

ET 91-07

GEOLOGIE DE LA REGION DE LA BAIE KORAK (FOSSE DE L'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.

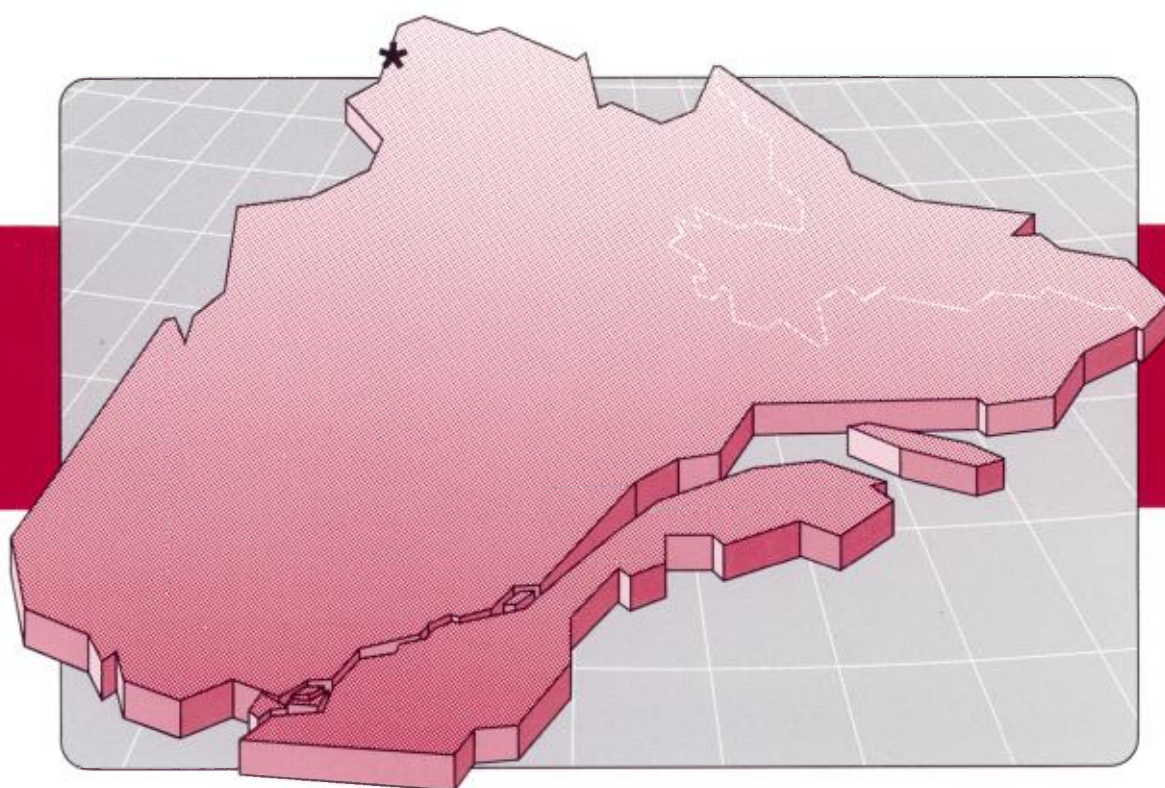
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région de la baie Korak (Fosse de l'Ungava)

N'Golo Togola

ET 91-07



Géologie de la région de la baie Korak (Fosse de l'Ungava)

N'Golo Togola

ET 91-07

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 : M. Bélanger (par intérim)

Manuscrit soumis le 90-05-01

Accepté pour publication le 91-10-01

Lecteur critique

D. Lamothe

Éditeur

Groupe Géorex inc.

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 région cartographiée comprend des roches volcanosédimentaires aphébiennes reposant en discordance angulaire faillée sur un socle métamorphique archéen. Le socle archéen (Formation de Perron) est constitué de granite et de granodiorite foliés à gneissiques renfermant par endroits des enclaves de schiste à amphibole. Les roches volcanosédimentaires appartiennent aux groupes stratigraphiques de Povungnituk et de Chukotat.

Le Groupe de Povungnituk est formé essentiellement de roches sédimentaires (Sous-groupe de Lamarche) dans sa partie inférieure et de roches volcaniques (Sous-groupe de Beuparlant) dans sa partie supérieure. Le Sous-groupe de Lamarche, constitué d'ardoise, de siltstone, de sédiments ferrugineux et cherteux (formation de fer), de grès et grès conglomératique, est interlité de coulées massives de basalte. Le Sous-groupe de Beuparlant, quant à lui, regroupe des coulées massives et coussinées de basalte interlitées de minces horizons d'ardoise et de grès. La partie sommitale du Sous-groupe de Beuparlant présente très localement un assemblage de roches volcanoclastiques constitué de tuf laminé et lité, de brèche et de sédiments ferrugineux et cherteux. Plusieurs filons-couches de gabbro, différenciés par endroits, ont envahi la partie sommitale du Sous-groupe de Beuparlant.

Le Groupe de Chukotat est essentiellement constitué de coulées coussinées de basalte différencié à olivine, pyroxène, pyroxène-plagioclase et plagioclase.

On identifie dans la région les trois phases de déformation qui ont affecté la Fosse de l'Un-gava : la première (D₁) et la deuxième (D₂) sont orientées E-W tandis que la troisième (D₃) est orientée N-S.

La région recèle quelques indices minéralisés : les minces interlits d'ardoise dans les coulées basaltiques ou en contact avec les intrusions gabbroïques sont, en général, fortement minéralisés en sulfures massifs ou contiennent de la pyrite, de la pyrrhotite ou de la chalcopyrite disséminées.



Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Objectifs et localisation	2
Méthode de travail	2
Climat	2
Faune et flore	2
Remerciements	2
GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA FOSSE DE L'UNGAVA	3
Socle archéen	3
Socle du Supérieur	3
Socle du Churchill	3
L'Aphébien	4
Groupe de Povungnituk	4
Groupe de Chukotat	4
Groupes de Parent, de Spartan et de Watts	4
L'Hadrymien	5
Métamorphisme	5
Structure	5
LITHOSTRATIGRAPHIE	7
Socle archéen	7
Formation de Perron (unités P)	7
Roches intrusives (unité I)	8
Fosse de l'Ungava	8
Groupe de Povungnituk	8
Sous-groupe de Lamarche (unités L)	8
Conglomérat ou grès conglomératique (épaisseur non cartographiable)	8
Sédiments ferrugineux (unité Lffé)	9
Grès (unité Lg)	9
Sous-groupe de Beauparlant (unités B)	10
Basalte tholéiitique (unité Bba)	10
Unités sédimentaires et volcanoclastiques (unités Basg et Bvo)	11
Ardoise, siltstone et grès (unité Basg)	11
Volcanoclastites (unité Bvo)	13
Sédiments ferrugineux (unité Bffe)	13
Groupe de Chukotat (unités C)	14
Basalte à olivine (unité Cbol)	14
Basalte à pyroxène (unité Cbpx)	15
Basalte à plagioclase (unité Cbpl)	16

Basalte à pyroxène-plagioclase (unité Cbpp)	18
Brèches volcaniques (unité Cbrv)	18
Roches intrusives aphébiennes (unités 2, 3 et 4)	19
Roches intrusives hadryniennes (unité Dia).....	20
GÉOCHIMIE	21
Groupe de Povungnituk	21
Groupe de Chukotat	21
STRUCTURE	23
MÉTAMORPHISME	25
Socle archéen au sud de la Fosse de l'Ungava	25
Fosse de l'Ungava	25
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	27
RÉFÉRENCES	29
ANNEXE I	
Résultats des analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en traces) des basaltes du Groupe de Povungnituk et du Groupe de Chukotat	33
ANNEXE II	
Résultats des analyses chimiques des indices minéralisés	37
HORS-TEXTE	
Carte n° 2143A - Géologie de la région de la baie Korak (feuilles 35 C/12 et 35 C/11W) à l'échelle de 1 : 50 000	
Carte n° 2143B - Géologie de la région de la baie Korak (feuilles 35 D/16E et 35C/13W) à l'échelle de 1 : 50 000	
Carte n° 2143C - Géologie de la région de la baie Korak (feuilles 35 C/13E et 35 C/14W) à l'échelle de 1 : 50 000	

Objectifs et localisation

Les travaux de terrain effectués durant l'été 1988 se situent dans la phase finale du projet de cartographie (à l'échelle de 1 : 50 000) de la moitié Ouest de la Fosse de l'Ungava entrepris par le ministère de l'Énergie et des Ressources en 1983. La région cartographiée s'étend sur une superficie de 1 600 km² à l'est du village d'Akulivik, entre la longitude 77°15', la baie Korak et les latitudes 60°38' et 61°00' (figure 1). Elle correspond aux feuillets topographiques 35D/16E, 35C/13, 35C/14W, ainsi qu'aux demies nord des feuillets 35C/12 et 35C/11W du découpage SNRC.

Les présents travaux de cartographie font suite à ceux effectués récemment plus à l'est, dans le cadre du même

projet, par Moorhead (1986a, 1986b et 1988), Barrette (1990b), Tremblay (1985 et 1986a), Hervet (1985), Roy (1985) et Lamothe *et al.* (1984), ainsi qu'au nord par Barrette (1990a).

Méthode de travail

Les travaux de cartographie ont été effectués à partir d'un camp de base établi à 2,5 km au sud-est du village d'Akulivik. Quatre équipes de deux membres ont bénéficié du transport par hélicoptère au début et à la fin de leurs cheminements quotidiens. Ces cheminements, espacés de 1 à 2 km et d'une longueur variant de 7 à 10 km, furent effectués perpendiculairement à la direction des strates et de la structure principale. Les affleure-

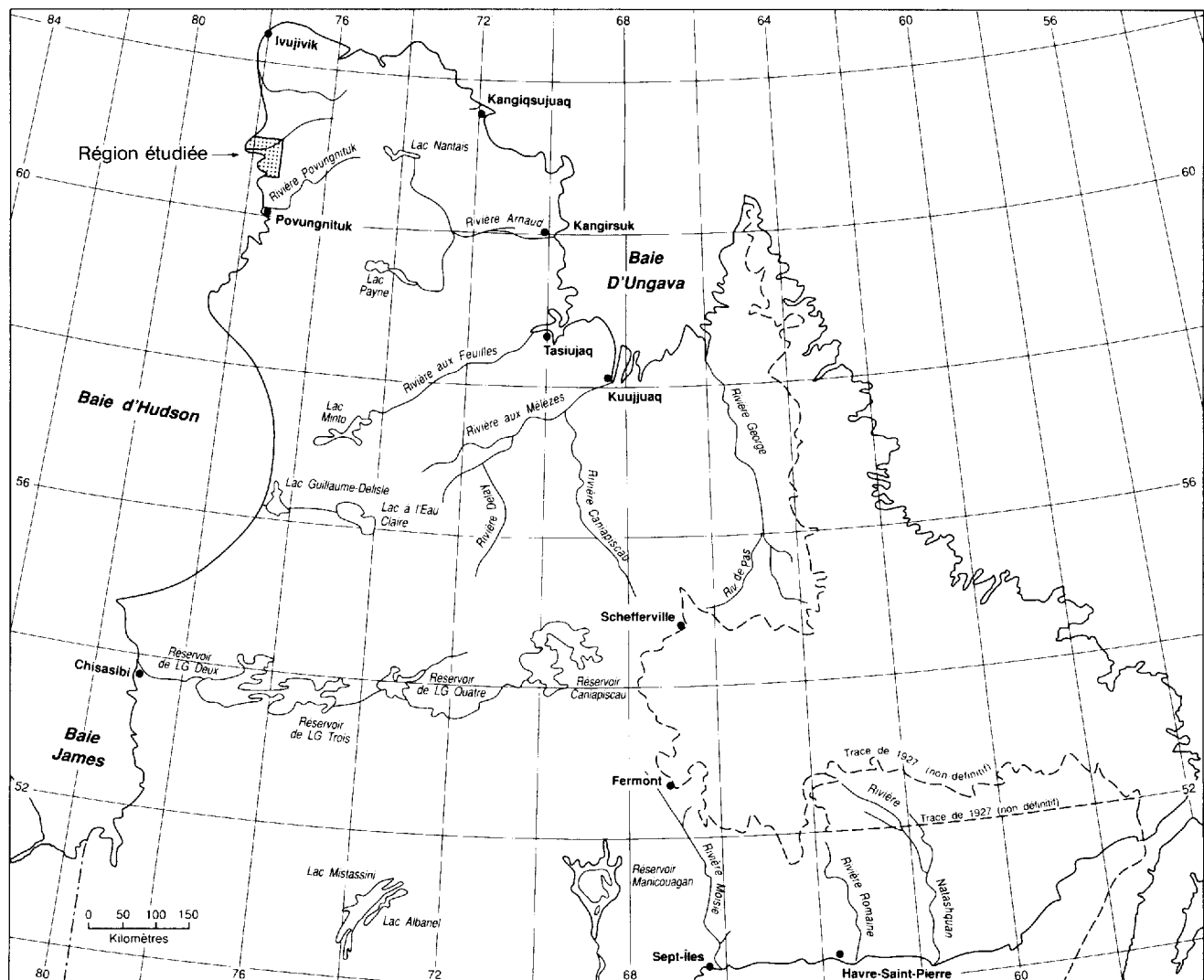


FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée.

ments, les contacts lithologiques et les linéaments structuraux ont d'abord été localisés sur des photographies aériennes à l'échelle de 1 : 40 000 du gouvernement du Canada, puis reportés sur des fonds de carte topographique pour fins de compilation. En outre, les données structurales ont été notées et un échantillonnage rigoureux a été effectué ainsi qu'une identification et une description de chaque lithologie.

Climat

La partie nord de la péninsule de l'Ungava a un climat typique de l'Arctique. Les températures annuelles et les précipitations y sont parmi les plus faibles au Québec. La température moyenne durant la période estivale, de l'ordre de 10 °C, oscille entre -5 et 20 °C.

Les précipitations de neige, bien que rares, se poursuivent jusqu'à la disparition de la couverture neigeuse, c'est-à-dire vers la fin du mois de juin. Cependant, la neige peut persister durant presque toute la période estivale dans les zones escarpées. Quant au dégel des lacs, il se produit durant le mois de juillet.

Faune et flore

Les oiseaux les plus visibles sont les buses pattues d'Amérique, les harfangs des neiges, les perdrix, les

outardes et les labbes à longue queue. Les caribous et les lemmings sont les animaux les plus abondants dans ce désert arctique. En outre, on trouve des renards, des belettes, des lièvres et des loups.

La végétation est constituée principalement de mousses et de lichens communément désigné par le terme «mousse de caribou». Des aulnes nains, des herbes et des fleurs poussent sur certains sites de basse altitude, notamment dans le creux de certaines vallées ainsi que sur le flanc de certaines pentes abruptes à l'abri du vent.

Remerciements

Je tiens à remercier particulièrement Daniel Lamothe pour s'être occupé de la logistique du travail de terrain et aussi pour ses remarques judicieuses et ses critiques constructives dans l'élaboration de la présente étude géologique.

Mes remerciements vont également aux géologues seniors Claude Champagne, André Davelluy et Lukébamoko Maduda, ainsi qu'aux aides-géologues Lison Aylwin, Marie-Andrée Cimon, Éric Lemieux, Brenda Annautak et Simon Mukimmuk.

Géologie générale de la Fosse de l'Ungava

Le secteur étudié chevauche les provinces géologiques du Supérieur et de Churchill : il comprend les roches de la ceinture volcanosédimentaire de la Fosse de l'Ungava et du socle métamorphique sous-jacent (figure 2). L'assemblage volcanosédimentaire aphébien (dont l'âge varie de 1,96 à 1,87 Ga [Parish dans St-Onge & Lucas, 1986] repose en discordance angulaire sur les gneiss granodioritiques de la province du Supérieur (2,32 à 2,76 Ga : Beall *et al.*, 1963; Beall, 1977; Stevenson, 1968; Taylor & Loveridge, 1981; Taylor, 1982).

Socle archéen

Le socle archéen (Supérieur et Churchill) encaisse la Fosse de l'Ungava et affleure sur les flancs sud, est et nord de cette dernière (figure 2).

SOCLE DU SUPÉRIEUR

Le socle archéen au sud de la Fosse de l'Ungava est constitué d'un assemblage de granite-granodiorite gneis-

sique à folié renfermant des quantités variables d'enclaves de roches métavolcaniques et métasédimentaires (Stevenson, 1968; Taylor, 1982). Ces unités sont recoupées par des dykes de pegmatite et des intrusions de roches felsiques, mafiques et ultramafiques. Le socle du Supérieur a été fortement déformé et métamorphisé au cours des orogénèses kénoréenne et hudsonienne (Stevenson, 1968; Taylor, 1982).

SOCLE DU CHURCHILL

Le socle archéen du Churchill, situé au nord et à l'est de la Fosse, se compose de gneiss granitiques et granodioritiques, de migmatites ainsi que de paragneiss. Les roches de cette province structurale montrent les effets marqués d'une suremprise tectonique et métamorphique témoignant des conséquences de la surimposition de l'orogénèse hudsonienne sur l'orogénèse kénoréenne (Westra, 1978; Taylor, 1982; Doig, 1983; Hervet, 1985 et 1986).

