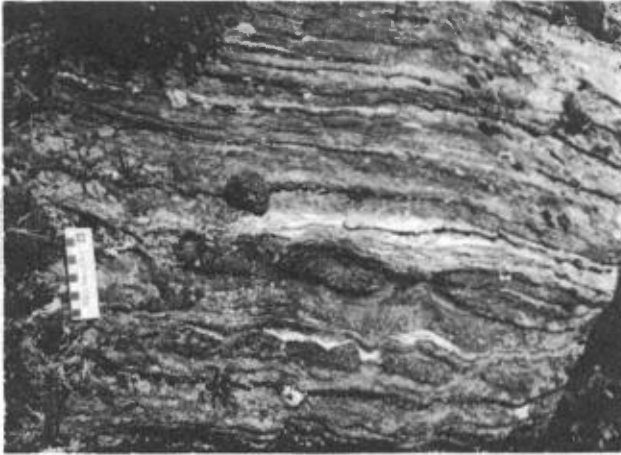


FIGURE 6 — Tuf rubané (Wsam) montrant une composition très hétérogène, dû à la variation du rapport amphibole-feldspath. Ce rubanement est interprété comme sédimentaire.

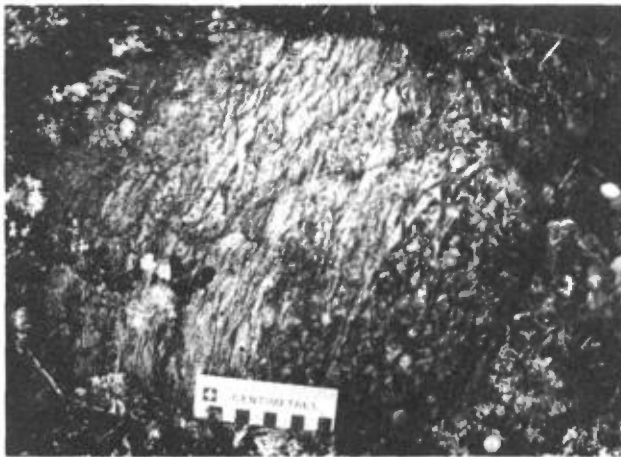


FIGURE 7 — Assemblage minéralogique du tuf rubané (Wsam) montrant une variation de composition et de texture. À la droite de l'affleurement, des cristaux de hornblende de dimensions centimétriques recoupent le rubanement et la foliation de la roche. La hornblende et le grenat prédominent à cet endroit, mais cèdent le pas à des horizons à grains fins, plus riches en plagioclase.

mite, l'ilménite, la pyrite, la séricite et la saussurite (la séricite et la saussurite sont deux produits de l'altération du plagioclase). La granulométrie varie de moyenne à très grossière, avec des cristaux fibroradiés d'amphibole recoupant le rubanement et la schistosité.

La nature homogène et mésocrate à la base de cette unité suggère un protolithe volcanique mafique. Cependant, les variations de composition décelées dans ces lithologies indiquent plutôt une origine sédimentaire avec un apport initialement prédominant en sédiments mafiques. L'amphibole laisse supposer, dans ce cas, une source volcanoclastique (il est difficile d'envisager autrement l'accumulation de sédiments mafiques). Un rubanement, visible même dans les horizons les plus mafiques, est considéré comme correspondant au litage. Ces conclusions sont en accord avec celles de Taylor (1982, page 21) sur l'origine de cette unité.

Tuf à blocs ou à cristaux (Wtuf)

Le tuf à blocs (figure 8) définit un synforme macroscopique évident dans le centre-est de la région cartographiée. Il comprend des blocs arrondis (10 à 20 cm) de composition et de texture granodioritiques (figure 8) sis dans une matrice de composition plus mafique, mais similaire au tuf rubané leucocrate (Wsam) décrit plus haut. Cette lithologie est faiblement foliée. Baragar (1974) croit qu'elle appartient à un complexe d'arc insulaire à la bordure d'un bassin inter-arc profond.

Le tuf à cristaux, pour sa part, est réparti en horizons décimétriques qui longent la partie sud du Watts. Les cristaux, de 0,5 à 2 cm de longueur, sont constitués de plagioclase transformé partiellement en épidoite (figure 9). Ce tuf n'exhibe généralement qu'un faible litage, ce qui le rend similaire à un basalte porphyrique.



FIGURE 8 — Le tuf à blocs (Wtuf) se compose de fragments de roches granodioritiques à grains moyens sis dans une matrice amphibolitique. Cette roche possède une foliation parallèle au plan de déformation des blocs.

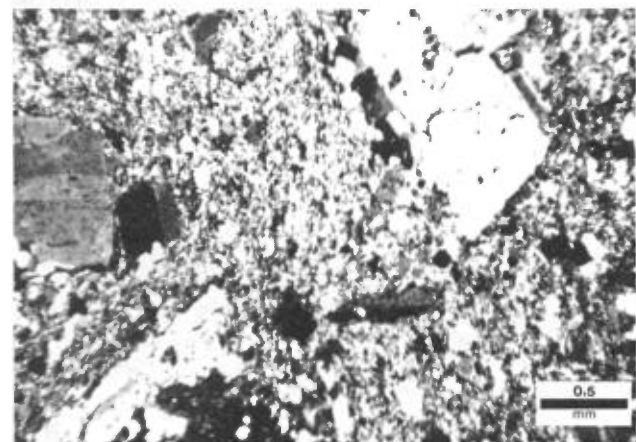


FIGURE 9 — Photomicrographie d'un tuf à cristaux de feldspath (Wtuf). Cette unité ne possède aucun litage et peut donc ne pas toujours être distinguée d'une coulée volcanique porphyrique.

ARDOISE, PHYLLADE (Ward)

L'ardoise n'apparaît qu'en horizons décimétriques dans la partie sud du Groupe de Watts, à proximité de la

faille Bergeron. L'affleurement est typiquement fissile. Composée d'interlaminations d'horizons pâles et foncés de siltstone et mudstone, cette unité comprend aussi des horizons de phyllades noirâtres, de composition plus uniforme. Ces roches étant métamorphosées, la granulométrie est extrêmement fine et il est possible qu'il s'agisse d'un équivalent non recristallisé des schistes à quartz-feldspath-biotite-grenat (Wsqfb).

BASALTE MASSIF OU COUSSINÉ (Wbas)

Une séquence de basalte forme une bande continue de 2 à 8 km d'épaisseur, longeant le côté nord de la faille Bergeron. La granulométrie varie de très fine à aphyrique. Le plagioclase (40 à 60 %), grandement altéré en épidote, et l'amphibole (20 à 40 %), de composition chevauchant celle de l'actinote et de la hornblende, sont les constituants majeurs. Ils sont accompagnés de biotite (< 10 %), de quartz en proportion parfois anormale pour un basalte (1 à 15 %), de chlorite (< 10 %) en produit d'altération des minéraux mafiques, de carbonate (1 à 5 %) et de sphène (< 1 %).

Généralement amygdalaire, microvariolitique par endroits et/ou porphyrique avec des phénocristaux de feldspath de dimension millimétrique, cette lithologie peut être identifiée de façon précise à l'est où le Groupe de Watts est cisailé, par la présence de coussins déformés et de reliques de bordures figées. Des affleurements schisteux de nature indéterminée ont été inclus arbitrairement dans cette unité. À l'ouest, par contre, des coulées massives et coussinées sont très bien préservées (figure 10).



FIGURE 10 — Basalte coussiné provenant de la partie SW du Groupe de Watts dans la région étudiée. Le sommet de cette unité, indiqué par les cavités entre les coussins, se trouve à droite de la photo.

Intrusions dans les Groupes de Déception et de Watts

Cette section traite des divers types de roches ignées intrusives recoupant la lithostratigraphie du socle et du Watts. Le Groupe de Chukotat comprend aussi des suites intrusives. Celles-ci apparaissent en filons-couches et sont interprétées comme étant étroitement reliées au magmatisme qui a généré les laves du Chukotat. Toutefois, ceci n'exclut pas un lien génétique entre les intrusions décrites ici et celles du Chukotat. Une étude géochimique présentée par Hervet (1986), quoique très sommaire, suggère que des intrusions dans le Groupe de Watts à l'est de la région du lac Bilson sont apparentées au magmatisme du Chukotat.

GRANODIORITE (Gdi)

Un pluton granodioritique (Gdi) couvrant une surface de plus de 60 km² est présent dans la partie centre-ouest de la région cartographiée. Celui-ci recoupe les unités du Watts de même qu'un gabbro (Gab), ce qui concorde avec les observations de Taylor (1982, page 23) sur sa nature intrusive. De faciès très homogène, la phase mafique dominante est la biotite, en proportion variant de 2 à 20 %, et l'épidote, dans une proportion variant de 1 à 10 %. La muscovite (1 à 15 %) n'est reconnue que dans le tiers sud-est du pluton. Les autres constituants, en proportion inférieure à 5 %, sont : le carbonate, la chlorite (produit d'altération de la biotite), le sphène et le zircon (en inclusion dans la biotite). En général, une seule foliation est identifiée. Toutefois, par endroits, deux foliations peuvent être observées.

Des dykes de composition granodioritique sont observés à proximité de cette intrusion, dans les tufs rubanés (Wsam) à l'est et dans les basaltes (Wbas) au sud, ce qui confirme l'âge relatif de la granodiorite et la nature encaissante du Groupe de Watts. Taylor & Loveridge (1985) ont obtenu une datation au Rb/Sr de 2050 ± 167 Ma pour cette intrusion.

GABBROS (Gab)

Des intrusions gabbroïques (Gab) sont fréquentes dans la partie sud du Groupe de Watts. Leur épaisseur varie entre 100 et 1 000 m, et elles s'étendent sur moins de 5 km. Elles sont foliées et, pour la plupart, parallèles au débit de la roche encaissante. Cette apparence stratiforme pourrait être reliée à la déformation responsable de ce débit (lui-même subparallèle au litage). Un litage magmatique a été observé sur plusieurs affleurements au sein du massif gabbroïque à l'ouest de la granodiorite (carte n° 2094A).

La composition varie de leucocrate à mésocrate, comme le montre le rapport plagioclase-amphibole (variétés d'actinote et de hornblende). La biotite et le quartz sont présents en traces. L'épidote et la chlorite sont respectivement le produit d'altération du plagioclase et des constituants mafiques. Les autres minéraux (< 5 %) sont le carbonate, l'oxyde de fer et le sphène. Ces gabbros sont de grains moyens à grossiers, comportant des faciès poeciloblastiques.

