RG 99-08

Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron, 24I et 14L

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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 RIVIÈRE KOROC ET D'UNE PARTIE DE LA RÉGION DE HÉBRON

(SNRC 24I ET 14L)

Pierre Verpaelst
Daniel Brisebois
Serge Perreault
Kamal N. M. Sharma
Jean David

RG 99-08

Accompagne la carte
SI-24I-C2G-00A et SI-14L-C2G-00A



Vue de la bande de paragneiss du Lake Harbour dans la vallée de la rivière Baudan.

2000

Québec

Géologie de la région de la rivière Koroc (24I) et d'une partie de la région de Hébron (14L)

Pierre Verpaelst
Daniel Brisebois
Serge Perreault
Kamal N. M. Sharma
Jean David

RG 99-08
(Accompagne les cartes SI-24I-C2G-00A et SI-14L-C2G-00A)

PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction
Alain Simard, par intérim

Service géologique de Québec
Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géologiques
Robert Marquis

Lecture critique
Normand Goulet

Édition et mise en page
Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur
Pierre Verpaelst
Chalotte Grenier

Supervision technique
André Beaulé

Dépôt légal – Bibliothèque nationale du Québec
ISBN : 2-551-19323-0
© Gouvernement du Québec, 2000

RÉSUMÉ

La région de la rivière Koroc (feuillet 24I et une partie de 14L) appartient à la partie orientale de la Province de Churchill. Le Churchill comprend un ensemble de blocs cratoniques archéens et de zones mobiles paléoprotérozoïques dont le pic du métamorphisme et de la déformation s'établit aux environs de 1,8 Ga. Dans le NE du Québec et le nord du Labrador, le Churchill comprend toutes les roches archéennes et paléoprotérozoïques situées entre les provinces du Supérieur et de Nain. Leur déformation est attribuée à l'orogénèse paléoprotérozoïque trans-hudsonnienne. Le Churchill dans le NE du Québec comprend : à l'ouest, l'orogène du Nouveau-Québec (la Fosse du Labrador); au centre, l'extension SE de la Province de Rae, à laquelle nous assignons le terme de craton du Grand Nord; l'orogène des Torngat qui lie le craton du Grand Nord à la Province de Nain, à l'est, et qui a été érigé lors de la collision entre les deux cratons.

La région de la rivière Koroc chevauche la marge orientale du craton du Grand Nord et l'orogène des Torngat qui comprend des terrains remaniés du craton du Grand Nord et du Nain et un ensemble de para- et d'orthogneiss d'affinité incertaine coincé entre les deux cratons.

Le craton du Grand Nord comprend quatre unités lithodémiques et lithostratigraphiques : 1) le **Complexe de Kangiqsualujjuaq** (nouveau terme), formé au Paléoprotérozoïque, constitué d'un ensemble d'orthogneiss tonalitiques et granitiques traversé par des dykes et des plutons de granitoïdes archéens ; 2) le **Complexe de Baudan** (nouveau terme), également d'âge paléoprotérozoïque, composé de gneiss granitiques archéens et de diatexites, ainsi que de copeaux de paragneiss probablement corrélatifs du Groupe de Lake Harbour ; 3) le **Groupe de Lake Harbour**, une séquence paléoprotérozoïque de paragneiss, de quartzites, de marbres calcitiques et dolomitiques, de roches calcosilicatées et de métabasaltes ; 4) **la Suite mafique de Nuvulialuk** (nouveau terme) composée de dykes et de filons-couches de métagabbro et de méta-ultramafite paléoprotérozoïques injectés dans le Groupe de Lake Harbour et dans les complexes métamorphiques. Toutes ces unités sont métamorphisées au faciès supérieur de l'amphibolite.

L'orogène des Torngat comprend, d'ouest en est, le **Complexe de Sukaliuk** (nouveau terme), un assemblage déformé d'orthogneiss tonalitique, enderbitique et charnockitique, de paragneiss, de quartzite et d'ultramafites au faciès des granulites, qui correspond probablement à des équivalents remaniés des unités du craton du Grand Nord; le **Complexe de Lomier** composé d'orthogneiss anorthositiques, enderbitiques, mangéritiques et charnockitiques avec des bandes et des enclaves de paragneiss, de granitoïdes et de métagabbro ; le **Gneiss de Tasiuyak**, un assemblage très déformé de gneiss granitique et de paragneiss paléoprotérozoïques ; et le **Complexe d'Iberville** (nouveau terme), constitué d'orthogneiss de la suite AMCG, situés à l'est du Gneiss de Tasiuyak.

L'orogène des Torngat et les roches du craton du Grand Nord sont coupés par des dykes mafiques tardifs que nous assignons à la **Diabase de Falcoz**.

Dans la région de la rivière Koroc, le craton du Grand Nord contient une intense foliation, orientée NE-SW et à pendage d'environ 20° vers le SE, ainsi qu'une forte linéation tectono-métamorphique à plongée moyenne de 18° vers le SE, toutes deux attribuées à l'orogenèse trans-hudsonnienne (Torngat). Une foliation antérieure (archéenne ?) est observée entre autres dans les enclaves mafiques du gneiss tonalitique. Les unités stratigraphiques sont en contact le long de failles inverses, parallèles à la foliation principale. Des zones de cisaillement, tantôt dextres, tantôt senestres, orientées NW-SE (telle la zone de Falcoz) sont considérées comme des riedels des décrochements majeurs NS observés dans l'orogène des Torngat. Dans l'orogène des Torngat, une forte foliation N-S avec un pendage subvertical et une linéation N-S subhorizontale, ainsi que des indicateurs cinématiques presque toujours senestres sont associés à un intense cisaillement. Des failles en régime fragile mais parallèles aux cisaillements en régime ductile sont le résultat d'une tectonique tardive.

Deux gneiss tonalitiques du Complexe de Kangiqsualujjuaq (SP-4044A1 et A2) représentent les lithologies d'un socle mésoarchéen (2,9 et 2,76 Ga) repris dans un épisode tectono-thermique néoarchéen (2.623±0.004 Ga). L'âge de 1,85 Ga obtenu sur une amphibolite est interprété comme celui de sa mise de place. Cet âge indique vraisemblablement la juxtaposition tectonique de l'amphibolite protérozoïque aux gneiss tonalitiques archéens. Un dyke granitique, avec un âge de mise en place de 1,828±0,002 Ga, représente l'événement magmatique associé au paroxisme tectono-thermique largement reconnu dans toute la région de l'orogène trans-hudsonnien et qui précède la période d'exhumation des terrains. Les échantillons de gneiss granitique du Complexe de Baudan permettent de préciser qu'il s'est produit un événement magmatique néoarchéen, il y a environ 2,6 Ga. Cet événement représente autant la mise en place de nouveaux matériaux que la remobilisation de terrains anciens. Le travail en cours sur les échantillons de la zone de Falcoz n'a pas encore permis de recueillir de l'information pertinente concernant le développement du cisaillemement.