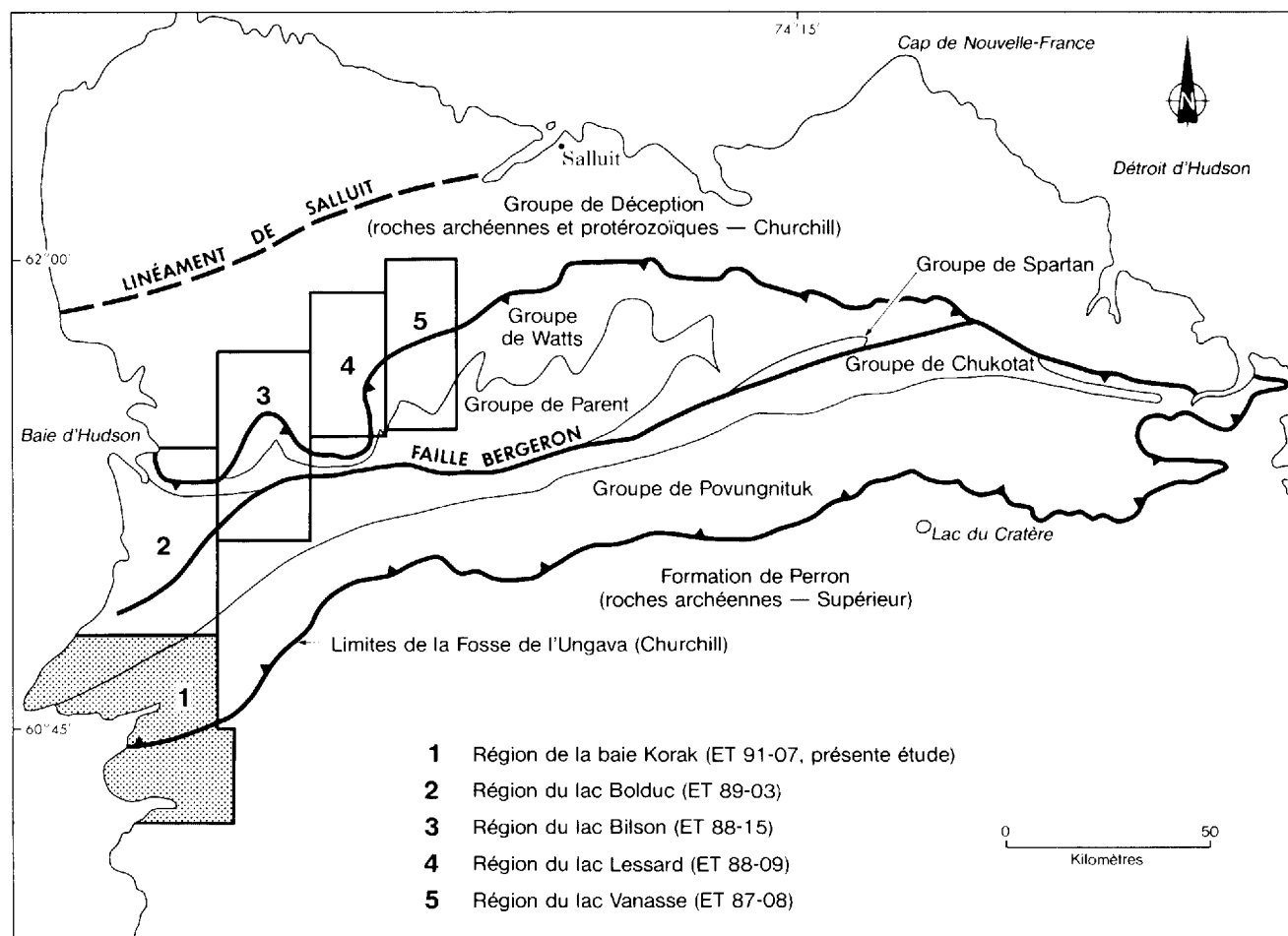


FIGURE 2 — Esquisse de la géologie régionale et localisation de la région de la baie Korak (présente étude).

L'Aphébien

La Fosse de l'Ungava, d'âge aphébien (Beall *et al.*, 1963; Zindler, 1981; Parish dans St-Onge & Lucas, 1986), forme la partie sud de la province de Churchill dans la péninsule de l'Ungava. La Fosse de l'Ungava s'étend sur une longueur de 350 km, de la baie d'Hudson à la baie d'Ungava. Elle représente la limite septentrionale du géosynclinal Circum-Ungava de Dimroth *et al.* (1970) et de la bande Circum-Supérieur de Baragar & Scoates (1981). La ceinture de l'Ungava est formée d'unités de roches volcaniques et sédimentaires avec des intrusions de composition ultramafique à felsique.

L'assemblage volcanosédimentaire de la Fosse se subdivise en cinq groupes stratigraphiques majeurs comprenant du sud vers le nord : le Groupe de Povungnituk, le Groupe de Chukotat, le Groupe de Parent, le Groupe de Spartan et le Groupe de Watts (figure 2). Seuls les deux premiers groupes sont observés dans la région cartographiée.

GRUPE DE POVUNGNITUK

Le Groupe de Povungnituk (figure 2) repose en discordance angulaire sur le socle archéen de la province du Supérieur (Bergeron, 1959; Taylor, 1982; Lamothe *et al.* 1984; Moorhead, 1986a; St-Onge *et al.*, 1986; Togola, 1989). Le Povungnituk se subdivise en deux principales unités (Lamothe *et al.*, 1984) : le Sous-groupe de Lamarche et le Sous-groupe de Beauparlant.

Le *Sous-groupe de Lamarche*, constitué essentiellement de roches sédimentaires, forme la partie inférieure du Groupe de Povungnituk. Le Lamarche se compose de conglomérat, grès, siltstone, phyllade, ardoise graphiteuse, sédiments ferrugineux, calcaire et dolomie. Cet assemblage sédimentaire renferme quelques minces interlits de coulées basaltiques et est injecté de filons-couches de gabbro.

Le *Sous-groupe de Beauparlant*, formé principalement de roches volcaniques, surmonte stratigraphiquement le Lamarche. Cette séquence volcanique est constituée de coulées massives ou coussinées de basalte tholéitique, bréchique par endroits (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, sous presse). Ces coulées de laves sont interstratifiées de minces horizons de volcanoclastites (brèches, tufs lités à lapillis) et de sédiments (dolomie, grès, conglomérat, siltstone, phyllade et chert). Ces séquences sont interprétées comme ayant été déposées sur une croûte continentale en marge d'un continent (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1981 et 1983), correspondant à la bordure nord de la province du Supérieur. Plusieurs filons-couches de ferrogabbro ont envahi la partie supérieure du Sous-groupe de Beauparlant.

GRUPE DE CHUKOTAT

Le Groupe de Chukotat (figure 2) se compose essentiellement de coulées basaltiques coussinées, très peu déformées, formant une série monoclinale inclinée vers le nord (Moorhead, 1988; Picard, sous presse). Ces basaltes, de composition komatiitique à tholéitique pauvre

en titane, présentent des analogies morphologiques et géochimiques marquées avec les basaltes des fonds océaniques récents (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1989a et 1989b). Des filons-couches de composition mafique à ultramafique recourent l'empilement volcanique, particulièrement à la base du Groupe de Chukotat. Le Chukotat est coiffé par endroits de minces horizons de sédiments et de volcanoclastites (Roy, 1985; Moorhead, 1986a et 1988).

La séquence volcanique du Chukotat marque la transition entre une croûte océanique primitive et une croûte océanique plus évoluée montrant une ressemblance marquée avec celles des fonds marins des bassins océaniques récents (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1986b).

Le contact entre le Chukotat et le Povungnituk a été un sujet de controverse. Il fut interprété comme une discordance angulaire par Bergeron (1957 et 1959), Demontigny (1959) et Beall (1959). Hynes & Francis (1982), ainsi que Taylor (1974 et 1982) suggèrent plutôt un contact stratigraphique, tandis que Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985), Moorhead (1986a et 1986b) et St-Onge *et al.* (1986 et 1988) définissent un contact de faille de chevauchement.

Dans le secteur cartographié, le contact entre le Povungnituk et le Chukotat est injecté de filons-couches de gabbro différencié. La roche est parfois très cisailée et ankéritisée le long de cet horizon repère cerné par des failles de chevauchement.

GROUPES DE PARENT, DE SPARTAN ET DE WATTS

Le *Groupe de Parent* (Lamothe *et al.*, 1984) est situé au nord de la faille Bergeron (figure 2). Il se compose de volcanites mafiques, de pyroclastites et de métasédiments injectés d'intrusions mafiques à felsiques.

Le *Groupe de Spartan* (Lamothe *et al.*, 1984) est constitué de métavolcanites et de métasédiments insérés entre le Groupe de Watts et la faille Bergeron (figure 2).

Le *Groupe de Watts* (Lamothe *et al.*, 1984) affleure au nord d'un linéament majeur, la faille Bergeron (figure 2), qui recoupe la Fosse de l'Ungava sur une distance de 300 km. Il est cerné de part et d'autre par des contacts tectoniques. Au sud, il chevauche l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat, de type proto-rift océanique (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1989a et 1989b). Au nord, le Watts repose en contact faillé sur le Groupe de Déception (Coats, 1982; Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Tremblay, 1986a et 1986b).

Le Groupe de Watts renferme dans sa partie inférieure un mince placage de métasédiments surmonté de coulées massives de basalte déformé. Plusieurs plutons de gabbro, dunite, périclase, pyroxénite, diorite quartzifère, granodiorite, monzogabbro, monzonite et granite recourent les unités du Watts. Des intrusions tarditectoniques à post-tectoniques de gabbro, diorite, tonalite, granodiorite et granite envahissent également le Watts (Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Tremblay, 1985 et 1986a; Moorhead, 1986b).

Le Groupe de Watts a été considéré dans plusieurs travaux antérieurs comme un équivalent du Groupe de Povungnituk, vu la similitude entre certaines unités volcanosédimentaires et intrusives du Watts et celles du Povungnituk (Bergeron, 1959; Baragar, 1974; Beall, 1977; Baragar & Scoates, 1981; Coats, 1982; Hynes & Francis, 1982). De plus, les analyses pétrochimiques démontrent un caractère tholéïitique des volcanites mafiques du Watts (Baragar & Scoates, 1981; Hervet, 1986). Cependant, St-Onge *et al.* (1987 et 1988) et Scott *et al.* (1988 et 1989) interprètent le Groupe de Watts (ophiolite de Purtuniqu) comme une croûte océanique d'âge Protérozoïque précoce.

L'Hadrymien

Des dykes tardifs de diabase non foliés et non métamorphisés, orientés ouest-nord-ouest, recoupent le socle archéen ainsi que les unités de la partie inférieure de la Fosse de l'Ungava (Taylor, 1982; Lamothe *et al.*, 1984; Moorhead, 1986a et 1986b). Des datations au K-Ar effectuées sur deux dykes révèlent des âges de 507 ± 88 Ma et 534 ± 74 Ma (Wanless *et al.*, 1967 et 1968).

Métamorphisme

Les unités de la Fosse de l'Ungava ont subi les effets de l'orogénèse hudsonienne.

Le degré de métamorphisme des unités de la Fosse de l'Ungava augmente du sud vers le nord (Bergeron, 1959; Westra, 1978; Hynes & Francis, 1982; Ozoray, 1983; Olson, 1983; Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Tremblay, 1985; St-Onge *et al.*, 1987; Moorhead, 1986a et 1986b) et d'ouest en est (Schimann, 1978; Westra, St-Onge *et al.*, 1986; Begin & Carmichael, 1987), du faciès des schistes verts au faciès amphibolite.

Le métamorphisme au faciès des schistes verts de l'orogénèse hudsonienne a affecté les unités des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, et la partie sud du Groupe de Watts. La partie nord du Watts a subi un métamorphisme au faciès amphibolite (Hervet, 1985; Tremblay, 1985).

Les unités du socle archéen ont été métamorphosées au faciès amphibolite durant l'orogénèse kénoréenne et rétro-morphosées aux faciès des schistes verts et amphibolite lors de l'orogénèse hudsonienne (Westra, 1978; Doig, 1983; Hervet, 1985).

Structure

Les unités archéennes au sud de la fosse ont été affectées par une déformation principale se traduisant par une foliation ou une gneissosité orientée NW-SE.

Le socle archéen au nord de la fosse se caractérise par deux domaines tectoniques (Taylor, 1982; Hoffman, 1985; Doig, 1987) séparés par le linéament de Salluit (figure 2). Le domaine tectonique au sud de ce linéament est marqué par un fort linéament structural et magnétique orienté N-S. Le domaine tectonique au nord du linéament de Salluit se caractérise par une signature magnétique complexe et plus intense, ainsi que par un style de déformation linéaire orienté ENE-WSW (Taylor, 1982; Hoffman, 1985).

Les roches aphébiennes ont été affectées par trois phases de déformation déjà reconnues par plusieurs auteurs :

La *première phase* (D_1), orientée E-W, a produit une schistosité subparallèle au litage, des linéations d'étirement généralement orientées N-S, des failles de chevauchement, ainsi que des plis isoclinaux déversés vers le sud. La *deuxième phase* (D_2), coaxiale à la première, a produit un clivage de crénulation, un redressement des failles de chevauchement, ainsi que des plis serrés. La *troisième phase* (D_3) est responsable de plis ouverts d'échelle variable orientés N-S et d'une réorientation des structures associées aux phases précédentes.

Les unités aphébiennes sont découpées par des failles de chevauchement, orientées NE-SW, caractérisées par des zones de cisaillement d'épaisseur variable. Les failles de chevauchement sont interprétées comme synchrones à la première phase de déformation (Moorhead 1986a, 1986b et 1988; St-Onge *et al.*, 1986).

La faille Bergeron, un linéament structural majeur traversant la Fosse sur presque toute sa longueur (300 km), sépare les unités du Groupe de Chukotat de celles des Groupes de Parent, de Spartan et de Watts.



Socle archéen

FORMATION DE PERRON (UNITÉS P)

La Formation de Perron (Lamothe *et al.*, 1984) représente la partie du socle s'étendant au sud de la Fosse de l'Ungava et son âge se situe entre 2760 et 2320 Ma (Beal *et al.*, 1963; Stevenson, 1968; Taylor & Loveridge, 1981; Taylor, 1982).

Dans la partie sud de la région cartographiée, la Formation de Perron comprend un assemblage lithologique constitué de granodiorite-tonalite et de granite. Ces unités renferment, par endroits, une proportion importante (> 10 %) d'enclaves mafiques de composition gabbroïque.

La relation de contact entre les unités de granodiorite-tonalite (Pgdt) et de granite (Pgra) n'est pas encore bien définie. Cependant, on peut observer, par endroits, une gradation de faciès d'un type de roche à un autre.

L'unité de granodiorite-tonalite (Pgdt), généralement massive ou foliée, montre par endroits une texture gneissique. Cette gneissosité est définie par un rubanement métamorphique d'épaisseur centimétrique (de 1 à 5 cm) de bandes felsiques alternant avec des bandes mafiques. Les bandes felsiques sont de composition quartzofeldspathique tandis que les bandes mafiques renferment de l'amphibole et/ou de la biotite. La granodiorite est, par endroits, plus riche en minéraux mafiques (amphibole, biotite). La roche présente parfois une texture granoblastique avec des porphyroblastes ($\phi \approx 1$ à 2 cm) de plagioclase étirés suivant le plan de foliation.

L'unité de granodiorite-tonalite est équivalente aux gneiss granitiques décrits par Taylor (1982). Cet auteur indique que les gneiss granitiques de la Formation de Perron constituent des roches massives dont la composition, principalement granodioritique, varie de granitique à tonalitique. La hornblende et la biotite forment les minéraux mafiques les plus abondants de la roche.

En lame mince, la paragenèse minéralogique comprend du quartz (35 %), du plagioclase (60 %), du feldspath potassique (microcline, perthite : 5 %), de la biotite et du sphène (figure 3). L'épidote, la séricite et la chlorite constituent des minéraux secondaires d'altération.

L'unité de granite (Pgra) se caractérise par une abondance de grains de feldspath potassique de couleur rose, par la présence de quartz bleu et par une texture grossière, porphyrique par endroits. Le granite est parfois riche en épidote (de 5 à 10 %). Ces unités lithologiques sont recoupées par des veinules tardives de composition quartzofeldspathique d'épaisseur variant de millimétrique à centimétrique.

Au microscope, la roche montre des cristaux xénomorphes de quartz (50 %), de plagioclase (30 %), de feldspath potassique (microcline, perthite : 15 %) et de biotite (5 %) (figure 4). La chlorite et l'épidote constituent

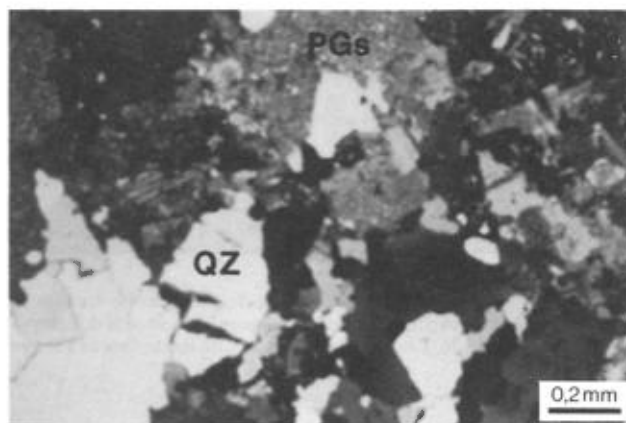


FIGURE 3 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de granodiorite de l'unité de granodiorite-tonalite (Pgdt). Présence de plagues polycristallines de quartz (QZ) et séricitisation de grains de plagioclase (PGs).



FIGURE 4 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de granite de l'unité de granite (Pgra). Notez la présence de grains de microcline (ML) montrant la maclure polysynthétique.

des minéraux issus de l'altération de la biotite et du plagioclase.

L'unité de granodiorite-tonalite ou de granite (Pgem) renferme par endroits une proportion importante (> 10 %) d'enclaves mafiques de composition gabbroïque. Ces fragments de granulométrie fine, en général, sont légèrement foliés à bien foliés et en relief négatif par rapport à l'encaissant. Les enclaves mafiques constituent des corps géologiques de formes lenticulaires et de dimensions variables (figure 5).

L'étude pétrographique indique que ces fragments se composent presque essentiellement d'aiguilles de hornblende, d'actinote ou de chlorite et de grains de plagioclase (figure 6). La roche renferme aussi des minéraux secondaires d'altération tels que l'épidote et le sphène.



FIGURE 5 — Granodiorite foliée (unité de granodiorite-tonalite ou granite [Pgem]) avec des enclaves mafiques lenticulaires de composition gabbroïque. Les enclaves mafiques de teinte foncée sont en relief négatif.



FIGURE 6 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de schiste à amphibole (enclave mafique de l'unité de granodiorite-tonalite ou granite [Pgem]). Notez la présence de cristaux automorphes de hornblende (HB) et d'aiguilles de chlorite (CL).