Trois amas gabbroïques, de 5 à plus de 8 km² de superficie, recourent le socle (carte n° 2094B). Ils sont foliés et se distinguent surtout des autres gabbros associés au Watts (carte n° 2094A) par leur forme circulaire. Des dykes de composition similaire et de dimension métrique à hectométrique sont associés à ces intrusions. Contrairement aux amas situés le long des bordures est et ouest de la région cartographiée (carte n° 2094B), le gabbro dans le coin nord-est est de caractère relativement hétérogène, comprenant des faciès d'amphibolite grenatifère pouvant correspondre à des enclaves de la roche encaissante. Il ne fait aucun doute que ces gabbros sont de nature intrusive dans le socle.

PYROXÉNITE (Pyr)

Cette lithologie forme un filon-couche de moins de 500 m d'épaisseur retrace sur plus de 10 km au nord de la faille Bergeron et intercalé dans les basaltes (Wbas) du Watts. Elle affleure aussi aux abords du lac Bilson. Divers types de roches y sont regroupés : un horizon ultramafique à grains grossiers composé principalement d'amphibole (variété de hornblende), un gabbro porphyrique avec des phénocristaux centimétriques de plagioclase, quelques niveaux quartzifères et des basaltes coussinés. De plus, un horizon particulièrement intrigant est constitué de fragments subangulaires à arrondis de roche ultramafique à grains grossiers, de dimensions centimétriques à décimétriques, entourés d'une matrice de composition et de texture gabbroïques. Cet assemblage pourrait correspondre à un faciès de diatème, auquel cas le protolithe aurait été probablement constitué de pyroxène. Taylor (1982, page 17) a déjà attribué à des brèches polygéniques observées à l'est du lac Chukotat une origine explosive reliée à la présence de diatèmes.

Un mince filon de pyroxénite se trouve dans le coin NW de la région étudiée. Il est associé à un schiste à quartz-feldspath-biotite-grenat (Wsqfb), près de failles. On ignore s'il existe un lien génétique entre cette roche et le faciès plus complexe au sud.

Groupe de Chukotat

Le Groupe de Chukotat est constitué d'une séquence continue de coulées basaltiques massives et coussinées, comprenant des filon-couches gabbroïques et ultramafiques. Quatre types de basaltes ont été distingués suivant les critères d'identification mésoscopique établis par Hynes & Francis (1982) et Moorhead (1989) : le basalte à olivine, le basalte à pyroxène, le basalte à pyroxène-plagioclase et le basalte à plagioclase. Ils sont décrits dans cette section. Aucune roche sédimentaire n'a été répertoriée dans ces séquences. Pour un examen plus détaillé de la pétrographie, de la géochimie et pour l'interprétation génétique du Groupe de Chukotat, le lecteur pourra se référer aux auteurs mentionnés plus haut ainsi qu'à Francis *et al.* (1981 et 1983) et Picard (1989). Ce dernier a effectué des coupes pétrographiques au sud du lac Lanyan, qui ont été compilées avec les présents travaux.

BASALTE À OLIVINE (Cbol)

Ce basalte forme une séquence continue à la base du Groupe de Chukotat, dans le coin sud-est de la région étudiée (carte n° 2094A). Sa surface d'altération est de couleur unie, vert pâle à chamois. Il est caractérisé par la présence de 5 à 20 % de phénocristaux noirâtres et millimétriques d'olivine, altérés en un assemblage épidote-chlorite-quartz-carbonate, dans une matrice dominée par l'actinote dendritique. Une texture de microspinifex est parfois visible. Les coussins sont peu fracturés. Des structures d'épanchement volcanique représentées par la digitation d'un tube nourricier ont été observées dans ce basalte indiquant une direction de coulée vers le sud-est.

BASALTE À PYROXÈNE (Cbpx)

Cette unité forme un horizon relativement mince inséré entre les séquences de basalte à olivine et de basalte à plagioclase. Cet horizon est constitué d'une interdigitation, de nature probablement stratigraphique, des diverses unités du Chukotat. La transition du basalte à olivine (Cbol) au basalte à pyroxène (Cbpx) s'amorce avec la diminution du pourcentage (jusqu'à moins de 5 %) des phénocristaux d'olivine altérés et l'apparition de macrovarioles, de 2 à 10 mm de diamètre, dans une matrice où prédomine l'actinote dendritique. La surface d'altération de ce basalte est rugueuse et d'un brun rougeâtre caractéristique. Les coussins sont généralement plus fracturés; la roche est donc plus difficile à échantillonner.

BASALTE À PYROXÈNE-PLAGIOCLASE (Cbpp)

La transition entre le basalte à pyroxène et le basalte à plagioclase fait l'objet d'une nouvelle unité, le basalte à pyroxène-plagioclase, non cartographiée dans les travaux précédents (J. Moorhead, comm. pers.). De minces horizons de cette unité ont pu être retracés dans les coulées du basalte à pyroxène (Cbpx). Comme son appellation l'indique, ses caractéristiques lithologiques constituent un compromis entre celles du basalte à pyroxène et celles du basalte à plagioclase : principalement la diminution du pourcentage (moins de 2 %) de phénocristaux d'olivine altérés et la disparition des macrovarioles qui coïncide avec l'apparition de microvarioles de dimension inférieure à 1 mm. De même, la mésostase, d'aspect uni et vitreux, montre une gradation de couleurs variant du vert foncé au mauve et vert pâle.

BASALTE À PLAGIOCLASE (Cbpl)

Le basalte à plagioclase prédomine dans la partie nord du Chukotat, représentant plus de la moitié de la surface cartographiée de ce Groupe. La surface d'altération est unie et de couleur brun orangé, plus foncée que celle du basalte à pyroxène. Près de la faille Bergeron, le basalte devient rougeâtre, vraisemblablement à cause de l'effet de l'hématitisation associée à cette faille (près de laquelle une forte silicification de la roche a également été remarquée). La surface des coussins est typiquement

lisse et leurs bordures sont caractérisées par moins de 5 % de phénocristaux d'olivine altérés, une mésostase bicolore (mauve et vert foncé) aussi dominée par de l'actinote dendritique, la présence de microvarioles et d'amygdales millimétriques de formes diverses constituées de chlorite-carbonate-épidote.

INTRUSIONS HYPOVOLCANIQUES (1 ET 2)

Il est généralement difficile, dans le groupe de Chukotat, de distinguer une intrusion d'une coulée épaisse non coussinée. Ces intrusions sont à grains moyens ou grossiers et s'étendent en corps lenticulaires, parallèles à la direction de la roche encaissante qu'elles ne recoupent que rarement. Elles peuvent être identifiées surtout lorsque la granulométrie est particulièrement grossière.

Les intrusions gabbroïques (unité 1) sont les plus répandues et on les retrouve majoritairement dans les séquences de basaltes à plagioclase. Elles sont divisées en deux types : le gabbro équigranulaire (1) et le gabbro gloméroporphyrique (1a). Le *gabbro équigranulaire (1)*, le plus répandu et de granulométrie moyenne à grossière, comporte communément une texture poecilitique. Le clinopyroxène, altéré en chlorite et parfois en actinote, est la phase mafique dominante. L'actinote est généralement absente ou peu abondante. Le feldspath, fortement altéré en épidote, varie dans une proportion de 10 à 50 %, tandis que le quartz est présent en traces. Le *gabbro gloméroporphyrique (1a)* apparaît en deux endroits dans la partie ouest de la ceinture de basalte : l'un près du contact avec le basalte à pyroxène, l'autre près de la faille Bergeron. Ce gabbro diffère du gabbro équigranulaire par la présence d'amas de phénocristaux de feldspath épidotisés, de dimensions centimétriques. Cette unité correspond probablement à ce que Baragar (1974) et Baragar & Scoates (1981) ont nommé «leopard rock».

Les intrusions ultramafiques sont regroupées en deux catégories : la pyroxénite (2a) et la dunite (2b). La *pyroxénite (2a)* se retrouve principalement dans les séquences de basalte à pyroxène (Cbpx). Le clinopyroxène, altéré

en chlorite, est la phase mafique dominante. Le quartz est encore présent et pourrait être d'origine métamorphique. La *dunite (2b)* ne se retrouve qu'à la base même de la séquence de basalte à olivine (Cbol), susjacent à un gabbro. L'olivine serpentinisée constitue, avec l'oxyde de fer, la totalité de la roche, alors que le clinopyroxène n'est présent qu'en traces.

DYKES DE DIABASE

Les intrusions de diabase recoupant les unités archéennes et protérozoïques du Nouveau-Québec font l'objet d'une abondante documentation. Deux séries ont été identifiées dans le socle au sud de la Fosse (Stevenson, 1968; Taylor, 1974 et 1982; Baragar *et al.*, 1986). La série prédominante est de direction NNW; la seconde, parfois associée à la première, est de direction ENE. Des datations géochronologiques (Stevenson, 1968) ainsi que des évidences de recoupement de ces diabases par le contact entre la Fosse et le socle à un endroit (Taylor 1982, page 9) leur assigne un âge archéen. D'autre part, une autre série de diabases, de direction WNW, recoupe toutes les unités de la région. Celle-ci est considérée comme représentative de la suite régionale d'intrusions diabasiques du Franklin (voir Fahrig *et al.*, 1971), d'âge hadrynien.

Plusieurs dykes de diabase ont été cartographiés dans la région du lac Bilson, recoupant les lithologies du Watts et du socle ainsi que l'intrusion de gabbro dans le coin nord-est du territoire. Aucun n'est observé dans le Groupe de Chukotat, probablement parce qu'ils peuvent être difficilement décelés dans une roche encaissante de composition similaire. Ces dykes, d'épaisseurs métriques à décimétriques, sont de direction NNW et NNE. L'un d'eux, au nord du lac Bilson, recoupe le contact entre le socle et le Watts.

Ces intrusions de diabase font probablement partie de la suite hadrynienne du Franklin et n'entretiennent aucun rapport avec le développement tectono-stratigraphique de la Fosse de l'Ungava.



Métamorphisme et structure

Introduction

Le territoire du lac Bilson peut être scindé en deux entités lithostratigraphiques séparées par la faille Bergeron, et qui se distinguent au niveau du métamorphisme et de la déformation. Au nord de cette faille, les Groupes de Watts et de Déception offrent des évidences d'un gradient métamorphique s'accroissant vers le nord du faciès schiste vert au faciès amphibolite supérieur. Le Groupe de Chukotat, par contre, montre un faciès métamorphique plus uniforme (faciès schiste vert).

De même, le style et la complexité de la déformation changent radicalement au nord et au sud de cette faille. Trois phases de déformation sont identifiées dans le socle et le groupe de Watts. Elles s'expriment par des foliations bien développées, des plis et des failles à diverses échelles. Le Groupe de Chukotat, par contre, ne laisse entrevoir que peu d'évidences de son passé de déformation.