(suite au verso)

(Résumé : suite)

La séquence évolutive proposée pour la région de la rivière Koroc comprend comme principales étapes :

- la formation d'un socle tonalitique archéen avec les restes des roches supracrustales (surtout amphibolites) entre 2,920 et 2,76 Ga;
- l'intrusion à l'Archéen de roches granitiques (2,60 – 2,623±0,004 Ga), qui s'accompagne d'un métamorphisme au faciès des granulites et d'une déformation en régime ductile;
- l'érosion d'un arc magmatique et mise en place des sédiment et des laves du Groupe de Lake Harbour et de la Suite intrusive de Sukaliuk (1,90 – 1,85 Ga), dans un bassin d'avant arc;
- l'orogenèse trans-hudsonienne : métamorphisme et remobilisation du socle et des roches supracrustales pour générer les complexes de Baudan et de Kangiqsualujjuaq (1,82 Ga – 1,828 Ga); en profondeur, granulitisation (complexes de Sukaliuk et de Lomier et gneiss de Tasiuyak). Déformation dans un régime en compression E-W (collision Nain – Churchill et Churchill - Supérieur) pour générer des plis orientés N-S, puis transport des unités de l'Est vers l'Ouest (développement de plis couchés et de zones de chevauchement) amenant ainsi plus près de la surface les roches de niveaux structuraux plus profonds;
- Évolution du système en compression vers une déformation transpressive, générant des zones de cisaillement N-S et NW-SE (ex. : Faille du lac Daniel, zone de Falcoz) qui découpent et replissent les plis N-S de la phase précédente. Mise en place de dykes et de veines de granite et de pegmatites granitiques syn- à post déformation transpressive;
- Intrusion des diabases de Falcoz.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 7
Objectifs 7
Localisation 7
Travaux antérieurs 7
Remerciements 9
GÉOLOGIE RÉGIONALE 9
STRATIGRAPHIE 10
Province de Churchill (Craton du Grand Nord) 17
Province de Nain (feuillet 14L – région de Hébron) 25
Intrusions tardives 25
MÉTAMORPHISME 25
Les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan 25
Le Groupe de Lake Harbour 26
L'orogène des Torngat 26
Métamorphisme rétrograde 28
GÉOLOGIE STRUCTURALE 28
Domaines structuraux 28
Zones de cisaillement 29
Évolution structurale 30
LITHOGÉOCHIMIE 30
Roches felsiques 30
Roches mafiques et ultramafiques 30
Lithogéochimie et environnement tectonique 35
Conclusion 37
GÉOCHRONOLOGIE 37
U-Pb 37
Sm-Nd 38
GÉOPHYSIQUE 40
GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE FONDS DE LACS 43
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 45
Magnétitites (fer) 45
Sulfures massifs 45
Cr-Ni associés à la suite de Nuvulialuk 47
Sulfures disséminés associés au Gneiss de Tasiuyak 48
Sulfures associés aux zones de déformations ductiles et cassantes et remobilisation post-tectonique. 49
Minéraux industriels 49
Diamant 49
Potentiel minéral de la région de la rivière Koroc 49

MODÈLE TECTONIQUE 50
CONCLUSIONS 50
RÉFÉRENCES 52
ANNEXE (PHOTOS) 55

INTRODUCTION

Objectifs

La cartographie de la région de la rivière Koroc fait partie d'un ambitieux projet du ministère des Ressources naturelles du Québec qui vise, sur une période de quelques années, à compléter la cartographie au 1 : 250 000 et à évaluer le potentiel minéral du Grand-Nord québécois, cet immense territoire situé au nord du 55e parallèle. Ce projet, débuté en 1997 par un levé de géochimie de sédiments de fonds de lacs réalisé avec des partenaires de l'entreprise privée, s'est poursuivi en 1998 avec quatre projets de cartographie régionale.

Le projet de la région de la rivière Koroc a pour objectifs de définir les principaux contextes métallogéniques de cette partie de la Province de Churchill et de l'orogène des Torngat, d'affiner la carte géologique existante et de tester les modèles tectoniques régionaux proposés à la suite des levés sismiques du programme LITHOPROBE (projet ECSOOT) dans la baie d'Ungava et la mer du Labrador. Des levés de prospection de base et de géophysique, exécutés par des compagnies minières, et une étude de la géologie du Quaternaire, entreprise par la Commission géologique du Canada, ont été réalisés concurremment au levé géologique.

Localisation

La région de la rivière Koroc couvre le territoire du Québec situé entre les longitudes 63°30' et 66°00' Ouest et les latitudes 58°00'et 59°00' Nord, soit la majeure partie du feuillet topographique SNRC 24I et une petite partie du feuillet adjacent 14L (figure 1). Elle couvre un territoire de près de 10 000 km^2 situé entre la baie d'Ungava, à l'ouest, et la frontière du Labrador, à l'est. Ce territoire relève de l'administration régionale du Nunavik et de l'autorité de la municipalité de Kangiqsualujjuaq, l'unique village de la région, situé à l'embouchure de la rivière George, sur la baie d'Ungava, à 125 km au nord-est de Kuujjuaq. Le camp de base de 1998 était situé sur le lac Big Cariboo (ce nom n'apparaît pas sur les cartes topographiques) à 35 km au nord-est de Kangiqsuallujuaq.

La région de la rivière Koroc est une région de hautes terres qui culminent à l'Est dans la chaîne des monts Torngat dont les plus hauts sommets (le mont Iberville étant le plus élevé) ont plus de 1500 m d'altitude. Le relief très accidenté de la partie orientale de la région présente les caractéristiques d'une topographie alpine avec ses pics et ses crêtes aiguës, ses vallées et ses cirques glaciaires. La partie ouest est un plateau incisé de vallées profondes qui, d'une altitude maximale de 900 m, descend graduellement jusqu'au niveau de la mer. Les principales rivières, la George, qui coule du sud vers le nord, et la Koroc, qui draine les monts Torngat d'est en ouest, sont des rivières importantes, au débit élevé et rapide sur une grande partie de leurs parcours. Leurs affluents, les principaux étant la rivière Grenier et le ruisseau Sukaliuk, pour la Koroc, et la rivière Ford pour la George, créent un patron de drainage relativement dense, aux vallées encaissées et aux flancs abrupts. Une multitude de lacs de moyennes et faibles étendues parsèment le territoire. Les plus importants sont le lac Daniel, au centre de la région, et le lac Tasirlaq au sud. La côte de la baie d'Ungava est découpée par des fjords et des baies profonds qui fournissent à marée basse des affleurements d'une qualité incomparable.

À l'exception du fond des principales vallées où l'on observe une forêt clairsemée composée d'épicéa, de mélèzes, de bouleaux, de rhododendrons et autres arbustes, le couvert forestier est absent. Le sol est rare et la plus grande partie de la région est sur l'affleurement rocheux encroûté de lichen, ou sous un couvert de blocs entrecoupés de zones à mousses, herbes et plantes à fleurs. Le territoire est peuplé d'une faune variée comprenant entre autres le caribou, l'ours noir, occasionnellement l'ours blanc, le carcajou, le renard arctique, le lemming, le lièvre, ainsi que de nombreuses espèces d'oiseaux, dont la bernache du Canada, plusieurs espèces de canards, le harfang des neiges, d'autres rapaces et le lagopède des rochers. La faune aquatique comprend entre autres le saumon, l'omble de fontaine et l'omble arctique.