La relation entre les enclaves mafiques et les unités précédentes n'est pas clairement définie. Il est probable que les enclaves mafiques sont le produit d'une différenciation magmatique. En général, la foliation dans les enclaves mafiques est parallèle à celle des roches encaissantes granitiques ou granodioritiques, suggérant que ces lithologies sont contemporaines et précinématiques.

ROCHES INTRUSIVES (UNITÉ 1)

Dans la péninsule de l'Ungava, des intrusions de composition gabbroïque, recoupant les unités archéennes et protérozoïques du Nouveau-Québec, sont l'objet d'une abondante documentation. Deux séries sont reconnues 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-SSE; la seconde, parfois conjuguée à la première, est de direction ENE-WSW. Des datations géochronologiques (Lowdon, 1963) ainsi que les évidences de recoupement des dykes, observées à un endroit au contact de la Fosse et du socle (Taylor, 1982), leur assignent un âge Archéen.

Dans la région cartographiée (carte n° 2143A, hors texte), les unités archéennes sont injectées d'intrusions tardives de composition gabbroïque (unité 1), formant des corps lenticulaires dont l'épaisseur et l'extension latérale ne dépassent pas quelques centaines de mètres. Ces corps lenticulaires montrent la même orientation que la déformation principale.

Fosse de l'Ungava

L'assemblage volcanosédimentaire de la région cartographiée comprend deux groupes tectonostratigraphiques, le Groupe de Povungnituk au sud et le Groupe de Chukotat au nord (figure 2).

GROUPE DE POVUNGNITUK

Le Groupe de Povungnituk se subdivise en deux unités (Lamothe *et al.*, 1984) : le Sous-groupe de Lamarche et le Sous-groupe de Beauparlant.

Sous-groupe de Lamarche (Unités L)

Le Sous-groupe de Lamarche, composé essentiellement de roches sédimentaires, forme la partie inférieure du Groupe de Povungnituk. Cette unité sédimentaire repose en discordance angulaire, généralement faillée, sur le socle archéen. Le contact entre le Lamarche et le socle archéen, très localement défini par une discordance d'érosion, est généralement marqué par une faille de chevauchement à pendage moyen vers le nord (Moorhead, 1986a, 1986b et 1988).

Le Lamarche comprend à sa base un très mince horizon (épaisseur non cartographiable) de conglomérat ou grès conglomératique surmonté de sédiments fins ferrugineux (Lffe), interstratifiés de lits lenticulaires de chert gris ou noir. Une séquence de grès et siltstone (Lg) surmonte les sédiments ferrugineux. Les roches du Sous-groupe de Lamarche sont injectées par endroits de filons-couches de gabbro (unité 2).

Le Sous-groupe de Lamarche n'affleure que dans la partie sud-est de la région cartographiée sous la forme de rares affleurements épars (carte n° 2143 C, hors texte).

Conglomérat ou grès conglomératique (épaisseur non cartographiable)

Un mince horizon lenticulaire de conglomérat ou grès conglomératique (figure 7) repose en discordance sur le socle de composition granodioritique fortement cisailé et ankérisé. Ce conglomérat se compose de fragments arrondis à subarrondis de chert et de quartz bleu. Les fragments conglomératiques, dont la grosseur varie de 0,5 à 5 cm, sont légèrement aplatis et étirés suivant le plan de cisaillement. La fraction gréseuse est constituée de quartz et de chert, tandis que la matrice renferme de la séricite et de la chlorite (figure 8). Ces lentilles de conglomérat ou de grès conglomératique n'excèdent pas 40 à 50 cm en largeur. Cette unité a été regroupée avec l'unité de sédiments ferrugineux (unité Lffe; carte n° 2143 C, hors texte).



FIGURE 7 — Grès conglomératique à gauche (épaisseur non cartographiable) en contact avec le socle archéen de composition granodioritique, fortement cisailé et ankérisé à droite.

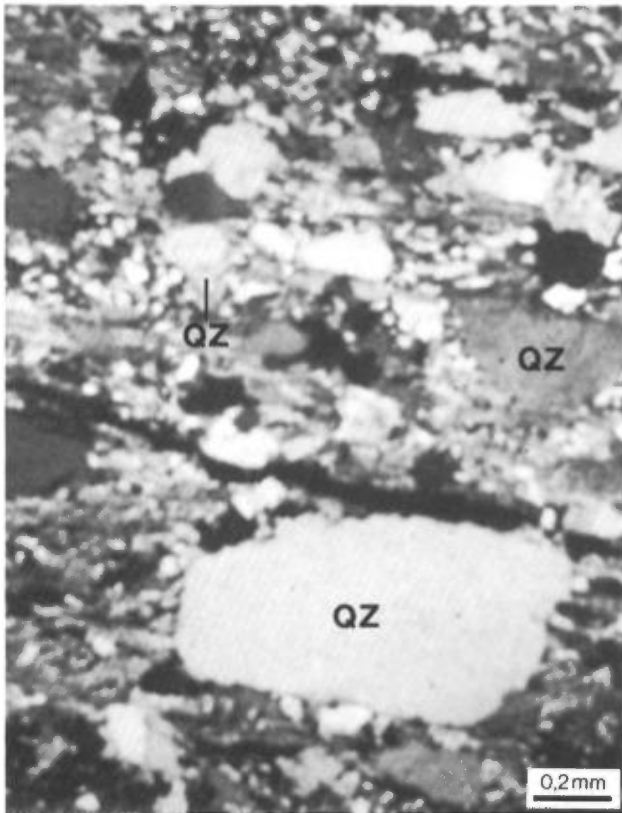


FIGURE 8 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de grès conglomératique (épaisseur non cartographiable). Notez la présence de fragments monogéniques de quartz (QZ).

Sédiments ferrugineux (unité Lffe)

Un niveau de sédiments ferrugineux d'une centaine de mètres d'épaisseur surmonte l'horizon de conglomérat ou grès conglomératique. Ces sédiments ferrugineux (formation de fer rubanée) comprennent du silt gréseux rouge, interlité de chert gris ou noir généralement lenticulaire (figure 9). L'épaisseur des lits se situe entre 5 et 10 cm. L'oxyde de fer confère une coloration rouge-ocre au silt gréseux.



FIGURE 9 — Sédiments ferrugineux (formation de fer rubanée, unité Lffe) formés de silt gréseux rouge et de lentilles de chert gris ou noir.

Les lits de silt gréseux présentent par endroits des horizons renfermant de petits nodules arrondis ($\phi = 0,5$ cm) remplacés par des carbonates. L'interstice entre les nodules est constitué de quartz microcristallin et d'aiguilles de phlogopite.

Ces horizons nodulaires renferment également des reliques de cristaux de pyrite pseudomorphosée en oxyde de fer. Les cristaux ont subi une réorientation et un aplatissement suivant le plan de la déformation principale (schistosité S_1).

Les lits lenticulaires de chert laminé gris ou noir sont parfois très altérés. La roche est friable : elle s'effrite en de petits grains de quartz saccharoïdes. Au microscope, la roche montre essentiellement une mosaïque équigranulaire de microcristaux de quartz (figure 10).

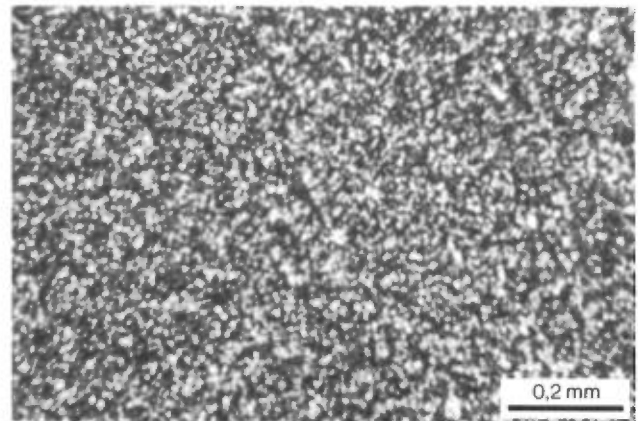


FIGURE 10 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de chert (unité Lffe). Notez la forme équigranulaire des microcristaux de quartz.

Grès (unité Lg)

Quelques horizons lenticulaires de grès de faible épaisseur (de 1 à 10 m) affleurent occasionnellement dans la région cartographiée.

Les grès sont constitués de grains arrondis à subanguleux de quartz (65 %), de plagioclase (25 %) et de paillettes de biotite (d'origine métamorphique). La matrice recristallisée de la roche est formée de fines aiguilles de biotite.

Sous-groupe de Beuparlant (unités B)

Le Sous-groupe de Beuparlant, formé principalement de roches volcaniques, surmonte stratigraphiquement le Sous-groupe de Lamarche. Cette unité volcanique est constituée de coulées massives ou coussinées, bréchiques par endroits, de basalte tholéïitique (à plagioclase) (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1989b). Ces laves sont interstratifiées de minces horizons d'ardoise, de siltstone et de grès.

Les brèches volcanoclastiques forment de minces horizons (≈ 1 m) d'autoclastites coiffant, par endroits, le sommet des coulées massives ou coussinées. Ces horizons de brèche volcanique sont généralement de faible extension latérale, mais peuvent atteindre quelques dizaines de mètres d'épaisseur. La partie sommitale du Sous-groupe de Beuparlant comprend un assemblage épicastique constitué de brèche, de tuf fin laminé et de sédiments ferrugineux et cherteux. Plusieurs filons-couches de gabbro (unité 2), coiffés de ferrogabbro et différenciés par endroits, ont envahi la partie supérieure de cette séquence. Le contact entre le sommet du Beuparlant et les filons-couches de gabbro différencié est marqué par une faille de chevauchement. L'empilement volcanique du Beuparlant, tout comme la séquence sédimentaire sous-jacente, est recoupé par plusieurs failles de chevauchement produisant quelques répétitions stratigraphiques.

Basalte tholéïitique (unité Bba)

L'empilement volcanique du Sous-groupe de Beuparlant est formé de coulées massives ou coussinées de basalte tholéïitique (à plagioclase). Les coulées massives sont abondantes à la base de l'empilement, les coulées coussinées prédominent dans la partie supérieure. L'intensité de la déformation pénétrative (schistosité, cisaillement) semble être plus prononcée dans la partie inférieure de la séquence comparativement à la partie supérieure. Les coulées massives et coussinées de basalte sont généralement fortement cisailées. L'intense développement de la déformation pénétrative oblitère presque toutes les structures primaires dans les laves. Les coussins sont diffus (généralement difficiles à observer) et dans plusieurs cas ils sont complètement transposés dans le plan de la schistosité majeure (S_1). Seules les cavités intracoussins et intercoussins, remplies de minéraux secondaires (quartz, calcite), ont été préservées. Aux endroits où ils peuvent être observés, les coussins apparaissent le plus souvent sous la forme de galettes ayant en général un rapport d'aplatissement variant de 1/5 à 1/8 (figure 11).

La partie supérieure du Beuparlant est caractérisée par une prédominance de coulées coussinées, comparativement aux coulées massives, ainsi que par une déformation moins intense des unités. Les coussins sont bien préservés, facile à identifier (figure 12), et les contacts



FIGURE 11 — Coulée coussinée de basalte tholéïitique (unité Bba) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez l'aplatissement des coussins en forme de galette.



FIGURE 12 — Coulée coussinée de basalte tholéïitique (unité Bba) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez la forme globulaire des coussins.

entre les différentes coulées sont nets et mieux définis (figure 13). Les structures primaires dans les coulées s'observent beaucoup plus aisément.

Les coulées coussinées ou massives, d'épaisseur variable (de l'ordre de 10 m ou plus), peuvent avoir une extension latérale de quelques centaines de mètres. Par endroits, les coussins renferment des cavités intracoussins de forme tabulaire, remplies de calcite et de quartz (figure 14).

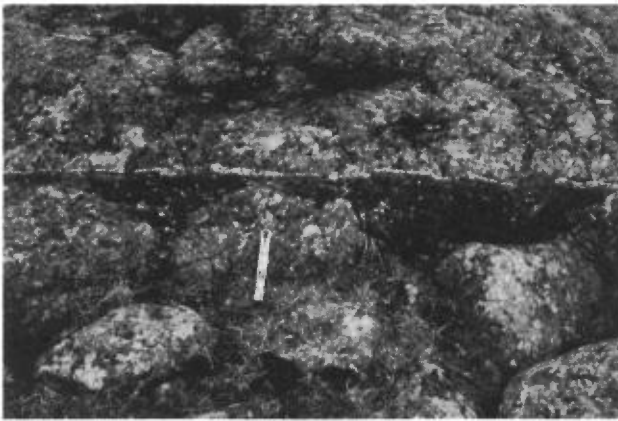


FIGURE 13 — Coulée coussinée surmontée d'une coulée massive de basalte tholéiitique (unité Bba) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez le contact net entre les deux types de coulée.



FIGURE 14 — Cavités intracoussins tabulaires dans une coulée de basalte tholéiitique (unité Bba) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant.

En coupe, les coussins présentent une bordure aphanitique de 2 cm d'épaisseur, une zone sous-jacente d'environ 10 cm d'épaisseur, à grain très fin, et une partie centrale de dimensions variables, plus grenue. La zone sous-jacente à la bordure de trempe renferme dans de nombreux cas des petites cavités, de 0,5 à 6 mm de diamètre, remplies de chlorite, \pm carbonate, \pm pyrrhotite. Ces petites cavités se concentrent généralement dans la partie sommitale des coussins, mais peuvent se trouver également le long de la bordure des coussins. Elles peuvent ainsi servir de critère pour déterminer la polarité de façon approximative, mais elles sont beaucoup moins précises que les cavités tabulaires intracoussins. Sur la patine d'altération, les basaltes présentent généralement une couleur vert clair à moyen, parfois rougeâtre, due à l'oxydation de la pyrrhotite-pyrite disséminée dans la roche. En surface fraîche, la roche montre une couleur vert foncé. En lame mince, le basalte du Sous-groupe de Povungnituk montre généralement des microlites et/ou des phénocristaux de plagioclase avec des aiguilles d'actinote dans une matrice fine de plagioclase ou une pâte chloriteuse partiellement épidotisée (figure 15). La roche montre les textures suivantes : microlitique, porphyrique-



FIGURE 15 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte tholéiitique (unité Bba) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez la présence de microlites de plagioclase (PG) sous la forme d'aiguilles enchevêtrées.

microlitique de lave mafique ou intersertale dans la partie grenue des coulées. Les grains d'épidote ou de carbonate sont issus de l'altération et du métamorphisme. Aux endroits où la déformation pénétrative est prononcée, les aiguilles d'actinote et les lattes de plagioclase montrent une orientation préférentielle. La roche ressemble plutôt à un schiste à actinote, plagioclase, \pm épidote, \pm quartz. La matrice est fortement épidotisée et silicifiée.

Unités sédimentaires et volcanoclastiques (unités Basg et Bvo)

Les unités sédimentaires (Basg) et volcanoclastiques (Bvo) constituent une très faible proportion du Sous-groupe de Beuparlant. Les sédiments sont en général interlités avec les coulées de basalte, les filons-couches de gabbro ou les roches volcanoclastiques surplombant l'empilement volcanique du Beuparlant.

Ardoise, siltstone et grès (unité Basg)

Les horizons d'ardoise constituent les unités sédimentaires les plus abondantes dans la séquence volcanique du Sous-groupe de Beuparlant. La patine d'altération de la roche, produite par l'oxydation de la pyrite-pyrrhotite disséminée, est le plus souvent de couleur brun rougeâtre. La cassure fraîche montre une couleur typique variant du noir au gris foncé. Les horizons d'ardoise forment des unités de sédimentation de faible extension latérale (de 100 à 200 m) et de puissance variant entre 1 et 10 m. Les structures sédimentaires observées sont de fines lamines siliceuses parallèles, d'épaisseur millimétrique. La déformation pénétrative produit un débit en minces plaquettes de la roche. De petites veines tardives de quartz, d'épaisseur millimétrique, ont été injectées dans ces horizons de sédiments pélitiques. Les horizons d'ardoise, interlités dans l'empilement volcanique, se sont déposés durant les périodes d'accalmie de l'activité volcanique.

L'étude pétrographique de lames minces montre que les grains de quartz et de plagioclase, dans une matrice

argileuse parfois épidotisée, sont essentiellement anguleux à subanguleux. La roche renferme aussi des aiguilles de phlogopite, de muscovite et de biotite (figure 16).

Les horizons de siltstone et de grès affleurent surtout à la base du Sous-groupe de Beuparlant. La roche montre la même couleur typique en surface altérée et en cassure fraîche. Ces sédiments, en général interlités avec les basaltes, ont une faible extension latérale (de 100 à 200 m) et ne dépassent guère une dizaine de mètres d'épaisseur.

Le siltstone se compose de grains de quartz (90 %), arrondis à subanguleux, dans une matrice (10 %) formée de chlorite (figure 17).

Le grès est constitué essentiellement de grains subarrondis de quartz (46 à 72 %) et de plagioclase (17 à 24 %), et d'un peu de biotite et de muscovite (7 %) (figure 18). La matrice (2 à 30 %), formée de fins grains de quartz et de fines aiguilles de séricite ou de biotite, est parfois fortement épidotisée. Le ciment est constitué de carbonate secondaire.

L'indice d'émoussé des grains de quartz et de plagioclase ainsi que l'abondance des grains de plagioclase (25 %) témoignent de l'immaturité de ces sédiments et d'une source proximale.