Métamorphisme

AU NORD DE LA FAILLE BERGERON

Un gradient métamorphique s'accroissant de la faille Bergeron vers le nord est clairement indiqué par la variation de texture de la roche. L'aspect d'origine de certaines lithologies, telles l'ardoise et le basalte coussiné, ne se retrouve qu'à proximité de la faille.

Ce gradient métamorphique, observé à l'échelle de la Fosse (i.e. Beall *et al.*, 1963; Beall, 1977; Schimann, 1978; Hynes & Francis, 1982) et dans le Groupe de Watts (Bergeron 1957 et 1959; Gélinas, 1961; Westra, 1978), se révèle aussi par la variation des assemblages minéralogiques dans la région du lac Bilson. Ainsi, les volcanites dans la partie sud du Groupe de Watts sont caractérisées par l'assemblage actinote-albite-épidote-chlorite qui représente le faciès schiste vert (Westra, 1978; Hynes & Francis, 1982; Picard, 1987). L'omniprésence de la biotite au nord de la faille Bergeron indique que les conditions de métamorphisme se situent au-dessus de cet isograde. La limite entre le faciès schiste vert et le faciès amphibolite dans la Fosse est définie comme la transition entre l'albite et l'oligoclase (Westra, 1978; Schimann, 1978). La composition du plagioclase n'ayant pas été déterminée, ce critère ne peut être appliqué. Cependant, l'assemblage plagioclase-hornblende révèle aussi un faciès amphibolite (Westra, 1978). L'isograde de la hornblende a pu être localisé approximativement à la limite des assemblages supérieur et inférieur (figure 11). La biotite est stable au faciès amphibolite de même que l'assemblage hornblende-clinopyroxène-plagioclase observé dans le nord du territoire (Kretz, 1961).

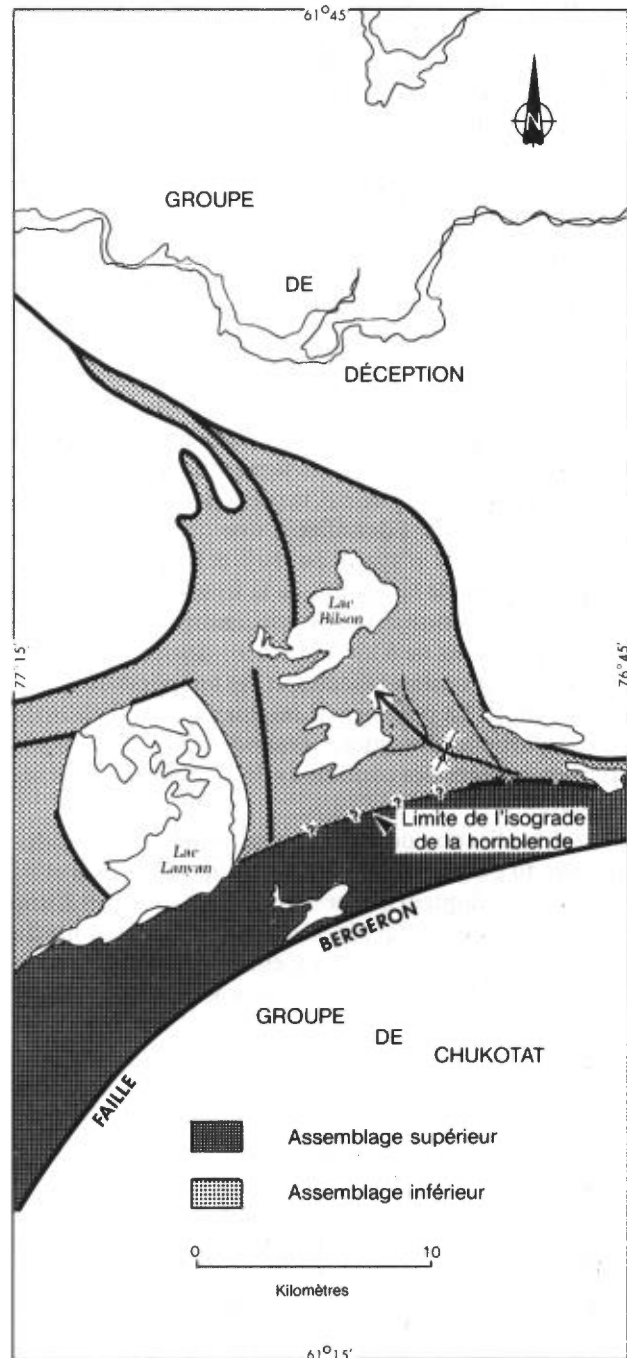


FIGURE 11 — Sommaire lithologique du Groupe de Watts dans la région du lac Bilson. Ce groupe est divisé en deux assemblages : l'assemblage inférieur, dominé par des séquences métasédimentaires et volcanoclastiques, et l'assemblage supérieur, comportant surtout des coulées mafiques avec un apport mineur des volcanoclastites et des autres roches sédimentaires. La limite entre ces deux assemblages, probablement un contact faillé, correspond approximativement à l'isograde de la hornblende à l'est; à l'ouest, cet isograde est moins bien défini. Le contact entre le Groupe de Déception (socle) au nord de la région et l'assemblage inférieur est tectonique. Le contact de l'assemblage supérieur avec le Groupe de Chukotat correspond à la faille Bergeron.

Le grenat n'est pas observé dans les séquences basaltiques du sud de la région et la limite de sa distribution semble parallèle à l'isograde de la hornblende (interprété ici comme la transition du faciès schiste vert au faciès amphibolite). Il ne définit toutefois qu'un patron de distribution irrégulier au nord de cet isograde. Un comportement similaire du grenat est signalé, à l'échelle de la ceinture, par Westra (1978) qui le considère comme étant fonction de la composition de la roche (rapport Fe/Mg), plutôt que du gradient métamorphique. Par ailleurs, l'origine de la muscovite dans le socle et dans l'intrusion granodioritique pourrait être métamorphique (Doig, 1983).

Enfin, la présence de migmatites à l'extrême nord de la région étudiée, probablement reliée à la génération des pegmatites, indique que le métamorphisme a atteint à cette latitude le faciès amphibolite supérieur (Westra, 1978).

Les assemblages minéralogiques observés dans les unités des Groupes de Watts et de Déception permettent d'évaluer les conditions de métamorphisme associées à ce gradient (figure 12). Ainsi, la coexistence de la kyanite et de la sillimanite (identifiée à une occasion dans les paragneiss, mais n'ayant pu être échantillonnée) de même que celle de la kyanite, de la staurotide (figure 13) et du grenat démontrent que le métamorphisme a engendré des pressions de 6 kbar, donc au-dessus de la triple jonction des aluminosilicates, et des températures s'élevant à 700 °C. La présence de migmatites, impliquant la fusion partielle des gneiss granodioritiques du socle archéen, suggère des conditions de métamorphisme supérieures.

La chloritisation des constituants mafiques et l'épidotisation du plagioclase dans les Groupes de Watts et de Déception indiquent que ces unités ont fait l'objet d'une recristallisation rétrograde dans le champ de stabilité du faciès schiste vert (figure 13). Cette hypothèse est corroborée par Kretz (1961) et par Hynes & Francis (1982). Il

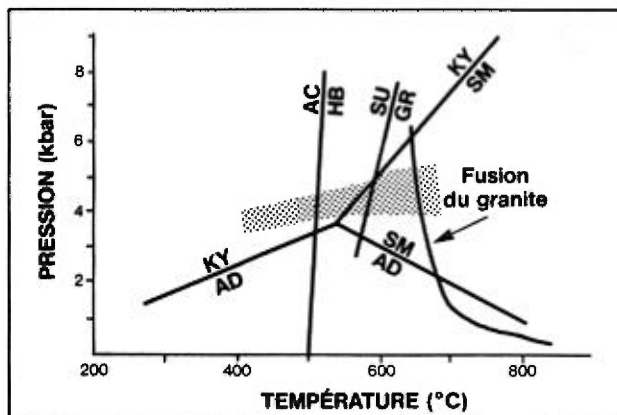


FIGURE 12 — Champ de stabilité (zone ombragée) des assemblages minéralogiques au nord de la faille Bergeron en fonction de la pression et de la température. Le métamorphisme s'accroît du sud vers le nord (de gauche à droite sur le diagramme). (KY) kyanite, (SM) sillimanite, (AD) andalousite, (AC) actinote, (HB) hornblende, (SU) staurotide et (GR) grenat. La triple jonction des aluminosilicates est de Newton (1966). Les autres courbes sont de Suk (1983).

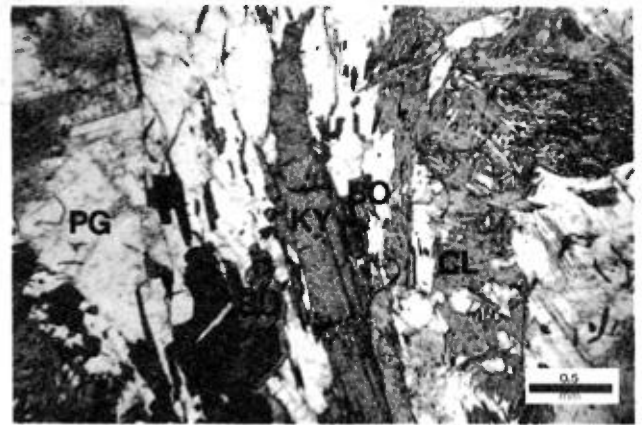


FIGURE 13 — Assemblage minéralogique dans les paragneiss comprenant la kyanite (KY), la staurotide (SU), la biotite (BO), le plagioclase (PG), la hornblende et le grenat (ces deux derniers minéraux ne sont pas représentés sur la photomicrographie). À noter aussi l'altération de la biotite en chlorite (CL), correspondant à une phase tardive de métamorphisme régressif.

s'agit d'une altération tardive qui est intensifiée dans les zones de cisaillements. Selon Hynes & Francis (1982), l'omniprésence du carbonate dans les unités du Watts atteste la présence initiale de calcaires dans la lithostratigraphie et leur mobilisation due au métamorphisme régional. Or, la carbonatation des unités du Watts est aussi associée par endroits à des cisaillements, ce qui implique que l'origine du carbonate, du moins dans la région étudiée, est plutôt reliée au métamorphisme rétrograde.