Kangiqsualujjuaq est présentement accessible via un vol régulier entre Montréal et Kuujjuaq, d'où part un vol local qui fait la navette deux ou trois fois la semaine entre les villages de la région. Des vols nolisés d'avion sur flotteurs, l'été, ou sur ski, l'hiver, permettent de se faire déposer sur certains lacs. Au moment de nos travaux (1998), une piste pour Twin Otter était accessible au lac Big Cariboo. Il existe une autre piste au sud-ouest du mont Iberville. On peut évidemment se poser presque partout en hélicoptère, mais les variations climatiques soudaines et de grande amplitude, de même que le relief très accidenté, obligent à une grande prudence dans l'utilisation de cet aéronef.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques dans la région de la rivière Koroc remontent à une reconnaissance sommaire des affleurements côtiers par Low (1896 et 1899) à la fin du siècle dernier. Il identifia une série très ancienne de gneiss granitiques, de gneiss gris et de gneiss mafiques. La première carte géologique complète de la région ne remonte qu'à la fin des années 60 lorsque Taylor (1969 et 1979) publia les résultats de ses campagnes de terrain sur tout le nord-est du Québec et le nord du Labrador. Au cours des années 80, les travaux de cartographie régionale exécutés, au Labrador, conjointement par la Commission géologique du Canada (CGC), la Commission géologique de Terre-

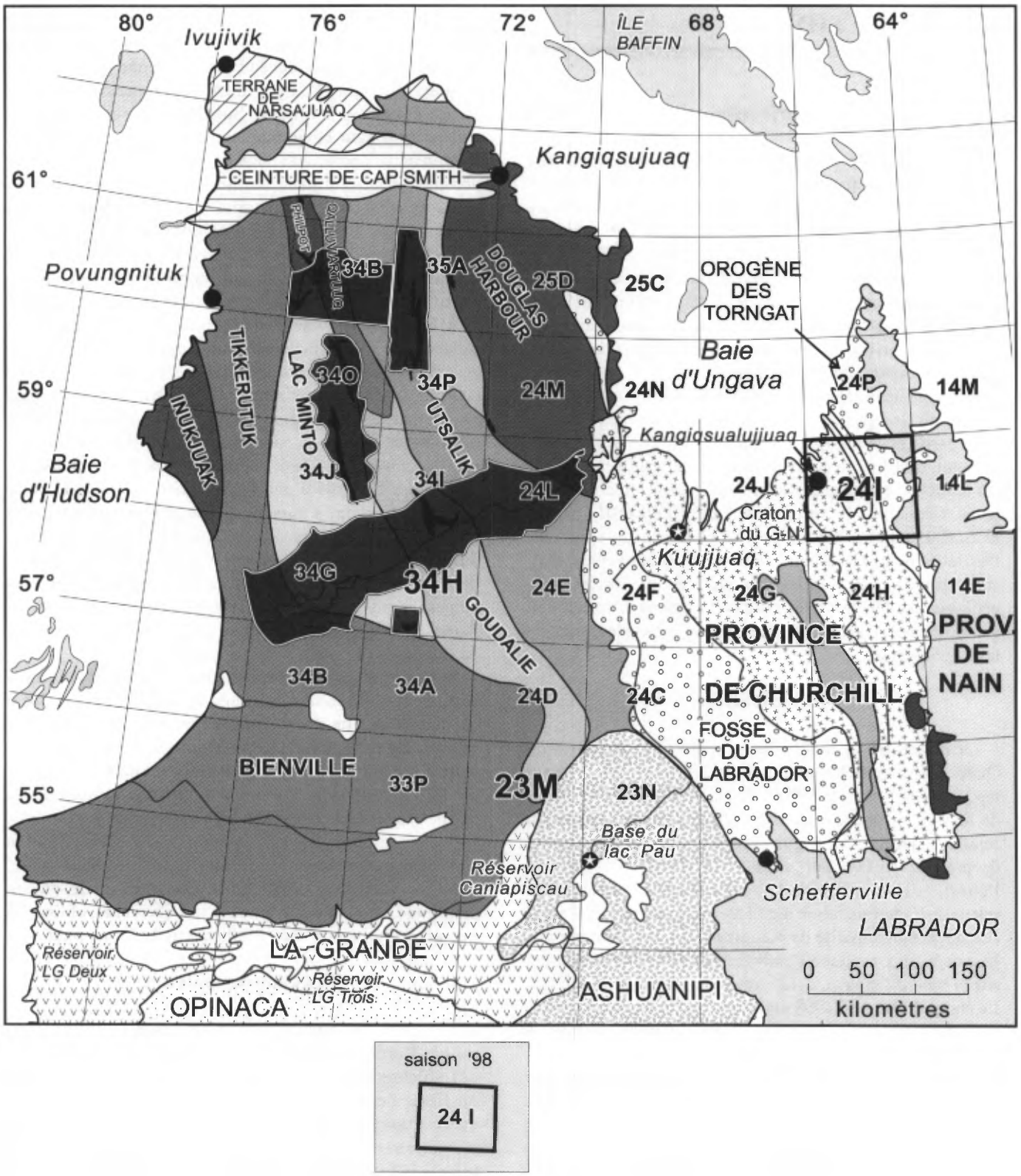


FIGURE 1 - Localisation de la région cartographiée. La carte permet de situer les principaux domaines géologiques du Grand-Nord québécois.

Neuve et du Labrador et, dans le nord-est québécois, par le ministère des Ressources naturelles du Québec menèrent à la publication de plusieurs cartes géologiques au 1:100 000 et à l'élaboration de plusieurs modèles tectoniques pour l'ensemble de l'orogène Hudsonien (Hoffman, 1988, 1990a et b; Wardle, 1983, 1998; Rivers *et al.*, 1996; Girard, 1990a) et, en particulier, à une synthèse publiée dans un numéro spécial de Géoscience Canada (1990, volume 17, numéro 4). Une deuxième vague de travaux effectués au cours des années 90 tira profit des résultats d'un levé de sismique profonde (Programme LITHOPROBE, levé ECSOOT) réalisé en 1992 au large de la baie d'Ungava et de la mer du Labrador (Hall *et al.*, 1995). L'acquisition de ces données sismiques et la réalisation de travaux connexes en géochimie des isotopes (Dunphy et Skulski, 1994, 1996; Isnard *et al.*, 1998), en géochronologie (Scott, 1998), et en géologie structurale (Wardle et van Kranendonk, 1996; St-Onge *et al.*, 1997 et 1998) a permis une interprétation plus complète des orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat et du ou des « socles » affectés.

Plusieurs études du Quaternaire ont été publiées sur la région dont la dernière (Parent et Paradis, 1999) a été réalisée en même temps que nos travaux de cartographie. Nous demandons au lecteur de se référer à cette étude pour obtenir une bibliographie complète des travaux exécutés dans notre région. Parent et Paradis (1999) ont reconnu trois systèmes régionaux successifs d'écoulement glaciaire : 1) le premier, le plus ancien, dirigé vers le NNE et le NE; le deuxième, attribué au dernier épisode glaciaire relié au mouvement vers l'ENE de l'Inlandsis laurentidien; le dernier, un mouvement final vers le NW qui n'a affecté que la partie ouest de la région. Les données préliminaires suggèrent que les axes de dispersion glaciaire associés à la dernière glaciation, soit vers l'ENE (2^{e} système) et vers le NW (3^{e} système) sont susceptibles de former des patrons de dispersion géochimique reconnaissables dans le cadre de levés géochimiques à haute résolution (sur une maille d'échantillonnage plus serrée que 13 km^2) pour identifier des cibles d'intérêt économique en métaux usuels et précieux (Parent et Paradis, 1999)

La région est couverte par des travaux géophysiques relativement nombreux. Un levé magnétique régional couvre tout le territoire (Dion et Dumont, 1994). Il permet de tracer de nombreux contacts entre des unités structurales ou stratigraphiques. Des travaux de sismique réflexion et de sismique réfraction récents (projet ECSOOT), effectués dans la baie d'Ungava, dans la mer du Labrador et à travers la péninsule d'Ungava, ont permis de réinterpréter l'évolution structurale de cette partie de la Province de Churchill. Des levés gravimétriques exécutés par la Commission géologique du Canada et l'UQAM couvrent aussi le territoire mais avec une maille très large.