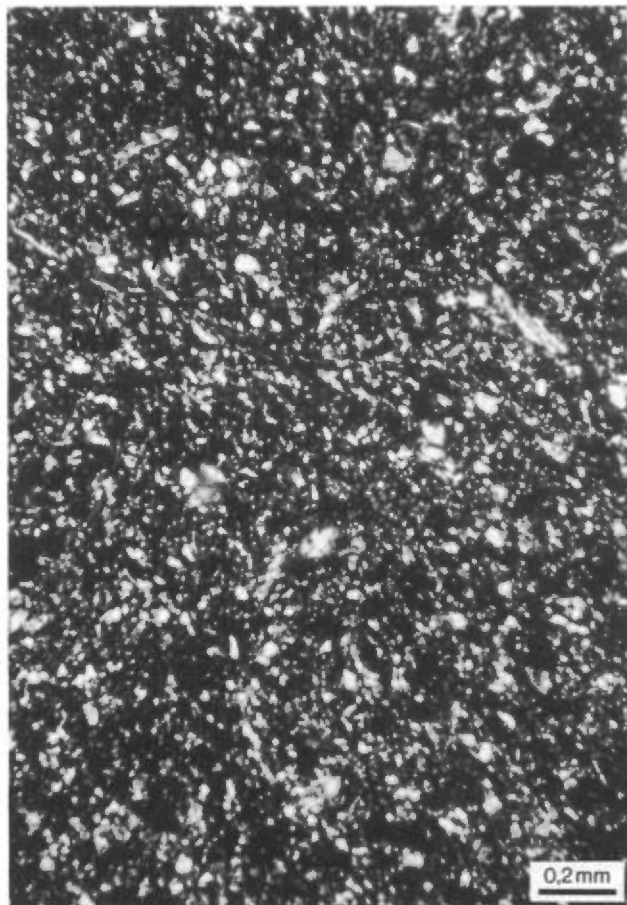


FIGURE 16 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon d'ardoise (unité Basg) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez l'abondance des grains de quartz (QZ) ainsi que la présence de fines paillettes de muscovite (MV).

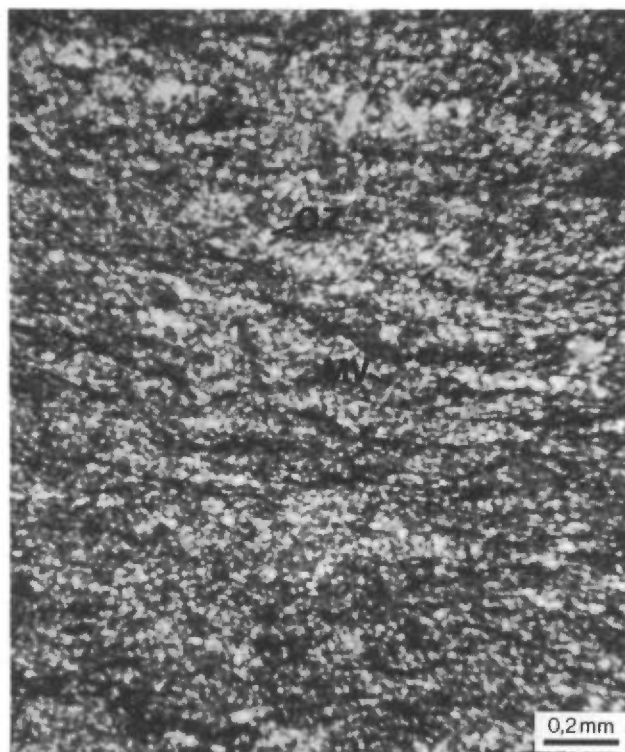


FIGURE 17 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de siltstone (unité Basg) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez la présence de minuscules grains de quartz (QZ) et d'aiguilles de muscovite (MV). La schistosité S_1 est fortement imprégnée dans la roche.

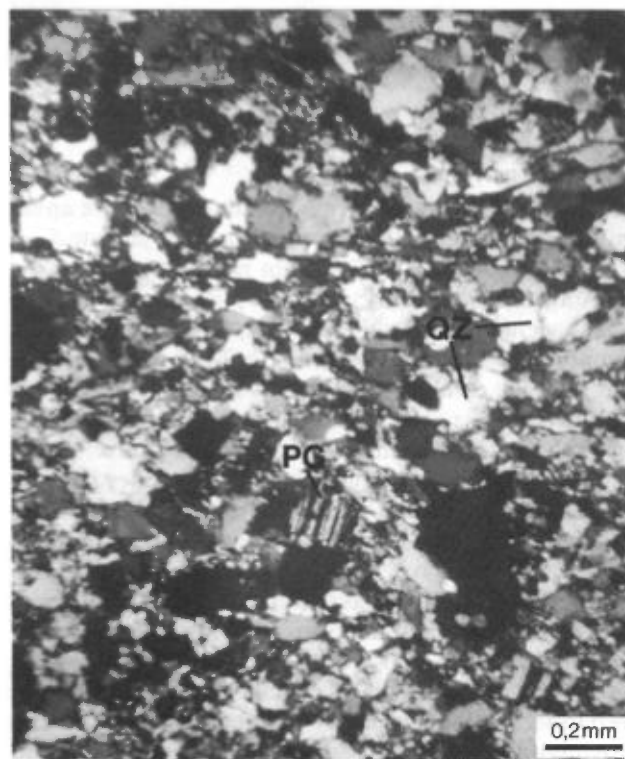


FIGURE 18 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de grès (unité Basg) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparlant. Notez la forme arrondie à subarrondie des grains de quartz (QZ) et de plagioclase (PG).

Volcanoclastites (unité Bvo)

Les roches volcanoclastiques interlitées au sein de la séquence de coulées de basalte tholéiitique (unité Bba) représentent une très faible proportion (< 1 %) de l'empilement volcanique du Beuparant. Les volcanoclastites comprennent des brèches volcaniques et des tufs laminés fins.

Les brèches volcaniques forment des horizons de brèche autoclastique de faible épaisseur (≈ 2 m) au sommet d'horizons de basalte massif ou des coulées bréchiques isolées atteignant quelques dizaines de mètres dans la partie sommitale du Beuparant.

Les brèches volcaniques sont constituées d'un matériel fragmentaire de composition basaltique. Les fragments, de forme angulaire à subangulaire, ont un diamètre variant entre 1 et 10 cm. La matrice est formée de chlorite et carbonate.

Les tufs laminés à cendres et à lapillis se trouvent surtout dans la partie sommitale de la séquence volcanique du Sous-groupe de Beuparant ou coincés dans le filon-couche de gabbro différencié (unité 2), à l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat. Les tufs à cendres et à lapillis forment des unités de sédimentation de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

La patine d'altération de la roche est de couleur grise à gris verdâtre. En cassure fraîche, la roche montre la même couleur typique qu'en surface altérée. Les structures sédimentaires observées sont des lamines parallèles, d'épaisseur millimétrique à centimétrique (figure 19), définies par l'alternance de lamines de composition felsique quartzofeldspathique et de lamines chloriteuses. En lame mince, la roche montre des grains anguleux à subanguleux de quartz et du plagioclase dans une matrice constituée de grains fins de quartz (figure 20). De plus, on trouve de la chlorite et des grains de minéraux opaques. Ces horizons de tufs laminés à cendres et à lapillis sont, par endroits, interstratifiés avec des lits lenticulaires de chert gris-noir d'épaisseur décimétrique.



FIGURE 19 — Tuf laminé à lapillis (unité Bvo) renfermant des lentilles de chert gris-noir. Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparant.

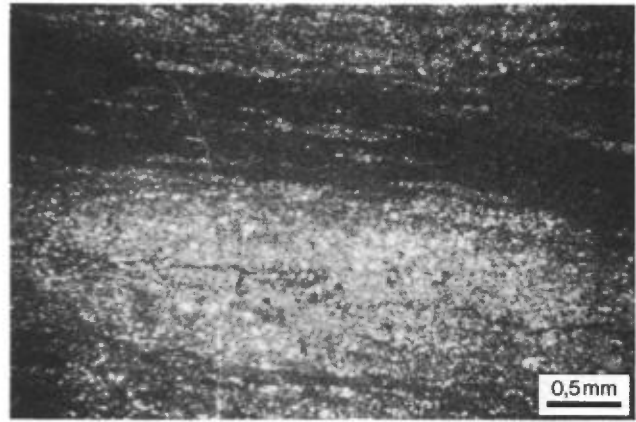


FIGURE 20 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de tuf laminé (unité Bvo) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparant. Notez la présence de laminations définies par une alternance de lamines de composition mafique (foncées) et de lamines de composition felsique (pâles).

Sédiments ferrugineux (unité Bffe)

Les sédiments ferrugineux ont été observés dans la partie supérieure du Sous-groupe de Beuparant ainsi qu'à l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat.

Interlités par endroits avec des coulées de lave basaltique, les sédiments ferrugineux forment des lits, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, constitués d'ardoise ferrugineuse et interstratifiés de tuf laminé et de lentilles de chert gris-noir (figure 21). Les horizons d'ardoises ferrugineuses ont une couleur brun-rouge due à l'hématitisation de la roche. Certains lits d'ardoise ferrugineuse, fortement indurés et de couleur gris noirâtre, renferment de la magnétite.

En lame mince, les ardoises ferrugineuses se caractérisent par l'alternance de lits lenticulaires de minéraux opaques (hématite, magnétite) et de lits de minéraux micacés (phlogopite, muscovite, chlorite) (figure 22). La roche renferme aussi des grains de quartz et de plagioclase.

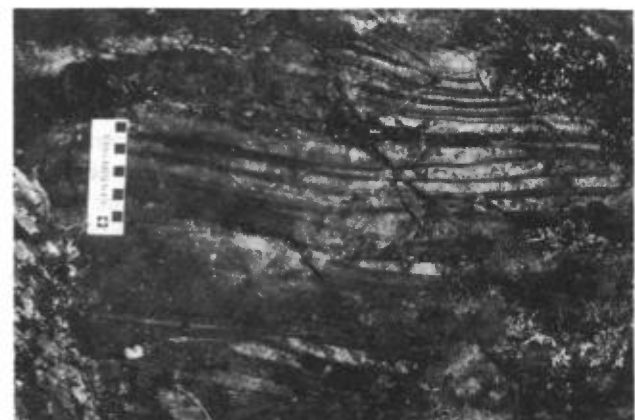


FIGURE 21 — Ardoise ferrugineuse (unité Bffe) interstratifiée de tuf laminé et de lentilles de chert gris-noir. Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beuparant.



FIGURE 22 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon d'ardoise ferrugineuse (unité Bffe) du Groupe de Povungnituk, Sous-groupe de Beauparlant. Notez l'alternance de lits ferrugineux (noirs) et de lits riches en minéraux micacés (plus pâles).

Des lentilles de chert gris-noir sont constituées par une mosaïque de microcristaux équi-granulaires de quartz parfois remplacés par des grains de carbonate.

GRUPE DE CHUKOTAT (UNITÉS C)

Le Groupe de Chukotat surmonte l'assemblage volcanoclastique de la partie sommitale du Groupe de Povungnituk. Il se compose d'un empilement volcanique constitué à 95 % et plus de coulées basaltiques, très peu déformées, formant une série monoclinale fortement inclinée vers le nord (Moorhead, 1988; Picard, 1989a). Les coulées sont généralement coussinées, rarement massives ou bréchiques.

Les basaltes du Groupe de Chukotat sont interprétés comme étant plus jeunes que ceux de l'empilement volcanique du Beauparlant. En effet, on note au sein du Sous-groupe de Beauparlant, dans les parties centrale et orientale de la Fosse, la présence de filons-couches, mafiques à ultramafiques, comagmatiques avec les basaltes du Chukotat (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Bédard *et al.*, 1984; Lamothe *et al.*, 1984; Roy, 1985; Picard, 1985; Moorhead, 1988).

Même si la relation d'âge entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat est relativement bien établie, la nature du contact entre ces deux unités l'est moins. Bergeron (1957 et 1959), Beall (1959), De Montigny (1959) et Gold (1962) ont proposé que le Chukotat repose en discordance angulaire sur le Povungnituk. Cette interprétation fut contestée dans les études subsé-

quentes de Taylor (1974 et 1982), Baragar (1974) et Hynes & Francis (1982) : ils ont interprété le contact entre le Povungnituk et le Chukotat comme concordant. Les travaux récents du MER (Lamothe *et al.*, 1984; Roy, 1985; Moorhead, 1986, 1986b et 1987) ainsi que ceux de St-Onge *et al.* (1986, 1987, sous presse) ont démontré l'existence d'une faille de chevauchement séparant le Groupe de Chukotat des unités sous-jacentes.

Dans la région cartographiée, le contact entre le Groupe de Chukotat et le Groupe de Povungnituk est marqué par des failles de chevauchement, le long desquelles la roche est cisailée et ankéritisée.

Hynes & Francis (1981) définissent trois principaux types de basalte basés essentiellement sur le pourcentage relatif de microphénocristaux d'olivine présents près de la bordure figée des coussins. Ce sont le basalte à olivine d'affinité komatiitique (MgO, 12 à 18 %), le basalte à pyroxène (MgO, 7 à 12 %) et le basalte à plagioclase (MgO, 4 à 7 %) d'affinité tholeiitique (Hynes & Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, sous presse). Picard (1986a et 1986b) a utilisé le titane pour différencier les basaltes du Chukotat : basalte à olivine (TiO₂, 0,54 à 0,74 %), basalte à pyroxène (TiO₂, 0,79 à 0,91 %), basalte à plagioclase (TiO₂, 1,06 à 2,15 %). Le basalte à pyroxène-plagioclase, identifié par Moorhead (1988), montre des caractéristiques macroscopiques intermédiaires entre le basalte à pyroxène et le basalte à plagioclase.

Les laves du Chukotat comprennent plusieurs cycles volcaniques initialement identifiés par Francis *et al.* (1981). Cette activité volcanique cyclique est caractérisée par des épanchements de basalte riche en olivine, passant graduellement vers le haut à des basaltes à pyroxène puis, par la suite, à des basaltes à plagioclase.

Dans la région cartographiée, les cycles volcaniques du Chukotat sont en général incomplets, chaque cycle étant formé de coulées de lave de seulement deux des quatre types de basalte.

Les cycles s'expriment également à l'échelle de l'empilement volcanique du Chukotat. Ainsi, la base du Chukotat est formée principalement de basalte à pyroxène, la partie médiane de basalte à olivine coiffé de basalte à pyroxène, et la partie supérieure d'une coulée de basalte à plagioclase.

Basalte à olivine (unité Cbol)

Le basalte à olivine représente le membre le plus ancien dans l'évolution pétrochimique du volcanisme du Groupe de Chukotat (Francis & Hynes, 1979; Moorhead, 1988; Picard, 1989a et 1989b).

La séquence de basalte à olivine comprend essentiellement des coulées coussinées et de minces horizons de coulées massives. Les coulées massives, d'épaisseur variable, ont une puissance de 2 à 15 m. La patine d'altération affiche une couleur beige rougeâtre. Par endroits, un débit prismatique plus ou moins bien développé se présente à la base des coulées (figure 23). Dans leur partie interne, les coulées ont une texture microgrenue. Une coulée «litée», en partie semblable à celles décrites par Francis & Hynes (1979), Baragar (1974) et Picard (1989a



FIGURE 23 — Débit prismatique dans une coulée massive de basalte à olivine (unité Cbol) du Groupe de Chukotat.

et 1989b), a été observée dans la partie ouest de la région cartographiée. Elle se caractérise par une partie inférieure ultramafique (pyroxénite, périclote et dunitite) et une partie sommitale de composition pyroxénique-gabbroïque.

Les coulées coussinées ont une patine d'altération vert pâle à chamois. En cassure fraîche, la roche est vert-gris. Les coussins sont généralement jointifs avec de petits espaces interstitiels remplis de quartz et de carbonate secondaire (figure 24).

La surface externe des coussins montre généralement des fentes polygonales, de faible profondeur, plus ou moins régulières. Sur certains affleurements, la nature tridimensionnelle des coussins peut être observée : les coussins sont jointifs et forment des bulbes allongés qui se moulent les uns aux autres (figure 25). Certains coussins, de forme globuleuse et de petites dimensions, correspondent à des lobes qui se sont séparés des tubes d'écoulement par des mécanismes de bourgeonnement de la lave (Hargreaves & Agrès, 1979; Yamagishi, 1985).

Des cavités intracoussins simples, mais le plus souvent multiples (figure 25), sont fréquentes dans ce type de basalte. En coupe, les coussins présentent une enve-

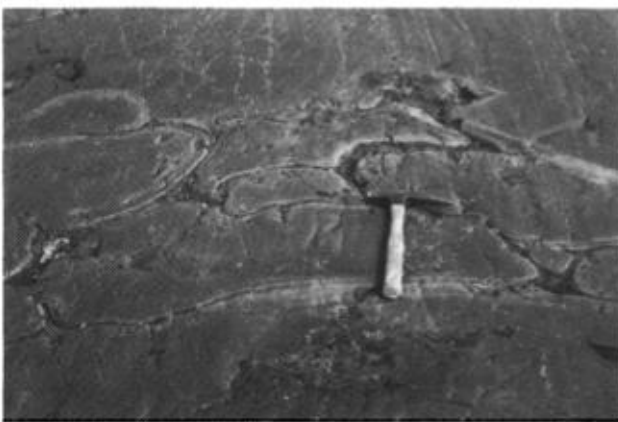


FIGURE 24 — Coulée coussinée de basalte à olivine (unité Cbol) du Groupe de Chukotat. Les coussins sont jointifs avec de petits espaces interstitiels remplis de quartz et de carbonate.



FIGURE 25 — Coulée coussinée de basalte à olivine (unité Cbol) du Groupe de Chukotat. Les coussins sont jointifs et forment des bulbes allongés qui se moulent les uns aux autres. Notez la présence de cavités intracoussins (C) ou chambres de quartz.

loppe vert foncé d'épaisseur variable (< 1 cm), riche en chlorite. La bordure de trempe sous-jacente, vert à gris-vert très pâle, renferme de 5 à 25 % de phénocristaux noirs d'olivine, à texture microspinfex. Le coeur des coussins, de couleur grisâtre plus foncée et à texture microgrenue, est généralement dépourvu de phénocristaux.

En lame mince, la bordure de trempe renferme des cristaux d'olivine automorphes à squelettiques, pseudomorphosés en chlorite, serpentine, \pm épidote, \pm calcite (figure 26). Les aiguilles d'olivine, diversement orientées, définissent une texture microspinfex. La mésostase est constituée de plages fibreuses d'actinote-trémolite avec des cristaux d'épidote et de minéraux opaques (hématite, pyrrhotite).