GROUPE DE CHUKOTAT

L'examen microscopique des roches du Chukotat suggère une composition minéralogique primaire comprenant le clinopyroxène (augite), l'olivine, le plagioclase et l'oxyde de fer (magnétite). Ceci constitue un assemblage typique des roches ignées mafiques et, lorsque le plagioclase n'est présent qu'en faible proportion, des roches ultramafiques. Les transformations minéralogiques les plus communes sont du plagioclase à l'épidote, du clinopyroxène à l'actinote et/ou à la chlorite et de l'olivine à la serpentine ou à l'assemblage chlorite-quartz-carbonate. La biotite est généralement absente. Ces observations suggèrent un faciès métamorphique schiste vert inférieur. Le carbonate (de composition indéterminée) est omniprésent en proportion mineure dans les séquences du Chukotat. Sa présence est compatible avec un faciès schiste vert (Turner, 1981).

Ce faciès est en corrélation avec la première phase de métamorphisme dans le Watts. L'absence de biotite montre qu'il est moins élevé que dans la partie sud du Watts, ce qui est en accord avec les travaux antérieurs selon lesquels le métamorphisme dans la Fosse s'accroît progressivement du sud au nord (i.e. Beall *et al.*, 1963; Beall, 1977; Schimann, 1978; Hynes & Francis, 1982). Cependant, on remarque qu'à l'échelle locale, la faille Bergeron démarque une transition abrupte entre un faciès métamorphique uniforme au sud, dans le Chukotat, et

un gradient métamorphique élevé au nord, dans les Groupes de Watts et de Déception.

Il est possible que le métamorphisme observé dans le Groupe de Chukotat soit plutôt génétiquement relié au métamorphisme tardif, mais de faciès similaire, observé au nord de la faille Bergeron. Cette hypothèse a d'importantes implications puisqu'elle laisse supposer que le Groupe de Chukotat aurait échappé au métamorphisme de première phase identifié dans le Watts.

Structure

AU NORD DE LA FAILLE BERGERON

Première phase de déformation (D₁)

Cette phase est surtout représentée par le développement d'une foliation (S₁) dans toutes les unités du Groupe de Watts, qui varie en morphologie d'un clivage ardoisier ou phyllitique à une schistosité définie par l'assemblage typomorphique et, dans la granodiorite, à un alignement des micas. Cette foliation (S₁) est parallèle à la direction des lithologies (voir les cartes n^{os} 2094A et 2094B, hors texte). Elle est surimposée au rubanement dans les tufs amphibolitiques. Une linéation minéralogique définie par l'orientation de l'amphibole est omniprésente (figure 14). Le métamorphisme étant synchrone à la première phase de déformation, l'orientation de cette linéation pourrait correspondre à la direction de l'emplacement des unités du Watts sur le socle. Le sens est indéterminé faute d'indicateurs cinématiques. Aucun pli associé à cette phase n'a été observé.

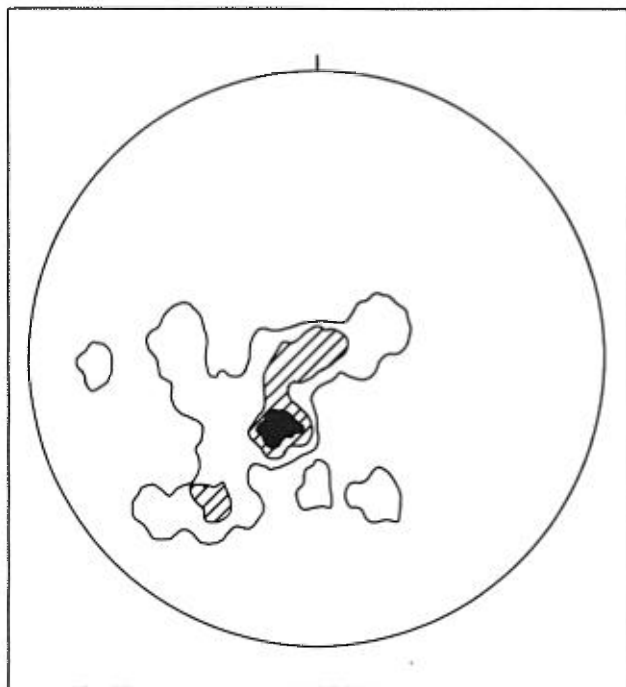


FIGURE 14 — Stéréogramme illustrant un plongement abrupt vers le SSW de la linéation minéralogique définie par l'amphibole dans le Groupe de Watts (n = 51; contours à 6-8 %, 4 % et 2 % par aire de 1 %).

Le métamorphisme est synchrone à la première phase de déformation qui s'est poursuivie au-delà du stade optimal de métamorphisme. Ceci est démontré par une déformation continue, initiée avant le développement de l'amphibole (figure 7) et la rotation de grenats, et surimposée à ces derniers (figures 15 et 16).

Le contact socle-Watts correspond à un décollement. La foliation S₁ dans le Watts est parallèle à ce contact, indiquant que l'origine de celui-ci serait associée à la première phase de déformation. Ce contact est caractérisé par le cisaillement du socle alors que l'assemblage typomorphique du Watts reste intact (figure 17). Il est possible que la recristallisation du Watts ait oblitéré le cisaillement tout en épargnant l'assemblage du socle dont le champ de stabilité s'étend au-delà des conditions de métamorphisme.

La gneissosité dans le socle est recoupée par le contact oriental du socle et du Watts. Par conséquent, elle est

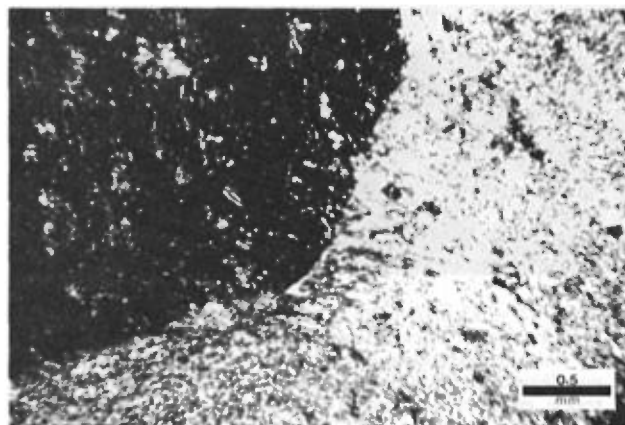


FIGURE 15 — Photomicrographie en lumière polarisée montrant un patron linéaire d'inclusions dans un grenat (à gauche) qui est à angle, mais continu avec la schistosité à l'extérieur du grenat. Ceci indique que la croissance du grenat, et donc le métamorphisme qui l'a engendré, est postérieur à la schistosité, mais que la déformation causant cette schistosité s'est poursuivie par la suite.



FIGURE 16 — Grenat écrasé dans un horizon riche en muscovite et en biotite, constituant un rubanement métamorphique. À noter le patron d'inclusions linéaires plissées dans ce grenat. Ceci représente la suite de ce qui est illustré dans la figure précédente (figure 15) et montre le caractère continu de la première phase de déformation auquel est attribué le développement de la schistosité dans la région étudiée.



FIGURE 17 — Contact entre le socle, représenté par un gneiss cisailé au bas de l'affleurement, et l'assemblage inférieur du Groupe de Watts, représenté par une roche à amphibole-feldspath-grenat non déformée. Le cisaillement, associé à ce contact ailleurs dans la région, est observé seulement dans le socle.

antérieure à la première phase de déformation (D_1) dans la région. Des plis isoclinaux décimétriques à métriques reprenant cette gneissosité, à moins d'un kilomètre du contact socle-Watts, sont attribués au cisaillement. De plus, une foliation faible mais distincte existe dans les gneiss granodioritiques, et est définie par l'orientation de la biotite. Cette foliation est aussi attribuée à la première phase de déformation (D_1).

Seconde phase de déformation (D_2)

Cette phase, qui déforme S_1 , est responsable de plis métriques d'orientation NE à ENE (figure 18) ainsi que de plis macroscopiques au SW et à l'W de la granodiorite et au sein même de celle-ci. Deux failles, dont la présence est indiquée par des cisaillements le long de linéaments topographiques, ont aussi été observées dans la partie SW du Watts. Elles sont parallèles à la foliation (S_1) et à l'axe des plis (P_2), ou recoupent ces éléments à angle faible. L'une d'elle s'amalgame avec la faille de Bergeron.

La faille Bergeron recoupe la lithostratigraphie dans son toit (Groupe de Watts) de même que dans son mur (Groupe de Chukotat) (figure 19). Des zones de cisaillement intense ainsi qu'une forte linéation à plongement abrupt vers le NW sont présentes près de la trace de cette



FIGURE 18 — Plis ouverts de deuxième phase (P_2) reprenant la schistosité (S_1) dans un basalte cisailé.



FIGURE 19 — Vue aérienne vers le SE de la faille Bergeron dont la trace se situe à la base de la paroi rocheuse principale, d'une dénivellation approximative de 200 m. Cette faille recoupe à angle faible les unités du Groupe de Watts (côté inférieur gauche de la photo) dont la trace lithologique est évidente le long de la bordure SW du grand lac.

faille qui est assignée à la seconde phase de déformation (D_2). D'autre part, les basaltes coussinés (Wbas) dans la partie SW du Groupe de Watts montrent une polarité abruptement renversée vers le sud. La faille Bergeron, tel que discuté plus loin, fait donc chevaucher le Groupe de Watts sur le Groupe de Chukotat.

Troisième phase de déformation (D_3)

Des plis macroscopiques de troisième phase (P_3) sont observés dans le Watts. Un premier, très évident sur photo aérienne dans la partie centre-est du Watts (il est d'ailleurs indiqué sur la compilation régionale de Taylor, 1982), est défini par le tuf à blocs (Wtuf). Il est à noter que quoique tardif, ce pli ne semble pas reprendre le socle, démontrant la possibilité d'un décollement entre ce pli et le socle. Un second plisse le schiste à feldspath-biotite-amphibole (Wsfba) au NE de l'intrusion granodioritique. Finalement, une série de plis reprend le contact socle-Watts au NW du lac Bilson (voir la coupe structurale AA', carte n° 2094C, hors texte). Ces plis sont le résultat d'un patron d'interférence où le flanc renversé

d'un pli P_2 de deuxième phase d'axe NE est repris par un pli P_3 de troisième phase d'axe NW (figure 20). Ils causent la réorientation des lithologies et de tous les éléments structuraux vers le NW. Des plis de longueur d'onde kilométrique et d'orientation NW sont aussi observés dans le socle et sont définis par la trace de la gneissosité. La nature doublement plongeante de ceux-ci est attribuée au plissement antérieur, probablement de deuxième phase.

Une foliation tardive d'orientation NW est représentée par un clivage de crénulation dans les schistes (figure 21) et par une schistosité espacée dans les tufs. Cependant, l'association de cette foliation avec les plis de troisième phase n'a pas été établie. Il se peut qu'elle constitue un clivage de deuxième phase réorientée vers le NW par la troisième phase de déformation. Ceci est suggéré par le fait qu'une telle foliation d'orientation NE est retrouvée dans la bande de basaltes longeant la faille Bergeron, donc non repris par les plis P_3 (comparer les figures 22 et 23).