Enfin, le MRN et des partenaires de l'industrie minérale ont réalisé un levé de sédiments de fond de lac en 1997 (MB 98-01). En 1998, quelques compagnies ont fait des travaux de prospection sur plusieurs terrains jalonnés.

Remerciements

Le levé de 1998 est le fruit d'une collaboration intense entre de nombreuses personnes. Nous tenons donc à remercier tous nos collaborateurs : les géologues Geneviève Boudrias, Louis Caron et Youcef Larbi; les assistants géologues Jean-François Alix, Félix Gervais, Louis-Martin Guénette, Sophie Lafontaine, Gabrièle Lemieux et Weena Vachon; notre excellent cuisinier, Luc Therrien, qui a mis la main à toutes les pâtes ; Tunu Saviadjuk qui nous a assistés sur le terrain et qui a maintenu les installations du camp propres et fonctionnelles; les pilotes d'hélicoptère Daniel Martin et Jacques Galichon, qui ont volé dans des conditions météo précaires pour nous ramener à bon port, et leurs mécaniciens hors-pair Sylvain Ouellette et Martin Chartrand. Nous remercions aussi Normand Goulet de l'UQAM, Dick Wardle de la Commission géologique de Terre-Neuve et Alain Simard du Service géologique de Québec qui, lors de leur visite respective, ont participé à l'acquisition de données de terrain et nous ont fait des commentaires très constructifs pour la réalisation du levé. Merci au Groupe de soutien administratif et matériel qui a su surmonter les embûches logistiques. Merci enfin à Nelson Leblond et à ses collaborateurs qui ont assuré l'intégration des données au SIGÉOM.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de la rivière Koroc appartient à la partie orientale de la Province de Churchill telle qu'elle fut définie par Stockwell (1964) et dont les limites dans cette partie de son étendue furent précisées par Taylor (1972) et Hoffman (1988, 1990a et b). Le Churchill comprend un ensemble de blocs cratoniques archéens partiellement remobilisés au Paléoprotérozoïque et des zones mobiles paléoprotérozoïques dont le paroxysme du métamorphisme et de la déformation s'établit aux environs de 1,8 Ga. Le Churchill borde au nord, à l'est et à l'ouest le « craton » de la Province du Supérieur et le sépare d'autres cratons archéens, entre autres le craton nord-atlantique (Hoffman, 1988) qui comprend la Province de Nain. Dans le NE du Québec et du Labrador, le Churchill comprend toutes les roches archéennes et paléoprotérozoïques situées entre les provinces du Supérieur et du Nain (figure 1). Leur déformation est attribuée à l'orogenèse paléoprotérozoïque transhudsonnienne (Hoffman, 1988, 1990a et b). Hoffman (1988, 1990a et b) a délaissé le terme Churchill et il a subdivisé les terrains qui lui étaient auparavant assignés en un ensemble de provinces structurales correspondant chacune à un craton archéen ou à une des zones mobiles qui les unissent. Dans le NE du Québec et au Labrador, il a identifié, à l'ouest, l'orogène du Nouveau-Québec (la Fosse du Labrador) développé sur la marge nord-est du Supé-

rieur lors de l'accrétion d'un craton archéen situé à l'est (Province de Rae ou craton du Grand Nord); au centre, le craton du grand Nord (nouveau terme) qui est l'extension sud-est de la Province de Rae, dont la marge occidentale est la zone interne de l'orogène du Nouveau-Québec et la marge orientale est l'avant-pays de l'orogène des Torngat ; à l'est, l'orogène des Torngat qui lie le Rae à la Province de Nain, à l'est, et qui a été érigé lors de la collision entre les deux cratons (figure 2). Plus récemment, cette partie du Rae, renommée *Core zone* (James et Dunning, 1996; James *et al.*, 1996), s'est vue attribuer une parenté lithotectonique avec le Supérieur. Cette parenté avait déjà été proposée dans le cadre d'études structurales, pétrologiques, géochronologiques et géochimiques (Goulet et Ciesielski, 1990; Machado *et al.*, 1989). Toutefois, l'appellation *Core zone* est actuellement remise en question à cause de l'association erronée qu'il est possible de faire avec l'appellation *metamorphic core complex*. C'est pourquoi, dans ce rapport, nous proposons le terme craton du Grand Nord, du nom de la réserve faunique qui couvre une grande partie de la région, pour désigner ces roches.

Dans les modèles tectoniques qui ont été proposés jusqu'à maintenant, le craton du Grand Nord agit comme un microcontinent qui s'est peut-être séparé du Supérieur par un rift à la fin de l'Archéen ou au début du Paléoprotérozoïque. Son accrétion au craton du Supérieur aux environs de 1,84 Ga a produit l'orogène du Nouveau-Québec. Presque au même moment, le craton du Grand Nord était embouti par le Nain devenant alors l'avant-pays de l'orogène des Torngat.

L'orogène du Nouveau-Québec est une ceinture volcano-sédimentaire et magmatique plissée et chevauchée, à vergence sud-ouest, transportée sur le craton du Supérieur au Paléoprotérozoïque (Clark, 1994 ; Hoffman, 1988, 1990a et b). Les terrains de la partie est de l'orogène sont beaucoup plus métamorphisés et comprennent des écailles de socle archéen imbriquées avec les séquences volcano-sédimentaires. Le Batholite de De Pas est interprété comme un intrusif d'arc magmatique paléoprotérozoïque injecté dans le craton du Grand Nord et lié à l'orogénèse du Nouveau-Québec (figure 2).