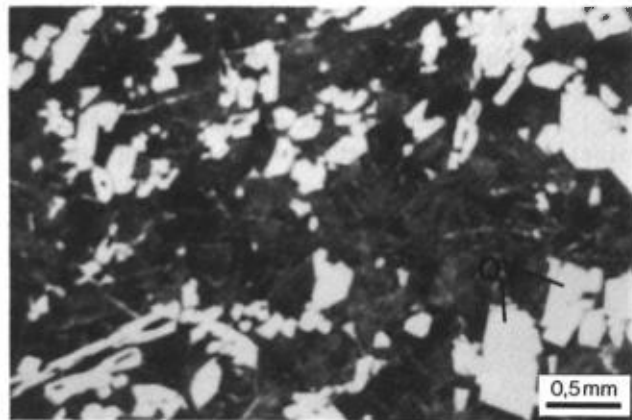


FIGURE 26 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à olivine (unité Cbol) du Groupe de Chukotat. Notez l'habitus des microphénocristaux d'olivine (OV) pseudomorphosés et la texture microspinfex.

Basalte à pyroxène (unité Cbpx)

Le basalte à pyroxène représente l'unité intermédiaire dans l'évolution pétrochimique des basaltes du Chukotat (Francis & Hynes, 1979; Francis *et al.*, 1981 et 1983;

Picard, 1989a et 1989b; Moorhead, 1988). Dans le secteur cartographié, les basaltes à pyroxène forment l'unité basale de la séquence volcanique du Chukotat. Une bande épaisse de basalte à pyroxène surmonte aussi l'horizon de basalte à olivine dans la partie médiane de la séquence.

Les coulées de basalte à pyroxène ressemblent à celles du basalte à olivine. Elles en diffèrent par leur teinte d'altération brun rougeâtre et leur aspect microfracturé donnant une apparence de blocaille à plusieurs affleurements. Cette teinte d'altération rougeâtre résulte de leur teneur relativement plus élevée en fer et surtout de leur caractère moins magnésien (Picard, 1986a et 1989b). La cassure fraîche de la roche montre une couleur gris pâle à gris-vert foncé.

Les coulées massives sont de dimensions comparables à celles du basalte à olivine. Elles présentent une texture massive, parfois à débit prismatique. À quelques endroits, les coulées présentent des sommets bréchiques.

Les coulées coussinées sont peu jointives et les espaces interstitiels, remplis de quartz et de carbonate, sont de dimensions plus grandes que dans le basalte à olivine. Les coussins sont ovoïdes, multilobés et interconnectés.

La caractéristique la plus évidente du basalte à pyroxène est la présence de macrovarioles blanchâtres, de 1 à 7 mm de diamètre, en bordure des coussins (figure 27). Les varioles, plus nombreuses vers le centre des coussins se coalescent à une distance variant entre 1 à 8 cm de la limite externe. L'apparition de varioles dans les coussins est typiquement synchrone avec l'apparition de phénocristaux de pyroxène et constitue un des meilleurs marqueurs macroscopiques pour identifier la transition entre le basalte à olivine et le basalte à pyroxène (Moorhead, 1988). L'abondance de varioles et de phénocristaux diminue généralement vers le sommet des séquences de basalte à pyroxène. Les cavités tabulaires intracoussins, multiples ou en échelons (figure 28), sont plus fréquentes dans les coulées de basalte à pyroxène.

La bordure de trempé du basalte à pyroxène renferme de 1 à 5 % de phénocristaux mafiques (pyroxène, olivine). Au microscope, cette bordure de trempé montre

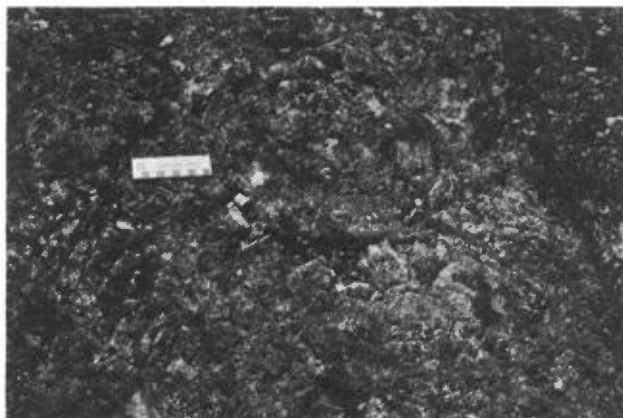


FIGURE 27 — Coulée coussinée de basalte à pyroxène (unité Cbpx) du Groupe de Chukotat. Notez la présence de macrovarioles qui tapissent la surface des coussins.



FIGURE 28 — Cavités tabulaires intracoussins, multiples ou en échelons, dans une coulée coussinée de basalte à pyroxène (unité Cbpx) du Groupe de Chukotat.

des microphénocristaux automorphes ou squelettiques d'augite partiellement recristallisée en actinote et chlorite dans une pâte microblastique parfois sphérulitique. Les sphérulites ou varioles sont constituées de fibres radiales d'actinote (figure 29). Quelques microphénocristaux hypidiomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée en chlorite sont également disséminés dans la roche.

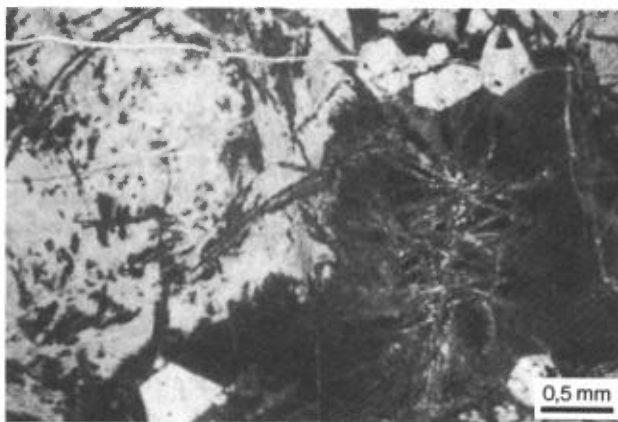


FIGURE 29 — Photomicrographie d'un échantillon de basalte à pyroxène (unité Cbpx) du Groupe de Chukotat. Notez l'habitus des phénocristaux d'olivine pseudomorphosés ainsi que la texture globulaire radiale formée de minéraux fibreux.

Basalte à plagioclase (unité Cbpl)

Le basalte à plagioclase, d'affinité tholéiitique, constitue le terme final de l'évolution pétrochimique de l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat (Francis & Hynes, 1979; Francis *et al.*, 1981 et 1983; Hynes & Francis, 1982; Picard, 1989a et 1989b).

Le basalte à plagioclase occupe la partie supérieure du Groupe de Chukotat, même si, par endroits, il se trouve interlité au sein de séquences de basalte à olivine (unité Cbol) et, plus particulièrement, de basalte à pyroxène (unité Cbpx).

Les coulées massives sont en général plus abondantes et relativement plus épaisses (50 à 200 m) que dans les deux autres types de basalte. Les coulées bréchiques n'ont pas été observées.

Contrastant avec les autres types de basalte, les coussins du basalte à plagioclase sont légèrement plus arrondis et contiennent ainsi plus d'espaces interstitiels entre eux (figure 30). Ceci dénote une moins grande fluidité du magma au moment de son épanchement par rapport aux deux autres types de lave (Moorhead, 1988). Des coussins allongés de grandes dimensions (figure 31), similaires à ceux des autres types de basalte, ont également été observés.

La patine d'altération des coulées de basalte à plagioclase est orange rougeâtre. En cassure fraîche, la roche est vert pâle à vert foncé. Des fractures intracoussins simples (figure 32), parfois conjuguées, sont visibles à l'intérieur de certains coussins. Ces fractures correspondent à des joints de tension affectant les lobes suite à leur mise en place. La surface des coussins, en général très lisse, contraste avec l'aspect légèrement fracturé à très



FIGURE 30 — Coulée coussinée de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat. Notez la forme légèrement arrondie des coussins.



FIGURE 31 — Coulée coussinée de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat. Notez la forme allongée des coussins.

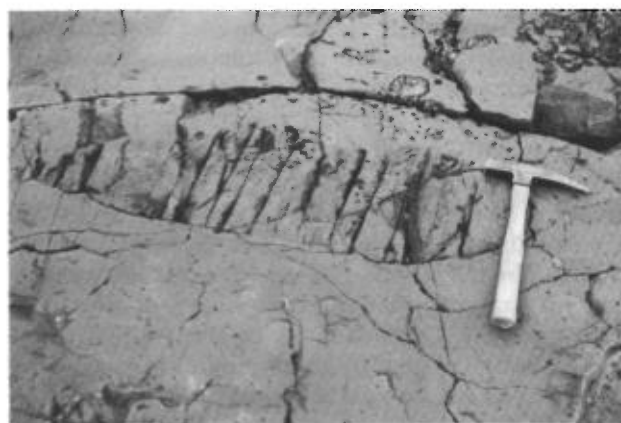


FIGURE 32 — Fractures intracoussins simples dans une coulée de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat.

fracturé du basalte à olivine (unité Cbol) ou du basalte à pyroxène (unité Cbpx).

La bordure de trempe renferme moins de 5 % de phénocristaux mafiques (le plus souvent entre 0 et 2 %). Le basalte à plagioclase du Chukotat se caractérise par la présence de microvarioles (1 mm de diamètre), de petites cavités et d'une mésostase bicolorée (mauve à vert). Les petites cavités, de forme irrégulière (1 à 5 mm de diamètre), sont remplies de chlorite, de carbonate, \pm épidote, \pm quartz, \pm pyrrhotite. La mésostase bicolorée est marquée par des «taches» diffuses de forme irrégulière (0,5 à 4 mm de diamètre) et de couleur gris-mauve ou vert moyen.

Les petites cavités sont généralement allongées : l'aplatissement de leur grand axe est orienté de façon radiale par rapport au centre du coussin (figure 33).

En lame mince, la bordure de trempe se compose de microlites de plagioclase recristallisés en épidote dans une mésostase riche en actinote, en chlorite, en épidote, en leucoxène et sphène (figure 33). De rares cristaux automorphes d'olivine et/ou de pyroxène pseudomorphosés sont parfois associés aux microlites de plagioclase.

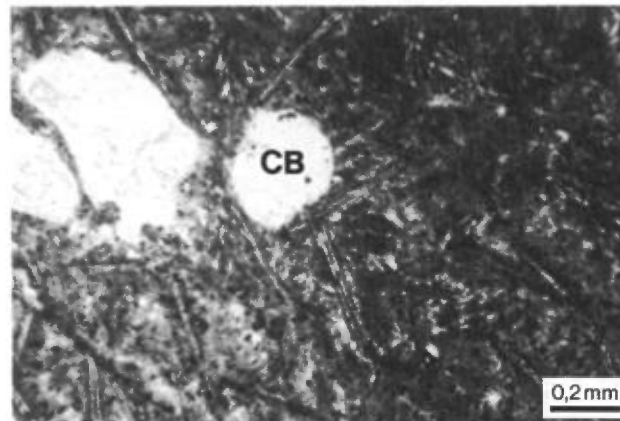


FIGURE 33 — Photomicrographie en lumière naturelle d'un échantillon de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat. Notez l'abondance de microlites de plagioclase ainsi que la présence de petites cavités remplies de carbonate (CB).

clase. Des sphérulites ou microvarioles constituées de fibres radiales d'actinote, dans une mésostase chloriteuse ou vitreuse, abondent également à la bordure des coussins.

Dans la partie nord-ouest de la région (carte n° 2143B, hors texte), le Groupe de Chukotat présente une épaisse séquence de coulées massives de basalte à plagioclase peu coussiné et très déformé. Ce domaine, tectoniquement différent du reste du Groupe de Chukotat, est marqué par une déformation pénétrative très prononcée (schistosité S_1). Cependant, les caractéristiques pétrographiques et la signature géochimique des roches sont similaires à ceux du basalte à plagioclase sous-jacent.

Les coulées massives de basalte prédominent largement sur les coulées coussinées. Comme pour les basaltes de la partie inférieure du Sous-groupe de Beauparant, l'intense développement de la déformation pénétrative (schistosité, cisaillement) oblitère presque toutes les structures primaires dans les laves. Les coussins sont diffus, généralement difficiles à reconnaître et, dans plusieurs cas, ils sont complètement transposés dans le plan de la schistosité majeure (S_1). Les coussins apparaissent généralement sous la forme de galette aplaties avec un rapport d'aplatissement élevé (de l'ordre de 1/5 à 1/8). En certains endroits, seules les cavités intracoussins, remplies de quartz ou de calcite, et le cœur rigide des coussins ont été préservés par la déformation.

Les coussins renferment parfois des petites cavités ainsi que des microvarioles. Les microvarioles, près de la bordure figée des coussins, sont généralement aplaties suivant le plan de la schistosité. La patine d'altération est de couleur vert moyen clair et la surface fraîche est vert foncé.

En lame mince, la roche montre parfois une texture schisteuse avec des minéraux aciculaires d'actinote dans une matrice fortement recristallisée en quartz et en épidote (figure 34).

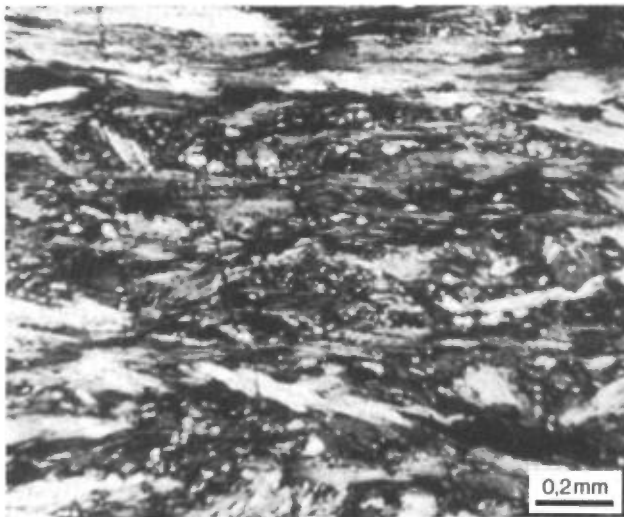


FIGURE 34 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat. Notez l'abondance d'aiguilles d'actinote dans une matrice recristallisée en quartz et en épidote.

Basalte à pyroxène-plagioclase (unité Cbpp)

Le basalte à pyroxène-plagioclase, nommé par Moorhead (1988), montre des caractéristiques macroscopiques intermédiaires entre le basalte à pyroxène (unité Cbpx) et le basalte à plagioclase (unité Cbpl).

Le basalte à pyroxène-plagioclase forme une grande unité lenticulaire à la base de l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat (carte n° 2143C, hors texte). Les coulées de basalte à pyroxène-plagioclase semblent principalement associées aux séquences de basalte à pyroxène dans lequel elles sont interlitées. Comme pour le basalte à plagioclase, les coulées massives sont plus abondantes et plus épaisses, et les coulées bréchiques sont absentes. Les coulées coussinées présentent les mêmes caractéristiques que celles du basalte à plagioclase.

La patine d'altération du basalte à pyroxène-plagioclase varie de brun rougeâtre à orange. En cassure fraîche, la roche montre une couleur grise à vert pâle. La surface des coussins est très lisse comme celle des coulées du basalte à plagioclase.

La bordure de trempe renferme moins de 2 % de phénocristaux mafiques et, parfois, leur absence quasi complète est caractéristique.

Le basalte à pyroxène-plagioclase, tout comme le basalte à plagioclase, se caractérise par la présence de microvarioles de 1 mm de diamètre près de la bordure figée des coussins. Il en diffère toutefois par l'absence de petites cavités et de mésostase bicolorée.

Brèches volcaniques (unité Cbrv)

Les brèches volcaniques sont en très faible proportion dans l'empilement volcanique du Chukotat.

Cette unité est associée, en particulier, aux séquences de basalte à pyroxène et de basalte à plagioclase. Les brèches volcaniques forment des horizons lenticulaires de 2 à 15 m d'épaisseur, surmontant des coulées massives ou coussinées (figure 35). Les fragments, généralement de



FIGURE 35 — Brèche volcanique (unité Cbrv) surmontant une coulée de lave massive du Groupe de Chukotat.

forme angulaire, mesurent de 1 à 30 cm de long et sont essentiellement de composition basaltique. La matrice à texture microgrenue est constituée également de très petits fragments basaltiques.

Roches intrusives aphébiennes (unités 2, 3 et 4)

Plusieurs filons-couches de composition mafique à ultramafique ont été injectés dans les roches de la couverture volcanosédimentaire. Ces intrusions, de granulométrie moyenne à grossière, forment des corps lenticulaires parallèles au litage de la roche encaissante. Certains de ces filons-couches, particulièrement ceux à texture fine (microgabbros), pourraient représenter des intrusions de faible profondeur.

Les intrusions gabbroïques (unité 2) sont les plus répandues et particulièrement associées aux unités de basalte à plagioclase (unité Cbpl) du Groupe de Chukotat. Le gabbro montre une texture ophitique à subophitique et se compose de cristaux de plagioclase, diopside, augite, hornblende et actinote (figure 36). L'ouralitisation des pyroxènes forme des minéraux aciculaires d'actinote ou de hornblende.

Quelques filons-couches de gabbro, avec des sommets de ferrogabbro (figures 37 et 38), localement différenciés, occupent l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat. Par endroits, ces corps intrusifs renferment des xénolites de basalte (figure 39). Ces filons-couches, dont l'épaisseur totale est d'environ 1 500 m, forment un véritable horizon repère dans la séquence volcanosédimentaire.

Les intrusions ultramafiques consistent en pyroxénite (unité 3) et en péridotite (unité 4). La pyroxénite se trouve principalement dans les horizons de basalte à pyroxène (unité Cbpx). Le clinopyroxène (diopside) est la phase minéralogique dominante et forme plus de 80 % de la roche (figure 40). Le plagioclase est le deuxième constituant le plus important. La péridotite est plutôt associée aux coulées de basalte à olivine (unité Cbol) du Groupe de Chukotat. Les cristaux hypidiomorphes d'olivine

forment 25 à 80 % de la roche et sont pour la plupart pseudomorphosés en serpentine et en chlorite (figure 41). L'actinote et le diopside constituent les autres composantes minéralogiques.



FIGURE 37 — Vue d'ensemble d'un filon-couche de gabbro différencié (unité 2) occupant l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat.



FIGURE 38 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de ferrogabbro à quartz (unité 2). Notez les grains xénomorphes de quartz (QZ).