Au nord de la région étudiée, des lentilles de roches du Groupe de Watts (Wsam), réparties suivant un horizon parallèle à la trace de la gneissosité dans le socle, définissent une structure en forme de dôme. Ces lentilles (voir la coupe AA', carte n° 2094C), délimitées par des cisaillements à quelques endroits, sont considérées comme ayant été insérées tectoniquement dans le socle. Tel qu'illustré à la figure 24, cet horizon pourrait correspondre à une ou des failles ayant provoqué le chevauchement du Groupe de Déception, suivant une surface qui ne coïncide pas exactement avec le contact original



FIGURE 21 — Photomicrographie d'un clivage de crénulation dans les schistes à quartz-feldspath-biotite du Groupe de Watts (lumière polarisée).

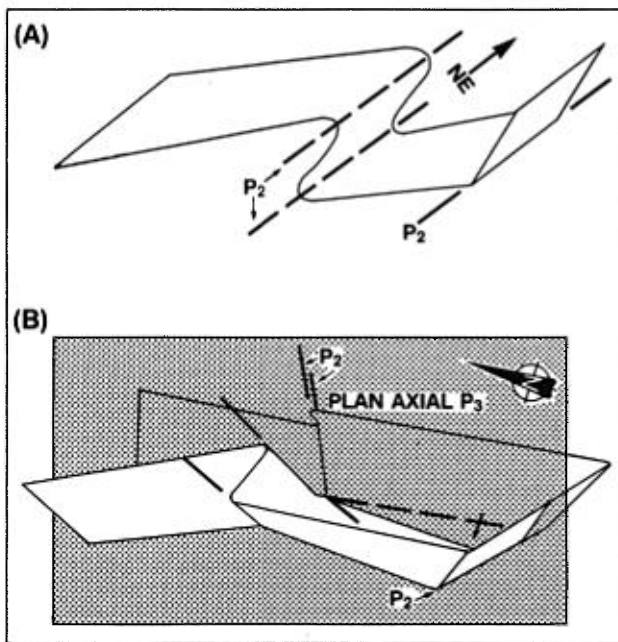


FIGURE 20 — La configuration structurale macroscopique définie par la lithostratigraphie du Groupe de Watts résulte du croisement de plis P_2 d'orientation E-W (en A) avec un pli P_3 coiffé d'orientation NW-SE (en B). Le flanc renversé d'un pli P_2 est à l'origine de la structure reprenant le contact socle-Watts.

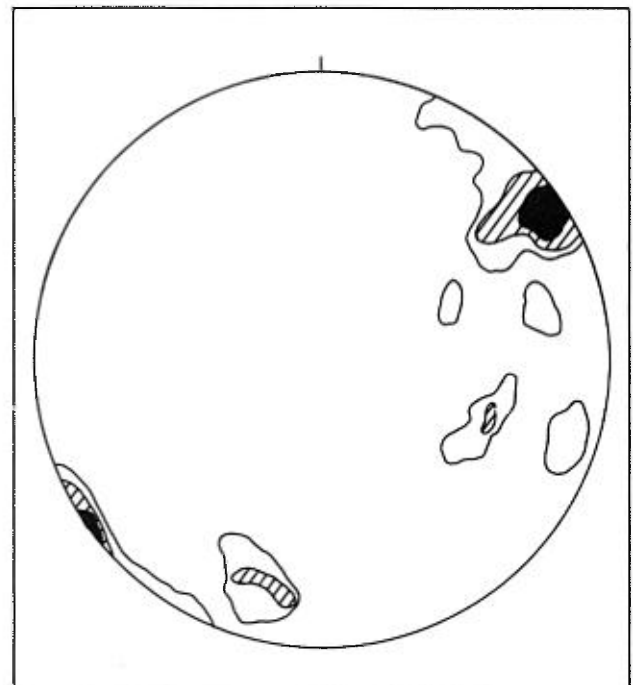


FIGURE 22 — Stéréogramme illustrant l'orientation d'un clivage tardif dans l'assemblage inférieur du Groupe de Watts ($n = 38$; contours à 5-6 %, 3 % et 2 % par aire de 1 %).

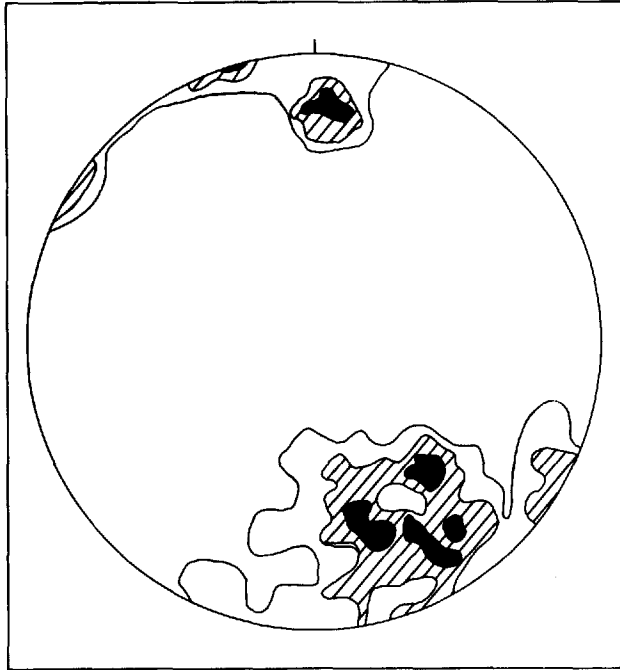


FIGURE 23 — Stéréogramme illustrant l'orientation du clivage tardif dans l'assemblage supérieur du Groupe de Watts ($n = 32$; contours à 3-4 %, 2 % et 1 % par aire de 1 %).

socle-couverture. Cette faille ou ces failles constitueraient un embranchement du contact tectonique socle-Watts. Ceci implique la présence d'un système d'imbrication dans le socle, attribué à la première phase de déformation, et remanié par des plis macroscopiques de deuxième et de troisième phases, d'axes NE et NW respectivement.

GROUPE DE CHUKOTAT

Le Groupe de Chukotat est constitué d'une séquence monoclinale à polarité nord totalisant 20 km d'épaisseur apparente (voir la coupe BB', carte n° 2094C, hors texte). Il existe un contraste évident entre la déformation de ce groupe et celle du Watts. La schistosité dans le Chukotat n'est que peu ou pas développée. De plus, ce groupe ne montre que des signes localisés de contrainte tels que des zones de cisaillement à pendage abrupt, des coussins et des joints colonnaires déformés. Toutefois, si le Chukotat ne possède pas l'éloquence du Watts en ce qui a trait à son passé de déformation, l'orientation des plans de cisaillement et des stries de failles (figures 25 et 26) montre que ce groupe a été soumis à des contraintes similaires à celles associées à la première et/ou à la deuxième phase de déformation au nord de la faille Bergeron.

L'existence de failles de chevauchement est fondée uniquement sur la présence de linéaments majeurs de direction NE et sur l'improbabilité que la forte épaisseur apparente du Chukotat représente une accumulation volcanique originelle. Aucun cisaillement n'a été observé le long de ces linéaments.

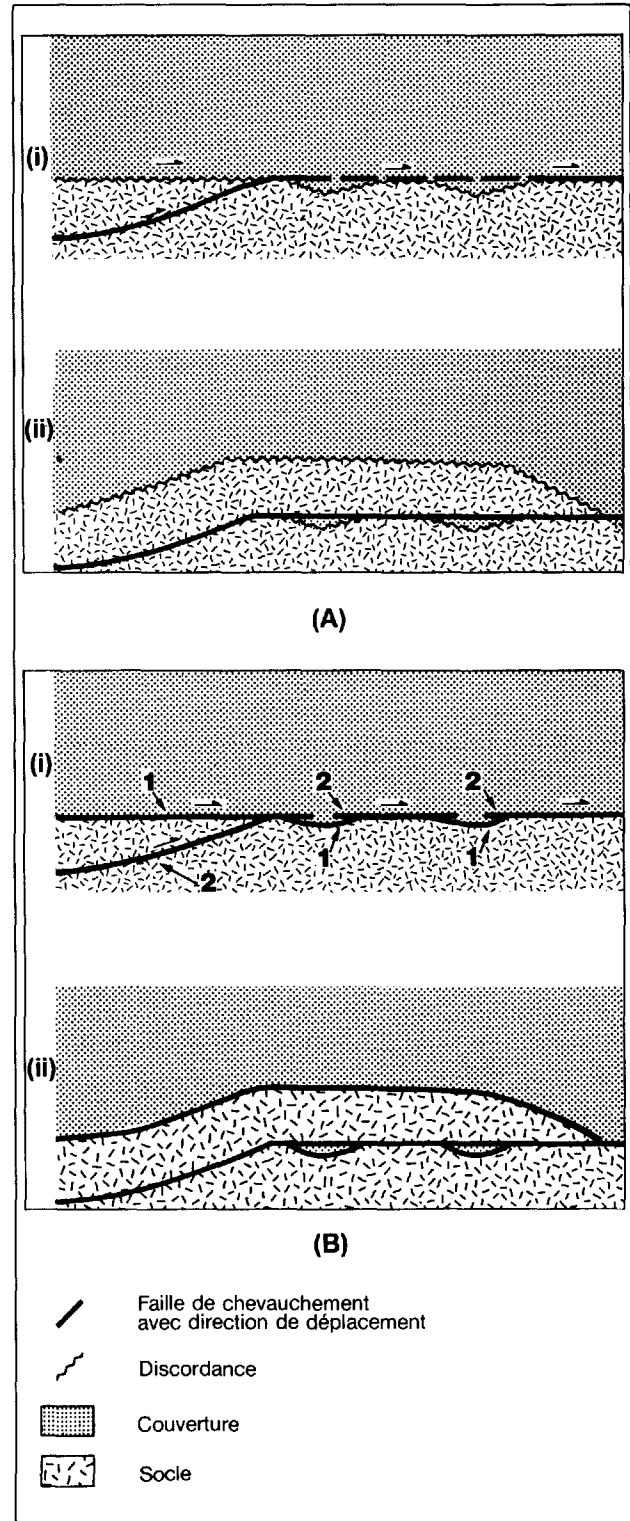


FIGURE 24 — L'origine des lentilles de roches du Watts, retrouvées dans le socle nord de la région étudiée, peut être envisagée de deux façons. Une première hypothèse (diagrammes A) suppose que ces lentilles représentent des séquences de roches sédimentaires reposant dans des bassins paléogéographiques en contact discordant avec le socle (i). Ces séquences auraient été isolées du reste de la couverture par une faille de chevauchement impliquant le socle (ii). La deuxième hypothèse (diagrammes B) est similaire à la première à la différence qu'un plan de faille tardif (2) recoupe un décollement séparant la couverture du socle (1). Cette dernière hypothèse est préférée à la première parce qu'un contact tectonique fut observé à quelques reprises entre les lentilles et le socle.