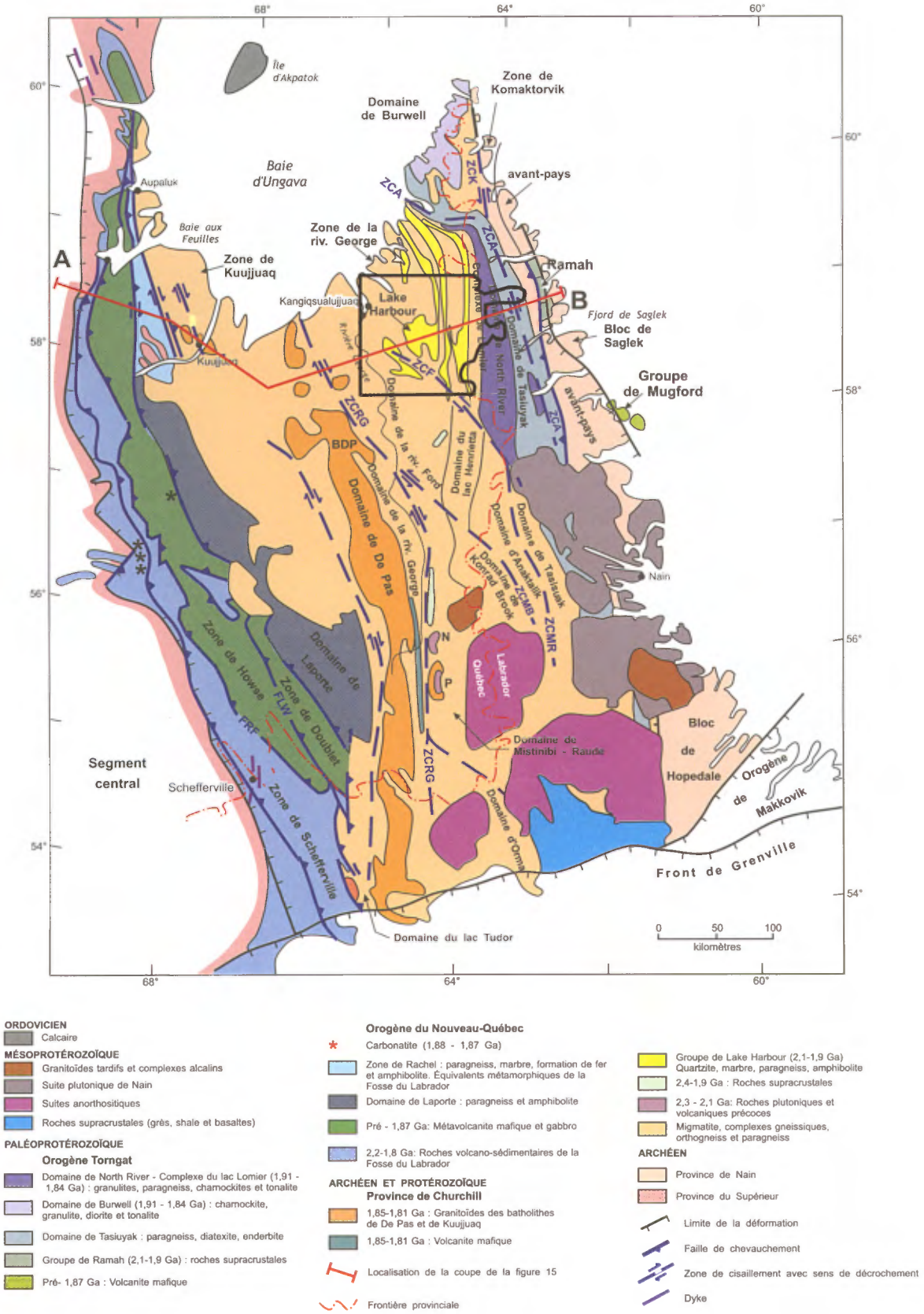
Le craton du Grand Nord est constitué d'un ensemble de gneiss tonalitique et granitique ayant subi plusieurs phases de déformation à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Ces gneiss contiennent des lambeaux de métasédiment, d'amphibolite et d'ultramafite d'âge incertain mais représentant probablement des écailles tectoniques d'une séquence faisant à l'origine partie de la couverture supra-crustale paléoprotérozoïque. Le craton du Grand Nord, en particulier dans sa partie orientale, est localement recouvert de quartzite, de paragneiss et de métavolcanites injectés de filons-couches et de dykes de métagabbro. Cette séquence supra-crustale paléoprotérozoïque repose par endroits, entre autres dans les zones côtières situées au nord de notre région, en discordance probable sur le socle (Goulet et Ciesielski, 1990). Dans la région de la rivière Koroc, par contre, le contact est de nature tectonique sur la plus grande partie du territoire. Le craton du Grand Nord est subdivisé en deux zones tectoniques séparées par le cisaillement de la rivière George (voir Clark, 1994) : la zone de Kuujjuaq, à l'ouest, et celle de la rivière George, à l'est. La première est la zone interne de l'orogène du Nouveau-Québec. La seconde a aussi été subdivisée en domaines séparés par des zones de cisaillement dont le cisaillement de Falcoz qui borde, au nord, le domaine du lac Henrietta (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998)

L'orogenèse trans-hudsonienne est l'événement tectonique paléoprotérozoïque qui a déformé et métamorphisé la marge orientale du craton du Grand Nord et la marge occidentale du Nain lors de leur collision il y a 1,8 Ga. L'orogène des Torngat désigne dans ce rapport l'assemblage lithotectonique remobilisé complètement lors de l'orogenèse et qui constitue la zone de suture entre les deux cratons. Il est donc formé des deux marges cratoniques, déformées et injectées d'intrusions synorogéniques, et d'un assemblage de gneiss très déformés et de haut grade métamorphique d'affinité incertaine, appelé Gneiss de Tasiuyak (figure 3). Dans sa partie ouest, l'orogène est formé d'écailles imbriquées vers l'ouest, alors qu'à l'est, les chevauchements ont une vergence vers l'est. Dans tout l'orogène, un fort cisaillement tardif senestre, la zone de cisaillement ductile d'Abloviak, a réorienté les structures originales selon une direction nord-sud. Nous avons groupé plusieurs unités dans l'orogène des Torngat. Ce sont le Complexe de Lomier formé de roches archéennes remobilisées et d'intrusions paléoprotérozoïques déformées dont des anorthosites; le Gneiss de Tassiuyaq, formé de paragneiss et de granitoïdes au faciès des granulites; le Complexe d'Iberville (nouveau terme) qui comprend lui aussi beaucoup de roches de l'assemblage anorthosite– mangérite–charnockite (AMC) ; et des roches au facies des granulites que nous n'avons pas nommées, mais qui appartiennent probablement au domaine de Four Peaks ou au gneiss de Saglek, un segment remanié du Nain (figures 2a et 3).

Le Nain est une province tectonique archéenne aux roches plus anciennes que celles du craton du Grand Nord. Il occupe la côte du Labrador et une partie du sud du Groënland. Cette province est constituée de gneiss tonalitiques et granitiques mésoarchéens injectés de dykes mafiques paléoprotérozoïques et recouverts d'une séquence volcano-sédimentaire paléoprotérozoïque dont la partie ouest, le Groupe de Ramah (figure 3), est impliquée dans l'orogène des Torngat.