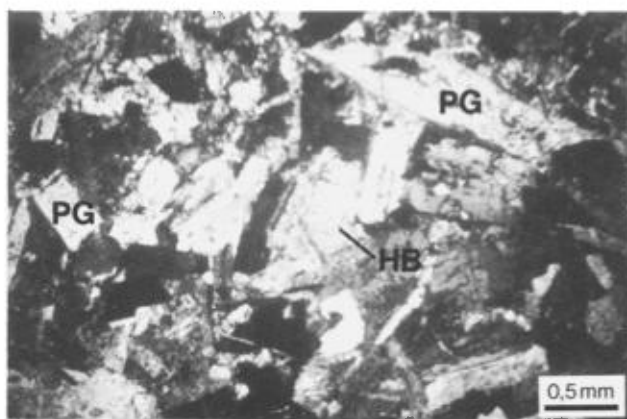


FIGURE 36 — Photomicrographie d'un échantillon de gabbro (unité 2). Notez la présence de bâtonnets de plagioclase (PG) et de cristaux de hornblende (HB).



FIGURE 39 — Filon-couche de gabbro (unité 2) renfermant un xénolite de basalte.

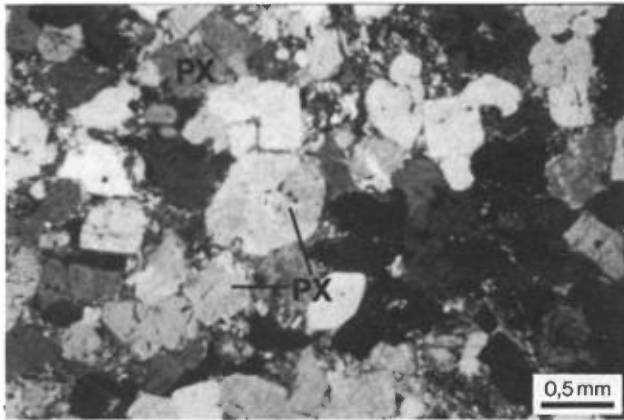


FIGURE 40 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite (unité 3). Notez l'abondance de phénocristaux automorphes de pyroxène (PX) dans la matrice (à grain fin) de plagioclase.

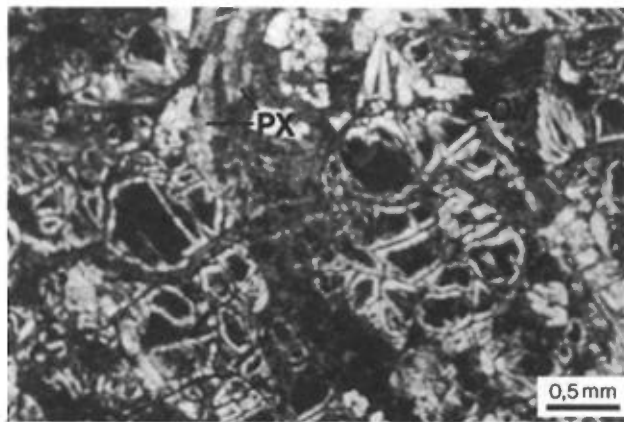


FIGURE 41 — Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite (unité 4). Notez l'abondance de cristaux altérés d'olivine (OV) (serpentinisation) et la présence de grains de pyroxène (PX).

Les intrusions mafiques à ultramafiques ont été affectées par des systèmes conjugués de joints (diaclasses). Les structures magmatiques les plus fréquemment observées sont les joints colonnaires ou polygonaux de dimensions métriques (figure 42). Ces structures, de forme hexagonale, sont le plus souvent associées à la partie inférieure des filons-couches.



FIGURE 42 — Joints colonnaires dans une coulée litée du Groupe de Chukotat.

Roches intrusives hadryniennes (unité Dia)

Au sud-est de la région cartographiée (carte n° 2143A, hors texte), des dykes de diabase (Dia) orientés N-S recoupent les unités archéennes. La proximité de ces dykes avec la zone de contact, entre le socle archéen et les unités aphébiennes, ainsi que la nature pétrographique de ces roches suggèrent que ces corps intrusifs non déformés pourraient être des dykes nourriciers de la séquence basaltique de Groupe de Povungnituk.

Groupe de Povungnituk

Les basaltes du Groupe de Povungnituk possèdent une composition chimique comprise entre 46,90 et 52,59 % de SiO_2 (annexe I, tableau 1). Ils sont riches en Al_2O_3 et TiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,3$ à $15,1$ %; $\text{TiO}_2 = 0,95$ à $2,59$ %), mais généralement pauvres en MgO , Cr et Ni ($\text{MgO} = 5,60$ à $8,84$ %; $\text{Cr} = 90$ à 312 ppm; $\text{Ni} = 47$ à 286 ppm). D'après Picard (1989b), ces valeurs ainsi que les teneurs relativement élevées en Zr et Y ($\text{Zr} = 65$ à 185 ppm; $\text{Y} = 19$ à 42 ppm) mettent en évidence le caractère différencié des basaltes du Povungnituk et l'existence probable de réservoirs magmatiques avant leur épanchement. Les travaux de Picard (1989b) indiquent un enrichissement en terres rares légères, Zr et Ti , par rapport aux terres rares lourdes, Y et V . Les basaltes du Groupe de Povungnituk montrent donc une affinité tholéiitique similaire à celle des types T à E MORB ou à celle des basaltes tholéiitiques intracontinentaux. La distribution des points sur le diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971; figure 43) montre l'affinité tholéiitique des basaltes à plagioclase (unité Bba) du Groupe de Povungnituk.

Les teneurs élevées en éléments incompatibles, et plus particulièrement en TiO_2 , ainsi que le rapport Zr/Y (2,95 à 5,04) sont typiques des basaltes continentaux. La position des points dans le champ des basaltes intraplaques sur le diagramme $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - \text{Yx3}$ (Pearce & Cann, 1973; figure 44) suggère une affinité tholéiitique intracontinentale et une mise en place en milieu ensialique lors d'un stade protorift (Picard, 1986b).

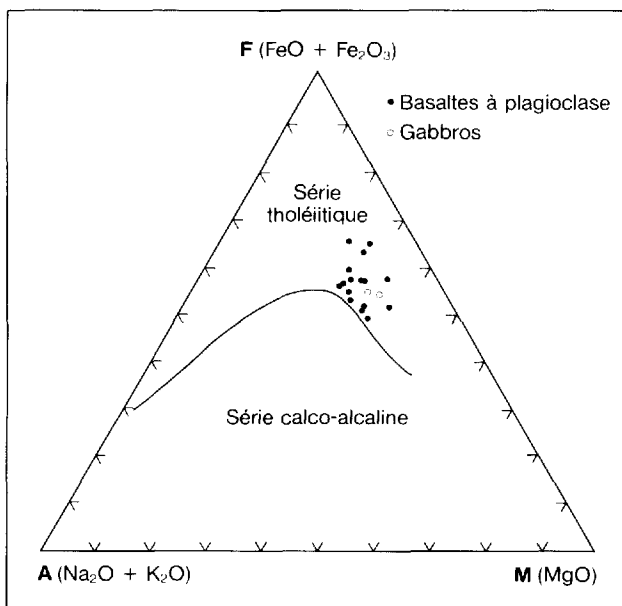


FIGURE 43 — Diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971) pour les basaltes à plagioclase (unité Bba) du Groupe de Povungnituk.

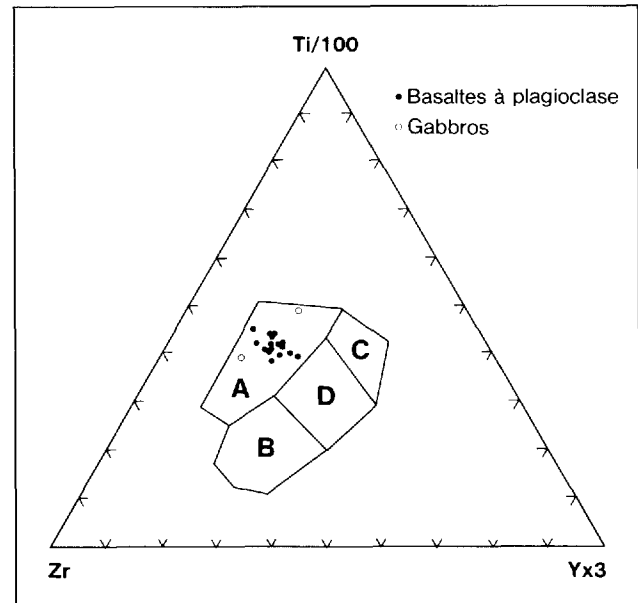


FIGURE 44 — Diagramme discriminant $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - \text{Yx3}$ (Pearce & Cann, 1973) pour les basaltes à plagioclase (unité Bba) du Groupe de Povungnituk. (A) = basalte intraplaque; (B) = basalte calco-alcalin; (C) = basalte tholéiitique (faible teneur en K); (D) = basalte de fond océanique (calco-alcalin et faible teneur en K).

Groupe de Chukotat

Les basaltes du Groupe de Chukotat présentent dans l'ensemble une composition chimique comprise entre 48,72 et 52,70 % de SiO_2 (annexe I, tableau 2). Ce sont des basaltes relativement pauvres en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,71$ à $15,06$ %), surtout caractérisés par de hautes teneurs en MgO , Cr et Ni ($\text{MgO} = 4,66$ à $17,09$ %; $\text{Cr} = 64$ à $1\ 900$ ppm; $\text{Ni} = 36$ à 663 ppm) ainsi que par de faibles teneurs en TiO_2 (0,61 à 1,83 %). Les teneurs en éléments hygromagmaphyles (Zr , Y et Nb) sont relativement faibles ($\text{Zr} = 43$ à 110 ppm; $\text{Y} = 13$ à 37 ppm; $\text{Nb} = 7$ à 10 ppm), mettant ainsi en évidence le caractère primitif de ces basaltes.

Les basaltes à olivine (unité Cbol : $\text{SiO}_2 = 49,01$ à $50,53$ %) sont caractérisés par de faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,71$ à $10,93$ %; $\text{TiO}_2 = 0,61$ à $0,71$ %) ainsi que par des teneurs élevées en MgO , Cr et Ni ($\text{MgO} = 14,30$ à $17,09$ %; $\text{Cr} = 1\ 300$ à $1\ 900$ ppm; $\text{Ni} = 471$ à 663 ppm).

Les basaltes à pyroxène (unité Cbpx : $\text{SiO}_2 = 49,63$ à $52,22$ %) sont un peu plus riches en Al_2O_3 et TiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,60$ à $14,58$ %; $\text{TiO}_2 = 0,63$ à $1,83$ %), mais relativement pauvres en MgO , Cr et Ni ($\text{MgO} = 5,48$ à $11,60$ %; $\text{Cr} = 118$ à 794 ppm; $\text{Ni} = 40$ à 250 ppm).

Les basaltes à plagioclase (unité Cbpl : $\text{SiO}_2 = 49,06$ à $52,70$ %) sont plus riches en Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,25$ à $15,06$ %) et présentent des teneurs plus élevées en TiO_2

($\text{TiO}_2 = 1.34$ à 1.73%). Par rapport aux deux autres types de basalte (basalte à olivine et basalte à pyroxène), les teneurs en MgO, Cr et Ni du basalte à plagioclase sont les plus basses (MgO = 4.66 à 6.70% ; Cr = 64 - 200 ppm; Ni = 36 à 267 ppm). Il présente donc les mêmes caractéristiques géochimiques que les basaltes tholéïtiques à plagioclase du Groupe de Povungnituk.

La distribution des points sur le diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971; figure 45) montre l'affinité tholéïtique des basaltes du Groupe de Chukotat. Les travaux de Picard (1989b) indiquent également l'affinité komatiitique des basaltes à olivine ainsi que l'affinité tholéïtique (type N MORB) des basaltes à pyroxène et à plagioclase du Groupe de Chukotat. De plus, ils indiquent que le basalte à olivine est caractérisé par des spectres variant d'appauvris à faiblement enrichis en terres rares légères. Le basalte à pyroxène présente des spectres similaires avec cependant des valeurs absolues plus élevées. Le basalte à plagioclase montre un profil analogue, mais nettement plus enrichi en teneurs absolues que ceux des deux autres types de basalte (basalte à olivine et basalte à pyroxène).

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat, les patrons des ter-

res rares (figure 46) ainsi que les valeurs du rapport Zr/Y (2.81 à 3.60) définissent un site géotectonique typique des dorsales océaniques. La position des points sur le diagramme de Pearce & Cann (1973) (figure 47) indique également que les basaltes du Groupe de Chukotat se sont mis en place sur un fond océanique.

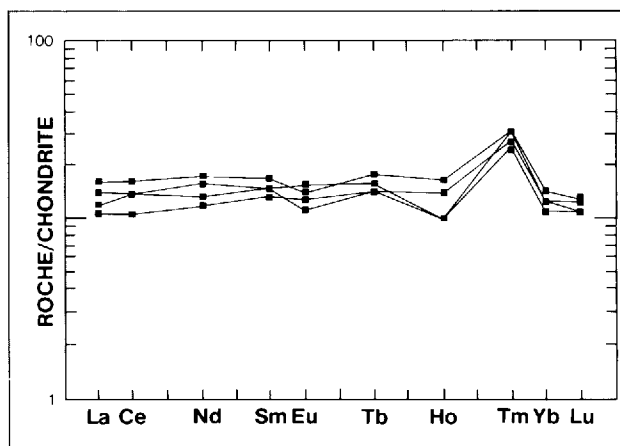


FIGURE 46 — Diagramme des terres rares (valeurs normalisées aux chondrites) pour les basaltes du Groupe de Chukotat.

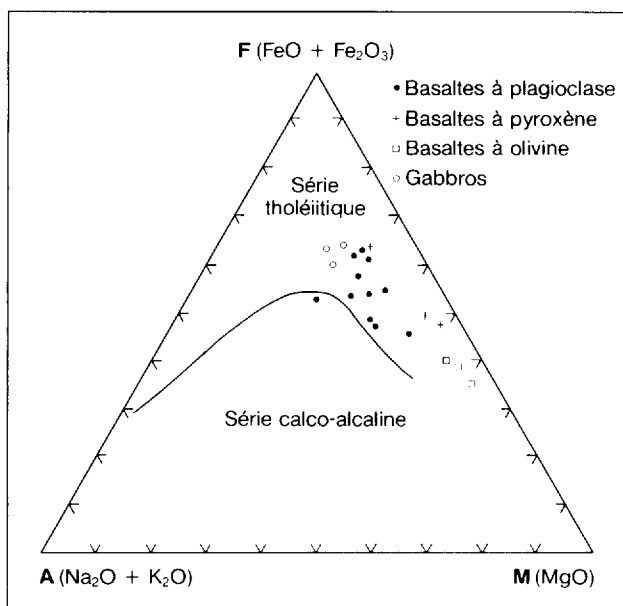


FIGURE 45 — Diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971) pour les différents types de basalte du Groupe de Chukotat.

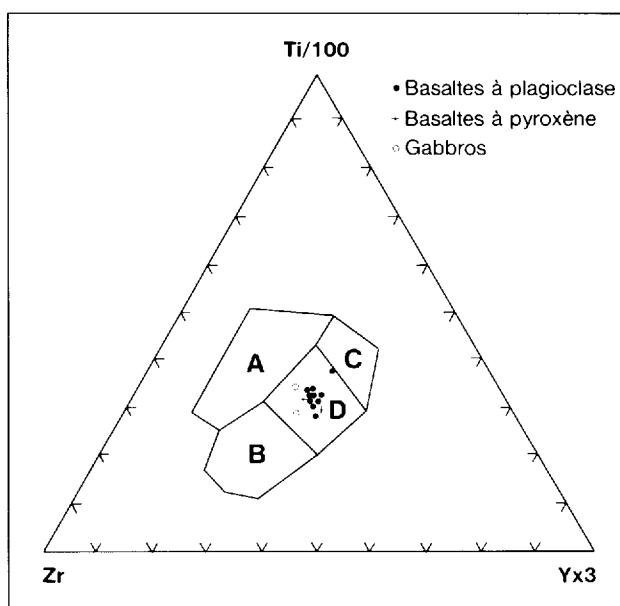


FIGURE 47 — Diagramme discriminant Ti/100 - Zr - Yx3 de Pearce & Cann (1973) pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat. (A) = basalte intraplaque; (B) = basalte calco-alcalin; (C) = basalte tholéïtique (faible teneur en K); (D) = basalte de fond océanique (calco-alcalin et faible teneur K).

Structure

Les unités archéennes ont été affectées par une déformation principale se traduisant par une foliation (ou gneissosité) orientée NNW-SSE. Cette foliation est marquée par l'orientation préférentielle des grains de minéraux mafiques (micas, amphiboles). Une linéation minérale, définie par l'orientation parallèle de cristaux d'amphibole, montre aussi une orientation NNW-SSE. Les roches aphébiennes, quant à elles, ont été affectées par trois principales phases de déformation (Hynes & Francis, 1982; Hoffman, 1985; Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; Roy, 1985; Moorhead, 1986a, 1986b, 1987 et 1988; Tremblay, 1985 et 1986a; Barette, 1987 et 1990a; Togola, 1989).

La première phase de déformation (D_1), d'orientation NE-SW, a produit une schistosité S_1 , généralement sub-parallèle au litage des plis P_1 isoclinaux ou déversés, et une linéation minérale (ou d'allongement de minéraux) orientée NNW-SSE. Les failles de chevauchement sont interprétées comme synchrones à cette phase de déformation (Moorhead, 1986a, 1986b et 1988; St-Onge *et al.*, 1987 et 1988). La déformation D_1 est caractérisée par le développement d'un clivage ardoisier ou phylliteux dans les interlits pélitiques (ardoise, phyllade) du Sous-groupe de Beuparlant. Cette déformation pénétrative a produit, par endroits, un débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique des unités de basalte massif ou coussiné (unité Bba). Des plis P_1 , d'amplitude métrique à décimétrique, ont particulièrement affecté les unités de la partie supérieure du Sous-groupe de Beuparlant. La mise en place des filons-couches de gabbro (unité 2) à l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat semble antérieure à la déformation D_1 : la base des filons-couches est cisailée près de la faille de chevauchement basale du Chukotat.