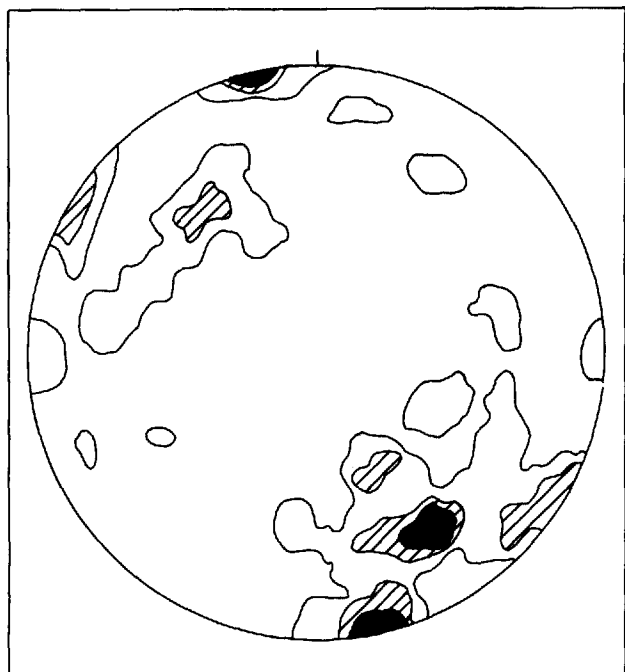


FIGURE 25 — Stéréogramme illustrant l'orientation du pôle des plans de faille et de cisaillement dans le Groupe de Chukotat (n = 85; contours à 6-8 %, 4 % et 2 % par aire de 1 %).

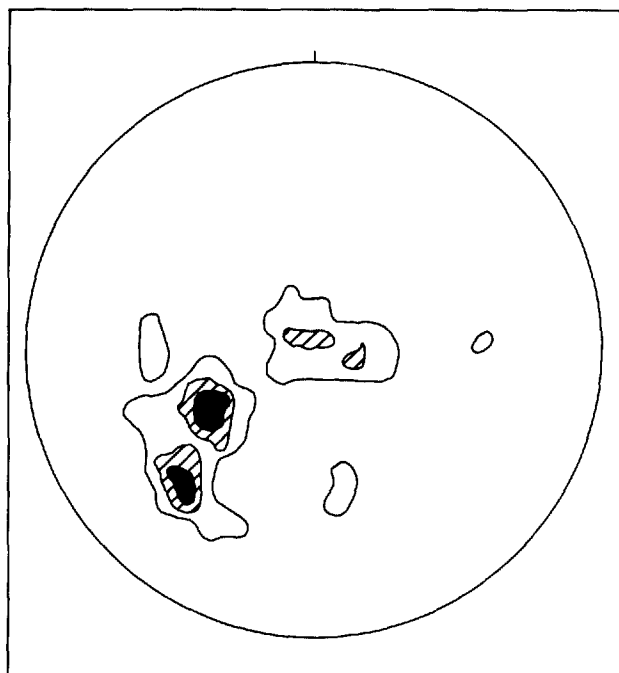


FIGURE 26 — Stéréogramme illustrant l'orientation des stries de glissement de faille dans le Groupe de Chukotat (n = 48; contours à 5 %, 4 % et 2 % par aire de 1 %).



Discussion

Sommaire et implications de l'histoire géologique de la Fosse

La synthèse tectonostratigraphique de la région du lac Bilson est présentée à la figure 27. Il est à remarquer que des failles de chevauchement non identifiées sur le ter-

rain pourraient avoir contribué considérablement à la répartition des différentes unités dans ce schéma.

Le Groupe de Watts comprend deux assemblages lithologiques distincts (figure 11) : un *assemblage inférieur* dans lequel prédominent des roches sédimentaires et volcanoclastiques et où se sont introduits une grano-

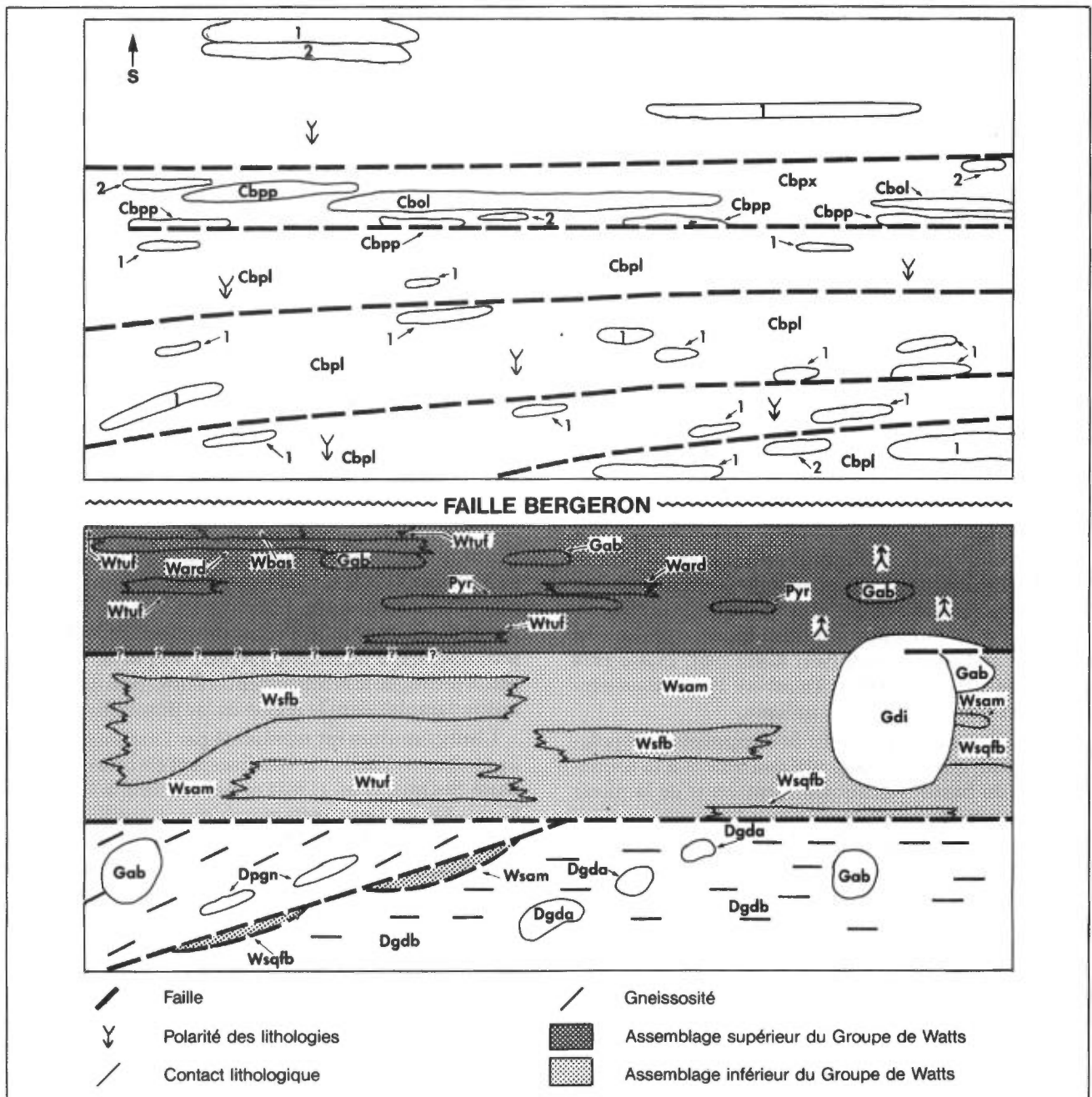


FIGURE 27 — Synthèse stratigraphique de la région du lac Bilson. La relation stratigraphique du Groupe de Watts et celle du Chukotat est obscurcie par la faille Bergeron qui juxtapose le premier groupe, de polarité sud, sur le second, de polarité nord (voir discussion dans le texte). Les symboles lithologiques sont les mêmes que ceux utilisés sur les cartes nos 2094A et 2094B accompagnant la présente étude.

diorite et des gabbros; un *assemblage supérieur* qui correspond à une séquence de basaltes coussinés et massifs et d'horizons volcanoclastiques et sédimentaires, dans laquelle on trouve des filons-couches gabbroïques et pyroxénitiques.

Il est possible que le contact entre ces deux assemblages soit de nature tectonique. Ce contact est linéaire, non repris par le synforme P₃ qui déforme le tuf à blocs (Wtuf); la polarité sud des séquences basaltiques (Wbas) dans l'assemblage supérieur (coupe BB', carte n° 2094C) est incompatible avec celle imposée par ce pli dont le flanc sud se doit d'avoir une polarité nord. Le contact délimite deux domaines structuraux : au nord, la foliation tardive (S₂) est d'orientation NW (figure 22) tandis qu'au sud elle est ENE (figure 23); finalement, ce contact coïncide à peu près avec l'isograde de la hornblende.

On ignore la proportion et la nature de la lithostratigraphie retranchée de la base du Groupe de Watts par le décollement qui sépare ce groupe du socle. La présence de carbonates, au-dessus du socle non cisailé (figure 3), pourrait représenter un contact sédimentaire initial.

Le caractère détritique hétérogène et volcanoclastique mafique des faciès constituant l'assemblage inférieur ainsi que la séquence basaltique dans l'assemblage supérieur sont compatibles respectivement avec un environnement de rift continental et la naissance d'un bassin océanique.

Un modèle de l'évolution tectonique de la région se doit de tenir compte des critères suivants :

- Premièrement, de l'accumulation de roches volcanogènes et sédimentaires dans un contexte de rift et de bassin océanique embryonnaire. Le contact tectonique à la base de ces séquences ne permet pas d'évaluer la nature de leur substrat.
- Deuxièmement, de l'apport en sédiments volcanoclastiques felsiques à intermédiaires suivi de l'intrusion granodioritique et gabbroïque de ces assemblages. La présence d'intrusions de composition similaire dans le socle (voir Kretz 1961, Taylor 1974 et 1982, Hervet 1986, et Tremblay 1986) laisse supposer que le Watts était sialique.
- Troisièmement, du régime de compression, de polarité sud, qui s'est établi ultérieurement à la formation du bassin volcanosédimentaire et de la phase intrusive.