STRATIGRAPHIE

La région de la rivière Koroc contient deux des grands éléments structuraux du nord-est du Québec et du Labrador : la marge orientale du craton du Grand Nord et l'oro-



ORDOVICIEN
- Calcaire

MÉSOPROTÉROZOÏQUE
- Granitoïdes tardifs et complexes alcalins
- Suite plutonique de Nain
- Suites anorthositiques
- Roches supracrustales (grès, shale et basaltes)

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Orogène Torngat
- Domaine de North River - Complexe du lac Lomier (1,91 - 1,84 Ga) : granulites, paragneiss, charnockites et tonalite
- Domaine de Burwell (1,91 - 1,84 Ga) : charnockite, granulite, diorite et tonalite
- Domaine de Tasiuyak : paragneiss, diatexite, enderbite
- Groupe de Ramah (2,1-1,9 Ga) : roches supracrustales
- Pré- 1,87 Ga : Volcanite mafique

Orogène du Nouveau-Québec
- Carbonatite (1,88 - 1,87 Ga)
- Zone de Rachel : paragneiss, marbre, formation de fer et amphibolite. Équivalents métamorphiques de la Fosse du Labrador
- Domaine de Laporte : paragneiss et amphibolite
- Pré - 1,87 Ga: Métavolcanite mafique et gabbro
- 2,2-1,8 Ga: Roches volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador

ARCHÉEN ET PROTÉROZOÏQUE

Province de Churchill
- 1,85-1,81 Ga : Granitoïdes des batholithes de De Pas et de Kuujjuaq
- 1,85-1,81 Ga : Volcanite mafique
- Localisation de la coupe de la figure 15
- Frontière provinciale

- Groupe de Lake Harbour (2,1-1,9 Ga) Quartzite, marbre, paragneiss, amphibolite
- 2,4-1,9 Ga : Roches supracrustales
- 2,3 - 2,1 Ga: Roches plutoniques et volcaniques précoces
- Migmatite, complexes gneissiques, orthogneiss et paragneiss

ARCHÉEN
- Province de Nain
- Province du Supérieur
- Limite de la déformation
- Faille de chevauchement
- Zone de cisaillement avec sens de décrochement
- Dyke

FIGURE 2a - Carte lithotectonique (adaptée de Wardle *et al.*, 1990). Le cheminement AB localise la coupe de la figure 15. L'encadré correspond au périmètre de la région cartographiée.

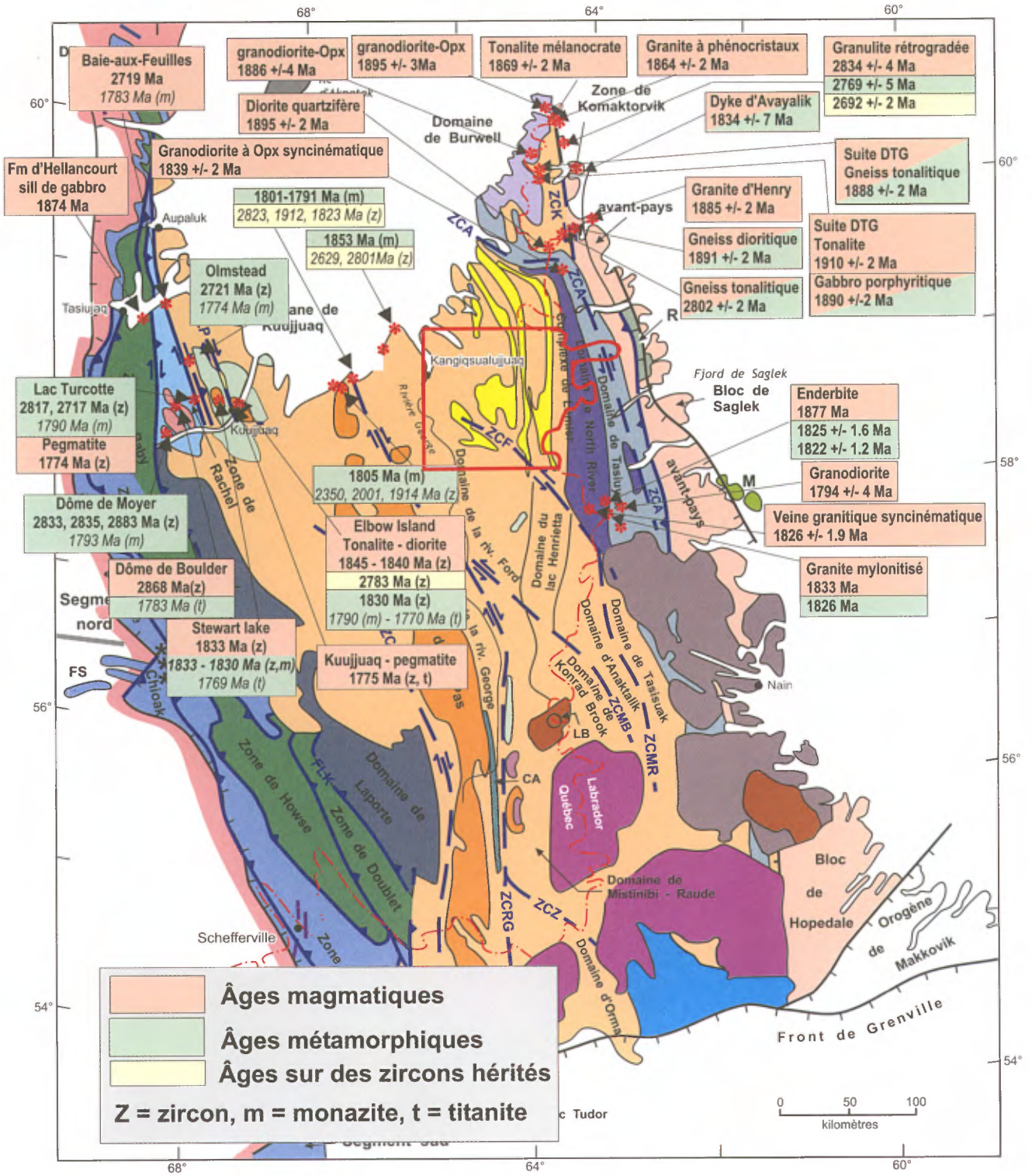


FIGURE 2b - Données géochronologiques de la province de Churchill et des orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat. Les données (U-Pb) proviennent de Machado *et al.* (1989), Bertrand *et al.* (1993), Van Kranendonck et Wardle (1996), Bardoux *et al.* (1998), David, J., communication personnelle (1998) et Scott *et al.* (1998). Lorsque non spécifiés par une abbréviation, les âges proviennent de zircons. (Compilation par Serge Perreault).