La deuxième phase de déformation (D_2), également d'orientation NE-SW, se caractérise à l'échelle de l'affleurement par une schistosité S_2 (crénulation des plans de S_1 ; figure 48). Dans les sédiments pélitiques, S_2 se définit par la recristallisation de la muscovite. La déformation D_2 a produit des plis serrés et un redressement des failles de chevauchement (Moorhead, 1986a et 1986b). Le Groupe de Chukotat, beaucoup mieux préservé de la déformation D_1 que le Groupe de Povungnituk, a été légèrement affecté par la déformation D_2 avec la formation de plis P_2 de grande longueur d'onde. Les plis P_2 à la base du Chukotat sont bien exposés à l'extrémité ouest de la région. Un de ces plis, d'amplitude kilométrique, est montré à la figure 49. Des plis P_2 , d'amplitude décimétrique, ont été observés, d'une part dans la partie inférieure du Sous-groupe de Beuparlant et, d'autre part, dans les sédiments ferrugineux au sommet de cette unité (figure 50).

La troisième phase de déformation (D_3), d'orientation NNW-SSE, se caractérise par un clivage S_3 espacé et des

plis P_3 ouverts (non montrés). Le clivage S_3 s'observe dans la partie sommitale du Sous-groupe de Beuparlant, particulièrement dans les sédiments ferrugineux interlités de chert (unité Bffe). Quelques horizons d'ardoise et de siltstone de l'unité Basg du Groupe de Povungnituk portent les empreintes de cette déformation.

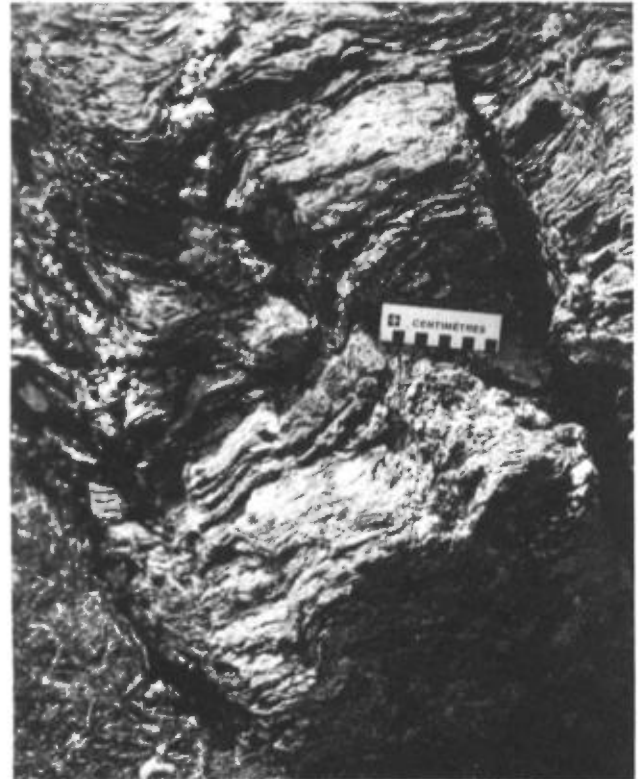


FIGURE 48 — Crénulation de la surface S_1 par la deuxième phase de déformation D_2 .



FIGURE 49 — Vue d'ensemble vers le SW d'un pli P_2 , d'amplitude kilométrique, dans un filon-couche de gabbro différencié (unité 2) à l'extrémité ouest de la région.



FIGURE 50 — Pli P_2 , d'amplitude décimétrique, dans les sédiments ferrugineux (unité Bffe) du Groupe de Povungnituk.

Le contact entre le socle archéen et les roches aphébiennes sus-jacentes est généralement très cisailé et

ankéritisé. Un décollement majeur se situe entre le socle archéen et les unités aphébiennes (Moorhead, 1986a, 1986b et 1988). Ce décollement se caractérise par une réorientation très locale des structures archéennes parallèlement à la schistosité majeure S_1 des unités aphébiennes et par un cisaillement prononcé d'épaisseur variable. Cette réorientation disparaît à quelques mètres sous le contact. Toutefois, on observe à un endroit, sous la faille de décollement, la présence d'un conglomérat de base renfermant des fragments de quartz bleu, typique du socle granitique : ils signalent la présence d'une discordance d'érosion.

Les unités aphébiennes de la région sont découpées par des failles de chevauchement, d'orientation NE-SW, caractérisées par des zones de cisaillement d'épaisseur variable. La faille Bergeron (Bergeron, 1959; figure 2), un linéament structural majeur qui traverse la Fosse sur presque toute sa longueur (elle sépare les unités du Groupe de Chukotat de celles du Groupe de Watts), ne se poursuit pas dans la région cartographiée.

Métamorphisme

Socle archéen au sud de la Fosse de l'Ungava

Les unités du socle archéen de la province structurale du Supérieur ont été déformées et métamorphosées au faciès amphibolite inférieur au cours de l'orogénèse kénoréenne. Ces unités ont été retromorphosées au faciès des schistes verts lors de l'orogénèse hudsonienne. Dans la région cartographiée, la présence de chlorite, d'épidote et de muscovite (dans les roches felsiques et mafiques du socle archéen ainsi que dans la zone de contact avec l'Aphébién) indique un métamorphisme rétrograde. La présence de chlorite et de biotite dans les dykes de diabase recoupant le socle archéen suggère que ces intrusions ont été métamorphosées au faciès des schistes verts.

L'assemblage de hornblende - microcline - plagioclase et de biotite - muscovite - quartz, dans les unités de granite et de granodiorite, est caractéristique du faciès amphibolite.

Fosse de l'Ungava

La Fosse de l'Ungava a été affectée par une seule orogénèse : l'orogénèse hudsonienne (Ozoray, 1983). Le

degré de métamorphisme des unités de la Fosse de l'Ungava augmente du sud vers le nord (Bergeron, 1959; Westra, 1978; Hynes & Francis, 1982; Ozoray, 1983; Olson, 1983; Lamothe *et al.*, 1984; Hervet, 1985; St-Onge *et al.*, 1987; Moorhead, 1986a et 1986b) et d'ouest en est (Schimann, 1978; Westra, 1978; St-Onge *et al.*, 1986; Bégin & Carmichael, 1987), du faciès des schistes verts au faciès amphibolite.

Les unités du groupe de Povungnituk et du Groupe de Chukotat, ainsi que la partie inférieure du Groupe de Watts ont été métamorphosées aux faciès des schistes verts (Hynes & Francis, 1982; Moorhead, 1987). Les roches volcaniques mafiques ainsi que les intrusions mafiques et ultramafiques de ces trois principales unités sont caractérisées par l'assemblage minéralogique suivant : albite - actinote \pm épidote \pm chlorite \pm sphène. Cet assemblage est typique du faciès des schistes verts. Les transformations minéralogiques les plus communes altèrent le plagioclase en épidote, le diopside et l'actinote en chlorite, et l'olivine en serpentine. Le carbonate, sous la forme de calcite ou de dolomite, est omniprésent en proportion mineure. La présence des carbonates est compatible avec un faciès des schistes verts (Turner, 1981).



Géologie économique

Les travaux de Low (1903) révèlent la présence de sulfures massifs cupro-nickélicifères dans la région étudiée. Entre les années 1930 et 1960, plusieurs campagnes de cartographie et de prospection, incluant la réalisation de tranchées et de forages, y ont été effectuées (Gunning, 1934; Dresser & Denis, 1949; Lee, 1957). Ces travaux montrent que la région du lac Rusty (maintenant lac Isiurqutuq) renferme de grandes quantités de sulfures massifs : pyrite, pyrrhotite primaire et secondaire, et un peu de chalcopryrite. Stevenson (1968) signale également la présence de minéralisation en sulfures massifs ou disséminés dans la région.

Une quarantaine d'indices minéralisés ont été identifiés dans la région (annexe II, tableau 3, et cartes, hors texte). Ces indices se présentent essentiellement sous la forme de sulfures massifs ou disséminés dans la roche. Les horizons d'ardoise et de phyllade interstratifiés avec les basaltes du Sous-groupe de Beauparlant sont généralement minéralisés (1 à 15 %) en pyrite (PY), pyrrhotite (PO) et chalcopryrite (CP) (indices nos 19 [carte n° 2143B], 38 et 39 [carte n° 2143C]; annexe II, tableau 3). Les ardoises ou mudstones en contact avec les filons-couches de gabbro constituent des sites bien minéralisés en pyrite, pyrrhotite ou chalcopryrite (indices nos 6 et 13 [carte n° 2143B]). Un échantillon d'ardoise minéralisée renferme 2,4 g/t Ag, 272 ppm Cu, 56 ppm Pb et 0,13 % Zn (indice n° 6 [carte n° 2143B]; annexe II, tableau 3).

Les filons-couches de gabbro différencié, à l'interface entre le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat, sont porteurs de minéralisations (1 à 10 %) en pyrite-pyrrhotite (indices nos 9, 16, 25, 26 [carte n° 2143B] et 31 [carte n° 2143C]; annexe II, tableau 3). Les sulfures peuvent parfois constituer jusqu'à 80 % de la roche (indice n° 26 [carte n° 2143B]; annexe II, tableau 3) : un échantillon prélevé dans le filon-couche de gabbro renferme 17 ppb Au, 399 ppm Cu et 0,73 % Zn. Les filons-couches de gabbro différencié se poursuivent à l'est, dans la région cartographiée, et renferment des minéralisations sulfurées massives ou disséminées en pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite (Moorhead, 1987). Les travaux de Giovenazzo (1985) et de Giovenazzo *et al.* (1988), dans la partie

est de la Fosse de l'Ungava, indiquent la présence d'amas sulfurés de Ni-Cu-EGP dans les filons-couches des lacs Cross et Katinniq.

Les basaltes du Groupe de Povungnituk et du Groupe de Chukotat, ainsi que les filons-couches de gabbro associés renferment par endroits de faibles minéralisations disséminées (1 à 10 %) en pyrite, pyrrhotite ou chalcopryrite (indices nos 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 19, 20, 21, 22, 24 et 27 [carte n° 2143B, hors texte], et 30, 32, 34, 35, 36, 39 et 40 [carte n° 2143C, hors texte]; annexe II, tableau 3). Certains horizons de basalte sont parfois très riches (90 %) en minéralisations sulfurées syngénétiques (indices nos 11 et 14 [carte n° 2143B, hors texte]; annexe II, tableau 3). Un échantillon prélevé dans un horizon de basalte à pyroxène-plagioclase (unité Cbpb) du Groupe de Chukotat renferme 10 ppb Au, 78 ppm Cu, 3 ppm Pb et 0,23 % Zn (indice n° 35 [carte n° 2143C]; annexe II, tableau 3).

Quelques indices minéralisés ont été décrits en détail par J.-P. Barrette (en préparation) dans la partie occidentale de la Fosse. Ces indices sont associés aux sédiments péliques interstratifiés avec les basaltes (indices Morin) ou en contact avec les filons-couches de gabbro (indice du lac Rusty [maintenant lac Isiurqutuq] et indice Pinguq).

Les indices Morin (Morin-Nord et Morin-Sud) sont constitués de minces bandes de phyllade sulfuré injectées de veines minéralisées en quartz et en carbonate. Des valeurs significatives en zinc (881 et 110 ppm), en cuivre (289 et 119 ppm), et en nickel (105 ppm) ont été décelées (J.-P. Barrette, en préparation).

L'indice du lac Rusty (maintenant lac Isiurqutuq) comprend plusieurs horizons minéralisés associés particulièrement aux phyllades. Ces horizons de sulfures massifs peuvent renfermer du Zn (0,42 %) et du Cu (0,23 %), ainsi que de très faibles teneurs en Ag et Au (J.-P. Barrette, en préparation).

De faibles minéralisations disséminées en pyrite (1 à 2 %) se trouvent dans les enclaves de schiste à amphibole du socle archéen (indices nos 41, 42 et 43 [carte n° 2143A, hors texte]; annexe II, tableau 3).



Références

- BARAGAR, W.R.A., 1974 — Volcanic studies in the Cape Smith-Wakeham Bay Belt, New Quebec. Commission géologique du Canada; Paper 74-1A, pages 155-157.
- BARAGAR, W.R.A. — SCOATES, R.F.J., 1981 — The Circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin? *In* : Precambrian Plate Tectonics (A. Kröner *éditeur*). Elsevier, Amsterdam; pages 297-330.
- 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.
- BARRETTE, J.-P., (en préparation) — Étude géologique de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava : régions des lacs Bilson, Bolduc et Vigneault et de la baie Korak. Territoire-du-Nouveau-Québec.
- BARRETTE, P.-D., 1987 — Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-23 (carte annotée).
- 1990a — Géologie de la région du lac Bolduc (Fosse de l'Ungava). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-03.
- 1990b — Géologie de la région du lac Bilson (Fosse de l'Ungava). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-15.
- 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.
- BÉDARD, J.H. — FRANCIS, D.M. — HYNES, A.J. — NADEAU, S., 1984 — Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 489-499.
- BÉGIN, N.J. — CARMICHAEL, D.M., 1987 — Metabasites in the eastern Cape Smith fold belt, Northern Quebec : Metamorphic facies, mineral reactions and P-T-XCO₂ estimates. Association géologique du Canada; programme et résumés, volume 12.
- 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.
- 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, *éditeur*). Commission géologique du 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.
- DRESSER, J.A. — DENIS, T.C., 1949 — Ungava ou Nouveau-Québec. *In* : Géologie de Québec, volume III (géologie économique). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-20, pages 3-14.
- FRANCIS, D.M. — HYNES, A.J., 1979 — Komatiite-derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth Planetary Science Letters*; Volume 44, pages 473-481.
- FRANCIS, D.M. — HYNES, A.J. — LUDDEN, J.N. — BÉDARD, J., 1981 — Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Québec. *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.
- GIOVENAZZO, D. — PICARD, C. — LEFEBVRE, C. — TREMBLAY, C., 1985 — Étude des minéralisations du secteur centre de la Fosse de l'Ungava : région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-13.
- (en préparation) — Géologie des indices minéralisés de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- GOLD, D.P., 1962 — Rapport préliminaire sur la région du lac Brisebois, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-470.
- GUNNING, H.C., 1934 — Summary report 1933. Commission géologique du Canada; partie D.
- HERVET, M., 1985 — Région de la vallée de Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-05.

- _____ 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.
- HARGREAVES, R. — AYRES, L.D., 1979 — Morphology of archaean metabasalt flows, Utik lake, Manitoba. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 16, pages 1452-1466.
- HYNES, A.J. — FRANCIS, D.M., 1981 — Komatiitic basalts of the Cape-Smith foldbelt, New Québec, Canada. *In* : Komatiites (N.T. Arndt et E.C. Nisbet, *éditeurs*). Allen and Unwin, London.
- _____ 1982 — A transect of the Early Proterozoic Cape Smith Fold belt, New Quebec. *Tectonophysics*; Volume 88, pages 23-59.
- IRVINE, T.N. — BARAGAR, W.R.A., 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 8, pages 523-548.
- 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.
- LEE, A.C., 1957 — Report on concession M1 et M15, cantons 7511, 7611 et d'autres cantons. American Chibougamau Mines Ltd; GM 6411.
- LOW, A.P., 1903 — Hudson Bay & James Bays Sheet. Commission géologique du Canada; cartes 780 et 781, volume XIII-D.
- LOWDON, J.A., 1961 — Age determinations by Geological Survey of Canada, report 2, Isotopic ages. Commission géologique du Canada; Paper 61-17.
- 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).
- _____ 1988 — Géologie de la région du lac Vigneau, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 88-05.
- _____ 1989 — Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-10.
- OLSON, K.E., 1983 — Greenschist - amphibolite metabasites at the northern margin of Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. Université McGill; thèse de M.Sc. (non publiée).
- OZORAY, J., 1983 — Serpentinization and metamorphism in the Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. Université McGill; thèse de M.Sc. (non publiée).
- PEARCE, J.A. — CANN, J.R., 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Science Letters*; No. 19, pages 290-300.
- PICARD, C., 1985 — Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-12.
- _____ 1986a — Pétrologie des roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava : coupes lithologiques au sud du lac Lanyan et à l'est du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-26.
- _____ 1986b — Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. 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 57-72.
- _____ 1989a — Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-07.
- _____ 1989b — 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., 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.
- _____ 1987 — Petrological derivation of site-specific P-T-t paths of metamorphism : constraints on the tectonic evolution of two 1.9 Ga thrust-fold belts. Association géologique du Canada; programme et résumés, volume 12.
- 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. Commission géologique du Canada; Paper 86-1A.
- _____ 1987 — Tectono-stratigraphy and structure of the lac Watts - lac Cross - rivière Déception area, Central Cape Smith Belt, Northern Quebec. *In* : Current Research, Part A. Commission géologique du Canada; Paper 87-1A, pages 619-632.
- 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. Commission géologique du Canada; Paper 88-1C, pages 1-18.
- ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B. — SCOTT, D.J. — SCHIMANN, K., 1978 — On regional metamorphism in the Wakeham Bay area, New Quebec. *In* : Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; Paper 78-10, pages 245-248.