Ces observations sont compatibles avec le développement d'un bassin inter-arc ou «back-arc basin» (Karig, 1972), résultant de l'extension de la croûte océanique ou continentale (Scholz *et al.*, 1971; Tarney *et al.*, 1976) et associé à une zone de subduction (voir aussi Busby & Spera [1988] pour un exposé sur la lithostratigraphie d'un tel environnement). Cette hypothèse, toutefois, requiert le support d'une analyse géochimique des coulées volcaniques et des intrusions ignées.

Le Groupe de Chukotat est, quant à lui, un assemblage très distinct du Groupe de Watts et pourrait constituer un équivalent distal des basaltes observés au nord de la faille Bergeron. D'autre part, la nature inverse de cette faille suggère plutôt que le Watts proviendrait originelle-

ment d'un niveau structural moins élevé que le Chukotat et, qu'à l'instar du Groupe de Povungnituk, il serait plus âgé. En fait, la composition du Watts diffère peu du Sous-Groupe de Beauparlant au sud du terrain étudié (i.e. Moorhead, 1986b), tandis que les basaltes du Watts sont similaires à ceux du Groupe de Povungnituk (D. Lamotte, comm. pers., 1987).

La juxtaposition du Groupe de Watts, à polarité inversée vers le sud, sur le Groupe de Chukotat, à polarité vers le nord, donne lieu à une configuration de pli macroscopique dont la charnière est localisée au nord de la Fosse de l'Ungava et correspond à l'antiforme Kovik de Hoffman (1985). Le flanc sud de cet antiforme, contenant le Groupe de Watts, est recoupé par la faille Bergeron. St-Onge *et al.* (1988) ont montré que la faille Bergeron demeure au-dessus du socle, à son extrémité est. À l'ouest, il est concevable qu'elle atteigne le socle en profondeur.

Plutôt que d'associer le Groupe de Watts à la bordure opposée d'un bassin océanique par rapport au Groupe de Povungnituk (i.e. Hynes & Francis, 1982), il est possible que ces unités représentent des faciès équivalents provenant d'un niveau stratigraphique inférieur à celui du Groupe de Chukotat (figure 28A). De même, leur substrat respectif, représenté par le Groupe de Déception pour les séquences du Watts et par la Formation de Perron pour celles du Povungnituk, sont, de toute évidence, de nature très similaire (J. Moorhead, comm. pers., 1987). Ces unités ont été soumises à une première phase d'imbrication (figure 28B) associée au décollement retrouvé entre le socle et les unités de la Fosse, mais dont le contact discordant originel est partiellement préservé le long de la bordure sud de la Fosse (Taylor, 1982 et St-Onge *et al.* 1986 et 1988). Il n'est pas possible d'évaluer le déplacement encouru le long de ce décollement. À l'encontre de la conclusion de Doig (1987), l'hypothèse de Hoffman (1985) sur l'allochtonie de la Fosse est donc encore très concevable. L'imbrication du Chukotat est assignée à cette première phase de déformation. Un épisode ultérieur d'imbrication représenté par la faille Bergeron provoque le recouplement et l'inversion de la tectonostratigraphie dans la région du lac Bilson (figure 28C).

L'anticlinorium est représenté par l'antiforme Kovik de Hoffman (1985) et le synclinorium est celui dont ont parlé St-Onge *et al.* (1988) et qui est situé à l'est de la Fosse. Le gradient métamorphique identifié dans la région étudiée (figure 12) reflète un accroissement du métamorphisme en profondeur vers le nord, antérieur à la formation de l'anticlinorium. Le niveau de déformation reconnu dans le Groupe de Déception et non dans celui de la Formation de Perron indique que seul le socle au nord de la fosse de l'Ungava a été imbriqué.

Alors que les deux premières phases de déformation, d'axes de compression de direction N-S, peuvent se situer dans le même contexte cinématique, la troisième phase de déformation semble indépendante, puisqu'elle est reliée à des axes de compression de direction NE-SW.

Finalement, le type de déformation du socle au nord de la Fosse de l'Ungava est caractérisé par des structures en forme de dôme et des quilles synclinales (par exemple,

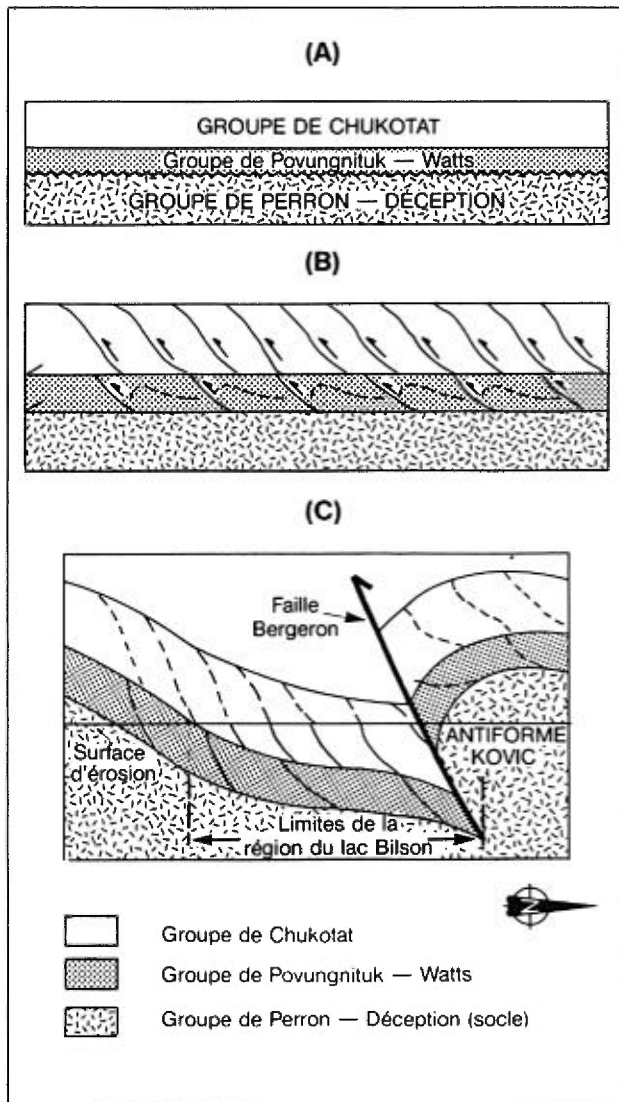


FIGURE 28 — Historique de la déformation de la Fosse de l'Ungava. En A, les Groupes de Déception et de Watts sont interprétés comme étant respectivement équivalents aux Groupes de Perron et de Povungnituk, le Groupe de Chukotat se situant stratigraphiquement à un niveau plus élevé. En B, l'imbrication de ces séquences s'est effectuée indépendamment dans les Groupes de Povungnituk-Watts et de Chukotat, suivant un décollement à la base de ces unités. Ici, le contact tectonique entre le socle et le Groupe de Povungnituk-Watts ne coïncide pas nécessairement avec le contact de nature initialement discordante démontré en A. En C, la poursuite de la contrainte régionale de polarité sud provoque le développement d'un anticlinorium (antiforme Kovic) et d'un synclinorium (Fosse de l'Ungava) et le recoupement tardif de la succession tectonostratigraphique illustrée en B par la faille Bergeron.

Taylor 1982 et Doig 1987) dont l'origine est attribuée par Baragar *et al.* (1986), à la remontée isostatique du socle dans sa couverture. L'étude effectuée dans la région du lac Bilson montre plutôt que ces structures sont le résultat d'un patron d'interférence d'axes de plis d'orientation NW-SE et E-W reprenant le contact socle-Fosse.

Potentiel économique

La Fosse de l'Ungava comporte plusieurs contextes de minéralisation, le plus souvent identifié étant celui d'ori-

gine magmatique associé à des gîtes de Ni-Cu et de EGP dans les unités ultramafiques à mafiques du Groupe de Chukotat (i.e. Barnes *et al.*, 1982; Giovenazzo, 1985). Les équipes du MER ont répertorié de nombreux indices provenant de diverses lithologies et associés, dans certains cas, à des zones de cisaillement (voir Giovenazzo & Lefebvre, 1986). La région du lac Bilson recèle aussi un potentiel métallifère non négligeable. Toutefois, les indices intéressants se retrouvent surtout dans le Groupe de Watts et ce, en dépit de l'attention portée à la recherche du potentiel métallifère des unités du Groupe de Chukotat. La base du Chukotat, d'intérêt économique relativement élevé, n'est que peu représentée dans le territoire cartographié. De plus, les intrusions ultramafiques y sont peu nombreuses et de dimensions restreintes, ce qui diminue considérablement leur intérêt économique (D. Giovenazzo, comm. pers., 1987). À l'exception d'une valeur de 0,07 % Ni, dans un filon-couche ultramafique sis dans la séquence de basalte à pyroxène (indice n° 14 sur la carte n° 2094A, hors texte), ces intrusions n'ont révélé aucun résultat probant.

Dans le Groupe de Watts, des indices ont été trouvés dans des zones rouillées de dimensions décimétriques à métriques (figure 29). Ainsi, des valeurs de 0,14 % Ni (indice n° 1 sur la carte n° 2094B, hors texte) et de 0,04 % Cu et 0,04 % Zn (indice n° 9 sur la carte n° 2094A, hors texte) sont associées à l'unité de pyroxénite au nord et au sud de la région respectivement. Une valeur de 1 g/t Au a été obtenue dans des blocs de quartz massifs et rouillés reposant sur un affleurement de gabbro dans la partie centrale de l'assemblage basaltique (indice n° 10 sur la carte n° 2094A, hors texte). Un dyke de composition mafique, de largeur décimétrique et recoupant un gabbro avec litage magmatique à l'ouest de la granodiorite (indice n° 12 sur la carte n° 2094A, hors texte) a présenté une valeur de 0,17 % Cu. Des valeurs de 0,06 % Cu et 0,04 % Ni ont été obtenues pour des blocs épars très rouillés dans des basaltes, au sud de la granodiorite (indice n° 13 sur la carte n° 2094A, hors texte). La séquence de tufs rubanés

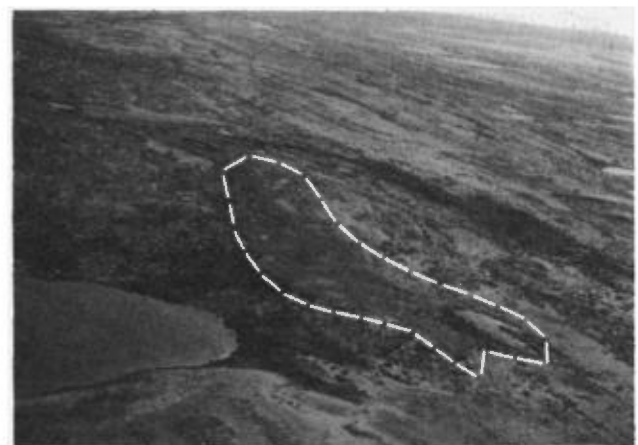


FIGURE 29 — Vue aérienne vers le NW montrant une des zones rouillées (en tiretés) observées dans des schistes amphibolitiques du Groupe de Watts au nord de l'intrusion granodioritique. Cet horizon s'étend sur 50 m de largeur et sur 200 m de longueur. Le contenu métallifère de cette zone n'a pas encore été déterminé.

entre la granodiorite et le socle contient des zones rouillées avec des valeurs atteignant 0,05 % Cu (indice n° 3 sur la carte n° 2094A, hors texte) et 0,05 % Ni (indice n° 4 sur la carte n° 2094A, hors texte).