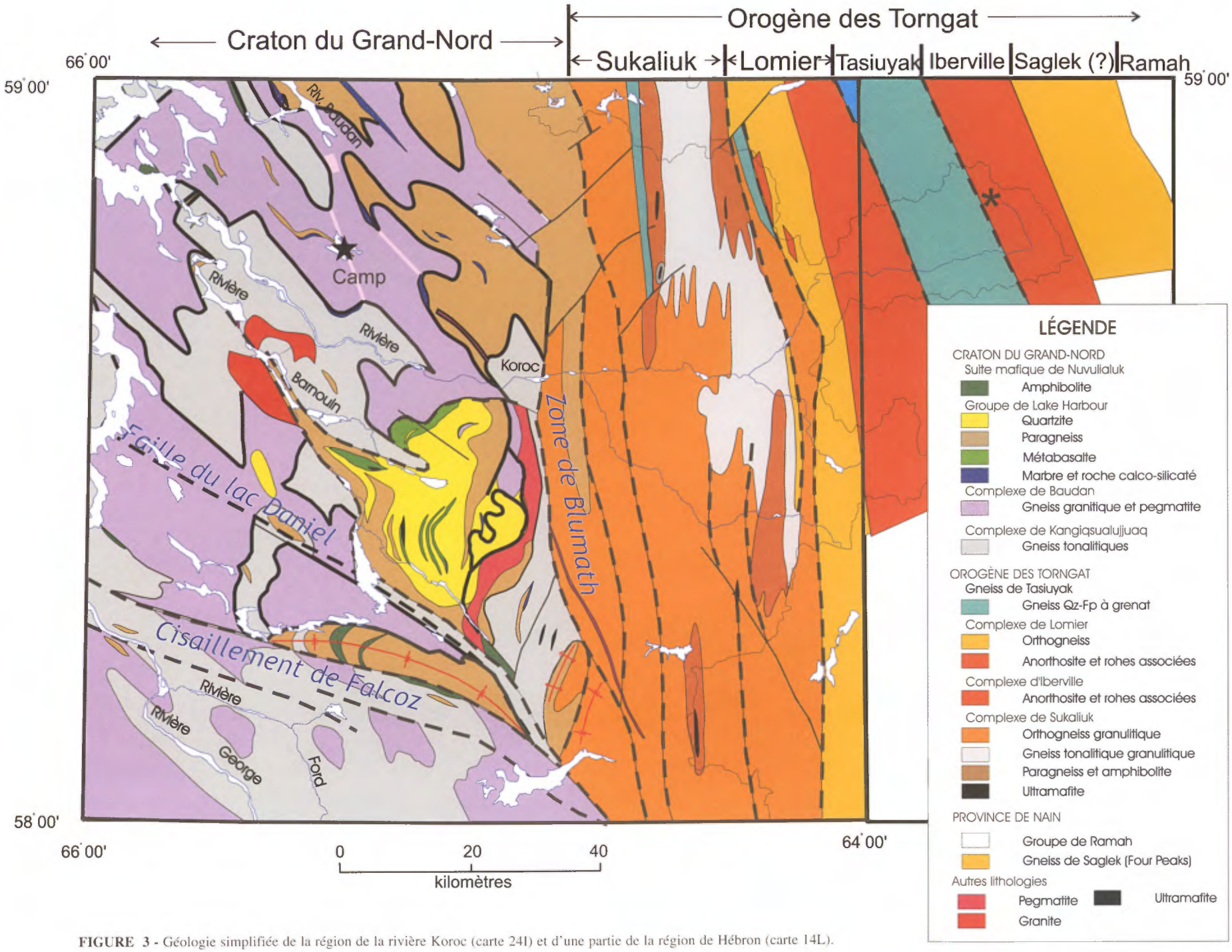


FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région de la rivière Koroc (carte 24I) et d'une partie de la région de Hébron (carte 14L).

gène des Torngat qui comprend des terrains remaniés du Churchill et du Nain et un ensemble de para- et d'orthogneiss d'affinité incertaine coincé entre les deux cratons remaniés (figure 3).

Province de Churchill (Craton du Grand Nord)

Le craton du Grand Nord de la Province de Churchill comprend dans cette région quatre unités lithodémiques et lithostratigraphiques (figure 3 et tableau 1) : 1) le **Complexe de Kangiqsualujjuaq** (nouveau terme), formé au Paléoprotérozoïque, est constitué en grande partie d'orthogneiss tonalitiques et granitiques archéens traversés de dykes et de plutons de granitoïdes archéens et protérozoïques; le complexe renferme des enclaves d'amphibolites archéennes ainsi que des bandes de roches mafiques amphibolitisées, de paragneiss (probablement équivalents à ceux du Groupe de Lake Harbour) et de méta-ultramafites ; 2) le **Complexe de Baudan** (nouveau terme), également paléoprotérozoïque, est composé de gneiss granitiques et foliés d'âge archéen, de diatexites formées durant le Paléoprotérozoïque, ainsi que de copeaux de paragneiss qui sont des équivalents stratigraphiques probables des métasédiments du Groupe de Lake Harbour ; 3) le **Groupe de Lake Harbour** (Jackson et Taylor, 1972) est formé d'une séquence paléoprotérozoïque de paragneiss, de quartzites, de marbres calcitiques et dolomitiques, de roches calcosilicatées et de métabasaltes ; 4) **la Suite mafique de Nuvulialuk** (nouveau terme) composée de dykes et de filons-couches de métagabbro et de méta-ultramafite paléoprotérozoïques injectés dans le Groupe de Lake Harbour et dans les complexes métamorphiques.

Toutes ces unités sont métamorphisées au faciès moyen à supérieur des amphibolites et ils contiennent des zones reliques au faciès des granulites.

Complexe de Kangiqsualujjuaq

Le Complexe de Kangiqsualujjuaq est une nouvelle unité. Celui-ci désigne un assemblage très tectonisé de gneiss tonalitique et d'amphibolite archéens englobant également des lambeaux composés de paragneiss, de quartzite, d'amphibolite et, localement, de marbre, d'ultramafite, de roche calcosilicatée et de formation de fer. Les lambeaux sont vraisemblablement des écailles tectoniques du Groupe de Lake Harbour et de la Suite de Nuvulialuk. Des dykes tonalitiques et des granitoïdes pegmatitiques coupent par endroits les gneiss mais ceux-ci sont également assignés au complexe. L'embouchure de la rivière George, aux environs du village de Kangiqsualujjuaq, constitue la région type de l'unité. Les roches sont généralement rétrométamorphisées aux faciès moyen à supérieur de l'amphibolite, mais des zones appartenant au faciès des granulites qui ont résisté au métamorphisme rétrograde ont été décelées par endroits.

Gneiss tonalitique

Le gneiss tonalitique constitue environ 60 pour cent du complexe. Il est gris, à grain moyen, à texture inéquigranulaire à granoblastique et généralement bien folié. Les principaux minéraux sont : plagioclase + quartz + biotite ± hornblende ± microcline; les minéraux accessoires sont : épidote (pistachite), allanite, sphène, zircon, apatite, magnétite et sulfures. La principale texture observée est la texture en mortier. La plupart des grains de feldspath sont engrenés. Le microcline est interstitiel ou en antiperthite dans le plagioclase. La biotite est brune à brun-rouge et la hornblende est vert olive. L'épidote s'est développée sur la biotite et le plagioclase. L'épidote peut aussi contenir un noyau d'allanite. Très localement, on a observé des pyroxènes, du grenat, du graphite et de la magnétite. Dans les quelques îlots granulitiques de la partie NW de la carte, qui sont affectés par des zones de déformation intense, le grenat est généralement associé à des pyroxènes. Ces îlots sont probablement des écailles provenant de niveaux inférieurs et granulitisés de la croûte, imbriquées avec les gneiss tonalitiques. Les granulites seront décrites plus en détail lorsque nous décrirons le Complexe de Sukaliuk.

Le gneiss tonalitique présente divers degrés de migmatisation (Annexe 1, Photo 1). Le mobilisat qui en résulte est de couleur rose à blanchâtre, de composition granitique et à granulométrie grossière à très grossière. Ce phénomène de migmatisation se manifeste de façon spectaculaire sur la côte est de la baie d'Ungava. Les proportions relatives de plagioclase et de feldspath potassique du mobilisat varient beaucoup.

Le gneiss tonalitique renferme aussi une phase plus dioritique, caractérisée par une plus grande concentration d'amphibole et de biotite et une plus faible concentration ou même une absence de quartz et de feldspath potassique. Cette roche est aussi granoblastique.