- SCOTT, D.J. — ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B. — HELMSTEAD, H., 1988 — The 1999 Ma Purtuniqu ophiolite : Imbricated oceanic crust obliquely exposed in the Cape Smith Thrust-fold Belt, northern Quebec, Canada. Geological Society of America; Abstracts with programs, volume 20, page 158.
- _____ 1989 — The 1998 Ma Purtuniqu ophiolite : Imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Thrust Belt, Northern Quebec. Geoscience Canada; Volume 16, pages 144-147.
- STEVENSON, I.M., 1968 — A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New-Quebec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada; Memoire 356.
- TAYLOR, F.C., 1974 — Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada; Paper 74-21.
- _____ 1982 — Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada; Mémoire 399.
- TAYLOR, F.C. — LOVERRIDGE, W.D., 1981 — A Rb-Sr study of a New Quebec Archean granodiorite. *In* : Rb-Sr and U-Pb isotopic Age Studies. Commission géologique du Canada; Paper 81-1C, pages 105-106.
- TOGOLA, N., 1989 — Géologie de la région de la baie Korak, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-06.
- TREMBLAY, G., 1985 — Géologie de la région du lac Vanasse. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-29 (carte annotée).
- _____ 1986a — Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-30 (carte annotée).
- _____ 1986b — Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. Exploration en Ungava : données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 15-20.
- TURNER, F.J., 1981 — Metamorphic petrology : Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. McGraw-Hill, N.Y.; 524 pages.
- WANLESS, R.K. — STEVENS, R.D. — LACHANCE, G.R. — EDMONS, C.M., 1967 — Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages, Report 7. Commission géologique du Canada; article 66-17, page 97.
- _____ 1968 — Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 8. Commission géologique du Canada; article 67-2, partie A.
- WESTRA, L., 1978 — Metamorphism in the Cape Smith-Wakeham Bay area, north of 61°N, New-Quebec. *In* : Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; Paper 78-10, pages 237-244.
- YAMAGISHI, H., 1985 — Growth of pillow lobes - Evidence from pillow lavas of Hakkaido, Japan and North Island, New Zealand. Geology; volume 13, pages 499-502.
- 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.

Annexe I

**Résultats des analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en traces)
des basaltes du Groupe de Povungnituk et du Groupe de Chukotat**

TABLEAU 1 — Analyses chimiques des basaltes du Groupe de Povungnituk (début)

N° d'échantillon Type de roche*	5058 Bas-PI	6127 Bas-PI	6128 Bas-PI	6080 Bas-PI	6082 Bas-PI	7086 Bas-PI	7084 Bas-PI	5094 Bas-PI	10106 Bas-PI	10108 Bas-PI	7335 Bas-PI
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	50,31	50,38	51,30	51,67	52,59	52,08	48,76	49,61	49,69	47,27	50,55
Al ₂ O ₃	15,11	14,44	13,49	13,69	13,46	14,00	14,44	13,98	14,55	14,36	14,28
Fe ₂ O _{3t}	13,98	12,57	13,69	14,92	12,02	12,76	13,21	13,78	12,81	16,87	13,33
MgO	6,15	5,93	5,60	6,67	7,84	7,75	7,41	6,84	8,84	6,69	7,49
CaO	8,58	12,26	12,16	7,43	9,01	8,25	12,91	11,13	10,24	10,90	10,68
Na ₂ O	4,05	2,53	2,01	3,47	3,69	3,54	1,85	2,82	2,64	1,93	2,29
K ₂ O	0,10	0,18	,04	0,14	0,05	0,18	0,03	0,08	0,03	0,10	0,09
TiO ₂	1,38	1,42	1,43	1,64	1,09	1,16	1,13	1,48	0,95	1,53	1,03
MnO	0,21	0,17	0,16	0,23	0,16	0,17	0,17	0,19	0,17	0,23	0,18
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,14	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,11	0,07
Total	99,98	99,99	99,99	100,00	100,00	99,98	99,99	100,00	99,99	99,99	99,99
Éléments en traces (ppm)											
Cr	234	144	143	208	232	143	141	141	152	90	199
Ni	114	84	115	72	120	77	286	77	199	68	93
Y	24	22	23	26	21	23	22	19	22	31	22
Zr	82	94	87	100	69	75	73	75	66	97	65
Zr/Y	3,41	4,27	3,78	3,89	3,28	3,26	3,31	3,94	3,00	3,13	2,95

* (Bas-PI) basalte à plagioclase.

TABLEAU 1 — Analyses chimiques des basaltes du Groupe de Povungnituk (suite et fin)

N° d'échantillon Type de roche*	10050 Bas-PI	6115-A Gab-OI	6376-A Bas-PI	4101-A Bas-PI	4094-A Bas-PI	5260-A Bas-PI	6319-B Bas-PI	5061 Bas-PI	4079-A Bas-PI	6153-A Gab-Lx
Éléments majeurs (% du poids)										
SiO ₂	52,14	49,31	44,94	49,50	46,90	51,45	50,80	50,88	51,57	49,11
Al ₂ O ₃	13,31	9,04	14,43	14,49	14,12	14,85	13,54	14,57	14,84	15,02
Fe ₂ O _{3t}	13,52	11,52	14,02	12,71	18,87	12,78	15,17	13,64	10,74	13,14
MgO	6,70	17,96	6,80	7,59	6,37	6,71	6,32	6,07	6,53	7,12
CaO	8,45	10,26	10,34	11,36	7,52	8,80	8,98	9,39	11,87	11,26
Na ₂ O	3,89	1,05	2,96	2,01	2,69	3,85	3,35	3,68	3,13	2,87
K ₂ O	0,05	0,06	0,10	0,61	0,38	0,10	0,10	0,06	0,06	0,08
TiO ₂	1,62	0,60	1,12	1,41	2,59	1,17	1,41	1,40	1,03	1,15
MnO	0,15	0,16	0,19	0,19	0,24	0,17	0,21	0,17	0,14	0,19
P ₂ O ₅	0,15	0,04	0,09	0,12	0,31	0,10	0,11	0,13	0,08	0,06
Total	99,98	100,00	99,99	99,99	99,99	99,98	99,99	99,99	99,99	100,00
Éléments en traces (ppm)										
Cr	131	1900	118	236	123	185	124	132	312	24
Ni	83	690	86	103	47	156	60	56	128	60
Y	22	12	22	22	42	22	31	24	22	21
Zr	101	46	78	111	185	75	89	93	66	52
Zr/Y	4,59	3,83	3,54	5,04	4,40	3,40	2,87	3,87	3,00	2,47

* (Bas-PI) basalte à plagioclase; (Gab-OI) gabbro à olivine; (Gab-Lx) gabbro à leucoxène.

TABLEAU 2 — Analyses chimiques des basaltes du Groupe de Chukotat

N° d'échantillon	10020	7330	5262	6205-A	6190	7240	7248	6297-A	7331	5271	5269	6266	6264	6260	5268	6229
Type de roche*	Bas-OI	Bas-OI	Bas-OI	Bas-OI	Bas-Px	Bas-Px	Bas-Px	Bas-Px	Bas-Px	Bas-Pl	Bas-Pl	Bas-Pl	Bas-Pl	Bas-Pl	Bas-Pl	Bas-Pl
Éléments majeurs (% du poids)																
SiO ₂	49,01	49,71	50,53	48,72	51,82	49,63	49,78	49,98	52,22	49,19	51,15	49,42	52,70	51,35	50,25	49,06
Al ₂ O ₃	10,93	10,32	8,71	9,98	13,08	11,60	14,44	13,61	14,58	14,07	14,10	13,63	14,88	15,06	13,25	13,46
Fe ₂ O ₃ t	11,55	11,42	10,86	11,71	11,02	12,43	15,16	14,25	11,48	16,23	14,72	14,15	12,19	12,65	15,68	16,01
MgO	14,36	14,30	17,09	15,44	9,24	11,60	5,48	6,23	7,57	6,38	6,70	5,60	4,84	4,80	4,66	6,43
CaO	11,55	11,46	10,76	11,82	12,88	12,85	8,85	11,91	9,68	9,33	8,39	13,42	8,80	11,71	10,35	11,22
Na ₂ O	1,57	1,77	1,19	0,92	0,51	0,95	4,00	2,03	2,82	2,88	2,92	2,04	4,70	2,60	3,64	1,93
K ₂ O	0,11	0,06	0,05	0,47	0,59	0,03	0,07	0,14	0,55	0,13	0,27	0,10	0,25	0,14	0,08	0,10
TiO ₂	0,71	0,70	0,61	0,71	0,63	0,68	1,83	1,52	0,88	1,48	1,41	1,34	1,41	1,42	1,73	1,46
MnO	0,17	0,17	0,16	0,17	0,18	0,19	0,22	0,20	0,15	0,20	0,19	0,20	0,13	0,11	0,22	0,21
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,14	0,12	0,07	0,11	0,15	0,10	0,10	0,11	0,14	0,11
Total	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	99,97	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99
Éléments en traces (ppm)																
Cr	1300	1600	1900	1300	448	794	118	132	184	135	143	145	183	200	64	99
Ni	471	585	663	451	88	250	40	184	78	83	267	121	96	87	36	55
Y	17	15	13	16	16	14	37	31	20	29	34	29	29	31	34	32
Zr	50	48	43	49	45	45	110	97	72	86	102	82	89	9	102	102
Nb	7	7	7	7	7	7	10	9	7	8	8	7	9	9	8	9
Zr/Y	2,94	3,20	3,30	3,06	2,81	3,21	2,97	3,12	3,60	2,96	3,00	2,82	3,06	3,00	3,00	3,18

* (Bas-OI) basalte à olivine; (Bas-Px) basalte à pyroxène; (Bas-Pl) basalte à plagioclase.

Annexe II

Résultats des analyses chimiques des indices minéralisés

TABLEAU 3A — Analyses chimiques des indices minéralisés nos 1 à 10 (carte n° 2143B, hors texte)

N° d'indice N° d'échantillon	1 7294-A ₁	2 5284-B	3 6274-A	4 10016-B	5 10101-C	6 4158-C	7 4208-A ₁	8 8027-I	9 5379-A	10 6320-B
As	6 ppm	18 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	42 ppm	<1 ppm	23 ppm	<1 ppm	29 ppm
Au	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	8 ppb	<5 ppb	41 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb
Br	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	2 ppm	2 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Cs	<1 ppm	2 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	6 ppm	1 ppm
Sb	0,5 ppm	1,5 ppm	0,4 ppm	<0,1 ppm	<0,1 ppm	11 ppm	0,2 ppm	0,2 ppm	0,4 ppm	0,3 ppm
Se	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,01 %	<0,001 %	0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %
Te	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %
Tl	<2 ppm	<2 ppm	2 ppm	2 ppm	2 ppm	<2 ppm	3 ppm	4 ppm	4 ppm	4 ppm
Tm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	7,3 ppm	0,7 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm
U	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
W	—	—	—	<0,5 ppm	<0,5 ppm	2,4 g/t	—	<0,5 ppm	<0,5 ppm	—
Ag	—	—	—	122 ppm	72 ppm	272 ppm	91 ppm	87 ppm	164 ppm	150 ppm
Cu	160 ppm	172 ppm	136 ppm	<1 ppm	<1 ppm	56 ppm	<12 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<12 ppm
Pb	<12 ppm	<12 ppm	<12 ppm	85 ppm	65 ppm	0,13 %	120 ppm	238 ppm	231 ppm	140 ppm
Zn	105 ppm	236 ppm	94 ppm	—	—	—	—	<6 ppb	<6 ppb	—
Pd	—	—	—	—	17 ppb	—	—	<6 ppb	<6 ppb	—
Pt	—	—	—	—	11 ppb	—	—	<6 ppb	<6 ppb	—
Rh	—	—	—	—	<6 ppb	—	—	<6 ppb	<6 ppb	—
FeO	S.T.É.*	S.T.É.*	10,2 %	—	—	—	S.T.É.*	—	—	S.T.É.*
S	0,22 %	0,50 %	0,08 %	—	—	—	2,07 %	—	—	1,62 %

* S.T.É. : soufre trop élevé (le pourcentage de soufre dans la roche est plus grand que 2 %).

TABLEAU 3B — Analyses chimiques des indices minéralisés nos 11 à 20 (carte n° 2143B, hors texte)

N° d'indice N° d'échantillon	11 7329-C ₁	12 4105-C	13 6356-C	14 7330-C	15 6159-A	16 6162-A	17 5057-A	18 5058-A	19 7278-C	20 4080-C
As	0,014 %	<1 ppm	<1 ppm	30 ppm	14 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Au	53 ppb	<5 ppb	<5 ppb	25 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	5 ppb	5 ppb
Br	18 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Cs	2 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	2 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Sb	3,7 ppm	0,1 ppm	0,2 ppm	0,6 ppm	0,1 ppm	0,2 ppm	0,3 ppm	0,2 ppm	<0,1 ppm	0,4 ppm
Se	0,002 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	0,001 %	0,002 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %
Te	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,5 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %
Tl	7 ppm	<2 ppm	<2 ppm	7 ppm	3 ppm	4 ppm	7 ppm	4 ppm	<2 ppm	2 ppm
Tm	12 ppm	2,9 ppm	<0,2 ppm	12 ppm	0,5 ppm	<0,2 ppm	1,1 ppm	0,2 ppm	0,3 ppm	2,1 ppm
U	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	2 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
W	—	—	—	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm
Ag	1,0 ppm	<0,5 ppm	—	0,12 %	61 ppm	115 ppm	32 ppm	89 ppm	48 ppm	84 ppm
Cu	0,10 %	102 ppm	1 ppm	28 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm
Pb	71 ppm	4 ppm	<12 ppm	307 ppm	85 ppm	81 ppm	177 ppm	102 ppm	120 ppm	519 ppm
Zn	0,22 %	62 ppm	<2 ppm	—	—	—	—	—	<6 ppb	—
Pd	12 ppb	—	—	13 ppb	7 ppb	<6 ppb	—	—	<6 ppb	—
Pt	8 ppb	—	—	<6 ppb	6 ppb	<6 ppb	—	—	<6 ppb	—
Rh	<6 ppb	—	—	<6 ppb	<6 ppb	<6 ppb	—	—	<6 ppb	—
FeO	—	—	0,21 %	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	<0,01 %	—	—	—	—	—	—	—

TABLEAU 3C — Analyses chimiques des indices minéralisés nos 21 à 27, et 29 à 32 (cartes nos 2143B et 2143C, hors texte)

N° d'indice N° d'échantillon	21 7280-A ₁	22 5067-A	23 6093-B	24 6085-A	25 6169-C	26 10121	27 6071-A ₁	29 5022-A	30 5023-A	31 5175-B ₂	32 6246-A ₁
As	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	0,010 %	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Au	8 ppb	<5 ppb	8 ppb	<5 ppb	<5 ppb	17 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb
Br	<1 ppm	<1 ppm	3 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Cs	1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	2 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	5 ppm	<1 ppm
Sb	0,8 ppm	<0,1 ppm	0,4 ppm	0,1 ppm	<0,1 ppm	0,6 ppm	0,3 ppm	0,1 ppm	0,3 ppm	0,1 ppm	0,3 ppm
Se	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %
Tl	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,5 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %
Tm	3 ppm	5 ppm	4 ppm	2 ppm	<2 ppm	8 ppm	2 ppm	3 ppm	5 ppm	3 ppm	4 ppm
U	4,9 ppm	<0,2 ppm	4,9 ppm	0,2 ppm	<0,2 ppm	11 ppm	0,3 ppm	0,3 ppm	0,4 ppm	<0,2 ppm	0,8 ppm
W	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	3 ppm	<1 ppm	2 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Ag	—	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	—
Cu	118 ppm	80 ppm	155 ppm	97 ppm	13 ppm	399 ppm	132 ppm	136 ppm	37 ppm	20 ppm	<62 ppm
Pb	<12 ppm	<1 ppm	4 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<12 ppm
Zn	95 ppm	98 ppm	213 ppm	111 ppm	15 ppm	0,73 %	85 ppm	133 ppm	141 ppm	103 ppm	90 ppm
Pd	—	—	—	—	—	7 ppb	—	<6 ppb	<6 ppb	<6 ppb	—
Pt	—	—	—	—	—	<6 ppb	—	<6 ppb	<6 ppb	<6 ppb	—
Rh	—	—	—	—	—	<6 ppb	—	<6 ppb	<6 ppb	<6 ppb	—
FeO	S.T.É.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	S.T.É.*
S	1,32 %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24 %

* S.T.É. : soufre trop élevé (le pourcentage de soufre dans la roche est plus grand que 2 %).

TABLEAU 3D — Analyses chimiques des indices minéralisés nos 33 à 43 (cartes nos 2143C et 2143A, hors texte)

N° d'indice N° d'échantillon	33 5048-A	34 4058	35 5162-B ₂	36 7100	37 7118-A	38 5101-B	39 6375-B	40 6052-C	41 4030-B ₁	42 6347-B	43 5004-A ₂
As	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Au	<5 ppb	<5 ppb	10 ppb	<5 ppb	<5 ppb	11 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb	<5 ppb
Br	<1 ppm	<1 ppm	3 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	3 ppm
Cs	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	1 ppm	1 ppm	<1 ppm	1 ppm	<1 ppm	2 ppm
Sb	<0,1 ppm	0,2 ppm	0,2 ppm	0,1 ppm	<0,1 ppm	0,2 ppm	0,3 ppm	0,3 ppm	<0,1 ppm	<0,1 ppm	<0,1 ppm
Se	<0,001 %	0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %	<0,001 %
Tl	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,5 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %	<0,05 %
Tm	<2 ppm	2 ppm	3 ppm	2 ppm	3 ppm	5 ppm	3 ppm	<2 ppm	<2 ppm	3 ppm	2 ppm
U	0,4 ppm	0,4 ppm	9,4 ppm	<0,2 ppm	<0,2 ppm	6,3 ppm	0,8 ppm	<0,2 ppm	1,2 ppm	0,6 ppm	2,3 ppm
W	<1 ppm	1 ppm	1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm	<1 ppm
Ag	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	<0,5 ppm	—	<0,5 ppm	<0,5 ppm	—	<0,5 ppm
Cu	134 ppm	47 ppm	78 ppm	207 ppm	151 ppm	156 ppm	40 ppm	7 ppm	34 ppm	2 ppm	14 ppm
Pb	<1 ppm	<1 ppm	3 ppm	<1 ppm	<1 ppm	36 ppm	22 ppm	<1 ppm	<1 ppm	13 ppm	15 ppm
Zn	148 ppm	110 ppm	0,23 %	110 ppm	116 ppm	352 ppm	18 ppm	52 ppm	159 ppm	10 ppm	138 ppm
Pd	8 ppb	—	<6 ppb	6 ppb	—	—	—	—	—	—	—
Pt	<6 ppb	—	<6 ppb	<6 ppb	—	—	—	—	—	—	—
Rh	6 ppb	—	<6 ppb	<6 ppb	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	S.T.É.*	—	—	0,16 %	—
S	—	—	—	—	—	—	0,41 %	—	—	<0,01 %	—

* S.T.É. : soufre trop élevé (le pourcentage de soufre dans la roche est plus grand que 2 %).



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