Une zone importante d'affleurements rouillés comportant par endroits 5 à 8 % de pyrite-pyrrhotine a été identifiée le long de la faille d'orientation N-S près du contact est de l'intrusion granodioritique (indice n° 6 sur la carte n° 2094A, hors texte). C'est aussi le site d'une anomalie aéromagnétique majeure. Les valeurs métallifères ne sont pas disponibles. Cependant, un indice mineur localisé à l'extrémité nord de cette faille (indice n° 5 sur la carte n° 2494A, hors texte) a donné une valeur de 0,03 % Cu et 0,02 % Ni.

L'origine de cette faille est attribuée à un contraste de compétence lithologique imposé par la présence de ce massif granodioritique au cours de la déformation.

Une attention particulière a été accordée, aux zones de cisaillement d'échelles diverses, caractérisées par un niveau d'altération supérieur à la roche environnante et ce, en l'absence de zones rouillées ou de sulfures (figure 30). Les résultats obtenus sont les suivants : une valeur de 0,04 % Ni fut obtenue pour un gabbro cisailé le long de la faille Bergeron (indice n° 8 sur la carte n° 2094A, hors texte); des valeurs de 0,08 % Cu et 0,02 % Ni ont été décelées au contact encaissant entre le gabbro et la granodiorite (indice n° 11 sur la carte n° 2094A, hors texte), qui est cisailé et caractérisé par la présence de sulfures massifs dans des veines de quartz d'épaisseur centimétrique; une valeur de 0,08 % Zn est apparue près du nez du synforme macroscopique défini par le tuf à blocs (indice n° 7



FIGURE 30 — Zone de cisaillement recoupant les schistes amphibolitiques au nord de la quille synclinale du Groupe de Watts (indice minéralisé n° 2 sur la carte n° 2094B, hors texte). Cette zone est caractérisée par un degré élevé de chloritisation.

sur la carte n° 2094A, hors texte), dans une des nombreuses zones carbonatisées du Watts; une valeur de 0,04 % Zn a été trouvée dans une zone de cisaillement d'épaisseur métrique recoupant des tufs rubanés, près du contact socle-Watts (indice n° 2 sur la carte n° 2094B, hors texte). Ces valeurs sont bien au-delà des valeurs moyennes généralement obtenues dans la Fosse, ce qui indique fortement l'implication des solutions liées au métamorphisme tardif (voir le chapitre précédent sur le métamorphisme) dans la mobilisation de solutions minéralisées, et dont la propagation aurait été facilitée par la présence de cisaillements et de failles.

Références

- AVRAMTCHEV, L., 1982 — Région de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-897.
- BARAGAR, W.R.A., 1974 — Volcanic studies in the Cape Smith-Wakeham Bay Belt, New Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 74-1A, pages 155-157.
- BARAGAR, W.R.A. — HERVET, M. — CHARLAND, M., 1986 — Structural character and plutonic setting at the western end of the Ungava Trough. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 41-43.
- BARAGAR, W.R.A. — SCOATES, R.F.J., 1981 — The Circum-Superior belt : a Proterozoic plate margin? *In* : Precambrian Plate Tectonics; A. Kröner *editor*. Elsevier, Amsterdam; pages 297-330.
- BARNES, J.J. — COATS, C.J.A. — NALDRETT, A.J., 1982 — Petrogenesis of a proterozoic nickel sulfide komatiite association, The Katinik sill, Ungava Québec. *Economic Geology*; Volume 77, pages 413-429.
- BEALL, G.H., 1959 — Région du lac Cross, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-396.
- 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. Jr., 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 Cap-Smith-Wakeham Bay, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-355.
- 1959 — La région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-392.
- BUSBY-SPERA, C.J., 1988 — Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California : Evidence from a marine volcanoclastic apron. *Geological Society of America Bulletin*; Volume 100, pages 218-233.
- BUDKEWITSCH, P., 1986 — Some preliminary observations on the structural style in a part of the Ungava trough, New Quebec. *In* : Exploration en Ungava : données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 45-50.
- COATS, C.J.A., 1982 — Geology and nickel sulfide deposits of the Raglan area, Ungava, Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-40480.
- DE MONTIGNY, P.-A., 1959 — La région de la rivière Déception supérieure, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-398.
- DIMROTH, E. — BARAGAR, W.R.A. — BERGERON, R. — JACKSON, G.D., 1970 — The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. *In* : Precambrian Basins and Geosynclines of the Canadian Shield; A.E. Baer *editor*. Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 45-142.
- 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.
- 1987 — 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*; volume 24, pages 813-825.
- FAHRIG, W.F. — IRVING, E. — JACKSON, G.D., 1971 — Paleomagnetism of the Franklin diabases. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 8, pages 455-467.
- 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. *Contribution 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.
- FRYER, B.J., 1972 — Age determinations in the Circum-Ungava Geosyncline and evolution of Precambrian banded iron formations. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 9, pages 652-663.
- GÉLINAS, L., 1961 — Watts Lake area, New Quebec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-471.
- GIBB, R. — THOMAS, M.D. — LAPOINTE, P.L. — MUKHOPADHYAY, M., 1983 — Geophysics of proposed sutures in Canada. *Precambrian Research*; Volume 19, pages 349-384.
- GIOVENAZZO, D., 1985 — Étude des minéralisations du secteur centre de la Fosse de l'Ungava : région des lacs Nuvilik et Cecilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-13.
- GIOVENAZZO, D. — LEFEBVRE, C., 1986 — Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 73-74.
- GOLD, D.P., 1962 — Preliminary report on Lake Brisebois area, New Quebec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-470.
- HERVET, M., 1986 — Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 21-29.
- 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. — FRANCIS, D.M., 1982 — A transect of the Early Proterozoic Cape Smith Fold belt, New Quebec. *Tectonophysics*; Volume 88, pages 23-59.
- KARIG, D.E., 1972 — Remnants arcs. *Geological society of America Bulletin*; Volume 83, pages 1057-1068.
- KRETZ, R., 1961 — Observations géologiques dans le nord du Nouveau-Québec. *Commission géologique du Canada*; Paper 60-12.
- LAMOTHE, D. — PICARD, C. — MOORHEAD, J., 1984 — Bande de Cap Smith-Maricourt région du lac Beauparlant, Nouveau-Québec. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 84-39.
- MOORHEAD, J., 1986a — Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 86-01 (carte annotée).
- 1986b — Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 86-31 (carte annotée).
- 1989 — Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; ET 87-10.
- NEWTON, R.C., 1966 — Kyanite-sillimanite equilibrium at 750 °C. *Science*; Volume 151, pages 1222-1225.
- PICARD, C., 1989 — Lithochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du Lac Lanyan). *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; ET 87-14.
- ROY, C., 1985 — Région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 85-15 (carte annotée).
- 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. *Geological Survey of Canada*; Paper 86-1A.
- ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B., 1986 — Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava Trough), Quebec. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DV 86-16.
- ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B. — SCOTT, D.J. — BÉGIN, N.J. — HELMSTAEDT, H. — CARMICHAEL, D.M., 1988 — Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-fill transitional-crust, and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, northern Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 88-1C, pages 1-18.
- SCHIMANN, K., 1978 — On regional metamorphism in the Wakeham Bay area, New Quebec. *In* : *Metamorphism in the Canadian Shield*. *Geological Survey of Canada*; Paper 78-10, pages 245-248.
- SCHOLZ, C.H. — BARAZANGI, M. — SBAR, M.L., 1971 — Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic inter-arc basin. *Geological Society America Bulletin*; Volume 82, pages 2979-2990.
- STAM, J.C., 1961 — On the geology and petrology of the Cape Smith - Wakeham Bay belt, Ungava, Quebec. *Geologie en Mijnbouw*; volume 40, pages 412-421.
- STEVENSON, I.M., 1968 — A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New-Quebec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Canada*; Memoire 356.
- STEWART, R.V., 1976 — Geology of the Asbestos Hill area. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; Volume 69, pages 62-69.
- SUK, M., 1983 — Petrology of metamorphic rocks. *Academia, Prague*; 322 pages.
- TARNEY, J. — DALZIEL, I.W.D. — DE WIT, M.J., 1976 — Marginal basin «Rocas Verdes» Complex from S. Chile : A model for Archean Greenstone belt formation. *In* : *The early history of the earth*; B.F. Windley editor. *Wiley, London*; pages 131-146.
- TAYLOR, F.C., 1974 — Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*; Paper 74-21.
- 1982 — Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*; Mémoire 399.
- TAYLOR, F.C. — LOVERRIDGE, W.D., 1985 — A Rb-Sr study of granitoid intrusive rocks of the Cape Smith belt, Northern Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 85-1A.
- 1981 — A Rb-Sr study of a New Quebec Archean granodiorite. *In* : *Rb-Sr and U-Pb isotopic Age Studies*. *Geological Survey of Canada*; Paper 81-1C.
- TREMBLAY, G., 1985 — Géologie de la région du lac Vanasse. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 85-29 (carte annotée).
- 1987 — Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; DP 86-30 (carte annotée).
- 1989 — Géologie de la région du lac Vanasse, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; ET 87-08.
- TURNER, F.J., 1981 — *Metamorphic petrology : Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*. *McGraw-Hill, N.Y.*; 524 pages.
- WESTRA, L., 1978 — Metamorphism in the Cape Smith-Wakeham Bay area, north of 61°N, New-Quebec. *In* : *Metamorphism in the Canadian Shield*. *Geological Survey of Canada*; Paper 78-10, pages 237-244.
- ZINDLER, A., 1982 — Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In* : *Komatiites*. N.T. Arndt and E.C. Nisbet editors. *Allen and Unwin, London*; pages 399-420.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Service de la géochimie et de la géophysique