Le gneiss tonalitique contient aussi des bandes et des boudins d'amphibolite qui constituent de 10 à 30 pour cent de la roche (Annexe 1, Photo 1). Cette amphibolite est probablement archéenne et donc différente de celle que nous attribuons au Complexe de Nuvulialuk. Entre les bandes de gneiss tonalitique s'intercalent des bandes ou copeaux de dimensions généralement hectométriques de paragneiss et de roches mafiques amphibolitisées (Annexe 1, Photo 7). Les bandes de métasédiments ont des compositions très voisines de celles du Groupe de Lake Harbour, alors que celles des roches mafiques et ultramafiques ressemblent à celles de la Suite mafique de Nuvulialuk. Les descriptions des roches de ces bandes seront donc faites lors de la description du Groupe de Lake Harbour et de la Suite mafique de Nuvulialuk. Les plus grandes bandes ont

TABLEAU 1 - Principaux assemblages minéralogiques indicateurs du métamorphisme paléoprotérozoïque.

GROUPE DE LAKE HARBOUR ET LAMBEAUX DE PARAGNEISS DANS LES COMPLEXES DE KANGIQSUALUJJUAQ ET DE BAUDAN

PARAGNEISS

Muscovite + grenat + biotite + plagioclase + quartz ± microcline
Sillimanite + grenat + biotite + quartz + plagioclase ± muscovite ± mobilisat granitique
Cordiérite + anthophyllite + quartz + biotite ± grenat
Grenat + sillimanite + biotite + quartz + plagioclase + orthose
Grenat + sillimanite + biotite + cordiérite + plagioclase + quartz ± orthose

ROCHES MAFIQUES

Hornblende + plagioclase + biotite ± grenat ± quartz
Hornblende + clinopyroxène + plagioclase ± quartz ± biotite

ROCHES CARBONATÉES ET CALCOSILICATÉES

Calcite + olivine + chondrodite + phlogopite + diopside + titanite ± quartz (trémolite)
Calcite + grenat + trémolite + titanite ± diopside ± olivine
Diopside + biotite + plagioclase + titanite + quartz ± microcline ± amphibole ± calcite
Calcite + diopside + scapolite + plagioclase + titanite ± microcline ± biotite (± amphibole ± épidote)

ROCHES ULTRAMAFIQUES

Olivine + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle + hornblende + cummingtonite + trémolite + serpentine
Horblende + cummingtonite + clinopyroxène + magnétite + serpentine / iddingsite

COMPLEXE DE SUKALIUK

Orthopyroxène + hornblende + plagioclase + orthose + quartz ± biotite
Hornblende + plagioclase + quartz + orthose + biotite
Grenat + sillimanite + biotite + plagioclase + quartz

GNEISS DE TASUYIAK

Grenat + sillimanite + plagioclase + quartz + orthose perthitique ± biotite ± rutile
Orthopyroxène + grenat + orthose perthitique + quartz + plagioclase
Orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase ± grenat ± quartz ± hornblende

COMPLEXE DE LOMIER ET COMPLEXE D'IBERVILLE

Orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + plagioclase ± biotite
Orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + plagioclase ± biotite ± grenat
Grenat + orthopyroxène + clinopyroxène + quartz + magnétite

été cartographiées comme des écailles de Lake Harbour et de Nuvulialuk. Enfin, on a trouvé dans le gneiss tonalitique une bande de grenatite associée à une bande d'amphibolite, tout près de la rivière Koroc, au SSE du camp de base. Cette roche riche en grenat contient aussi du quartz en rubans, de la biotite et de la magnétite.

Complexe de Baudan

Le Complexe de Baudan est une nouvelle unité qui désigne un assemblage de gneiss granitique auquel nous assignons une position structurale entre les gneiss tonalitiques du Complexe de Kangiqsualujjuaq et les roches supracrustales du Groupe de Lake Harbour. Les gneiss granitiques pourraient représenter une phase plus déformée et migmatisée de la séquence supracrustale, mais, dans certains cas, ils semblent plutôt appartenir aux gneiss tonalitiques. Le Complexe de Baudan comprend également des enclaves de métasédiments et d'amphibolite et de nombreuses intrusions de pegmatite granitique et de granitoïdes d'anatexie. Il est métamorphisé au faciès moyen à supérieur des amphibolites.

Gneiss granitique

Le gneiss granitique est une roche de couleur gris rose à rose, foliée à très foliée et même mylonitique (Annexe 1, Photo 2). La roche est généralement à grains moyens à grossiers, localement quasi pegmatitique. Le gneiss granitique est associé tant au gneiss tonalitique qu'au paragneiss sur le terrain. Il est donc possible qu'il y ait plus d'une génération de gneiss granitique, chacune reliée à un épisode de remobilisation, l'un archéen, l'autre protérozoïque.

La minéralogie du gneiss granitique est très semblable à celle du gneiss tonalitique, la principale différence étant que le microcline ou l'orthose sont nettement plus abondants que le plagioclase. Les minéraux principaux sont : microcline + orthose + plagioclase + quartz + biotite vert-brun; la hornblende y est rare. Les minéraux accessoires sont : muscovite ± apatite ± zircon ± allanite ± épidote ± sphène. Les sulfures et la magnétite sont accidentels. La texture est généralement inéquigranulaire, parfois en mortier ou engrenée. Les rubans de quartz sont très fréquents dans les zones de déformation intense et, en plusieurs endroits, nous avons observé la texture oeillée. La muscovite est généralement observée sur les grains de plagioclase séricitisés ou en association avec la biotite.

Aucun gneiss granitique au faciès des granulites n'a été noté dans le Complexe de Baudan.

Pegmatites

Les pegmatites ont deux modes d'occurrence : des dykes et des veines coupant le gneiss granitique, le paragneiss et les roches mafiques; des masses métriques à kilométriques, notamment dans le secteur entre la séquence de roches supracrustales du Groupe de Lake Harbour et les terrains granulitiques à l'est. Nous avons remarqué également que les pegmatites associées aux paragneiss sont généralement blanches, alors que celles qui traversent les gneiss granitiques et tonalitiques sont roses. À certains endroits, les pegmatites ressemblent à s'y méprendre à des veines de quartz. Certaines pegmatites sont même foliées et plissées.

En lame mince, les pegmatites semblent surtout riches en plagioclase et en quartz avec du microcline. Ce dernier est soit interstitiel, soit en antiperthite dans le plagioclase qui est localement séricitisé. La muscovite est associée à la biotite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le zircon, le rutile, la magnétite et les sulfures.

Granite

Quelques plutons kilométriques de granite ont été décelés. Le granite se distingue des autres granitoïdes par sa texture massive ou peu foliée, et par sa granulométrie assez grossière. Le granite prend localement la texture porphyrique ou rapakivi (Annexe 1, Photo 3). Les minéraux principaux sont : microcline (orthose) + plagioclase + quartz ± biotite ± hornblende; les minéraux accessoires sont : épidote ± muscovite ± chlorite ± zircon ± allanite ± apatite ± sphène ± magnétite ± sulfures ± leucoxène. La texture myrmékitique est commune. On observe aussi des perthites, des mésoperthites et des antiperthites.

Les relations entre les plutons de granite et les autres roches du complexe restent ambiguës, les contacts des intrusions n'ayant pas été observés sur le terrain.

Groupe de Lake Harbour

Le Groupe de Lake Harbour a été originellement défini par Jackson et Taylor (1972) pour désigner une séquence de métasédiments paléoprotérozoïques (aphébiens dans leur texte) observée dans ce qu'ils nommaient le « *Dorset fold belt* » de l'île de Baffin et du nord-est du Québec et du Labrador. Taylor (1979) a repris le terme, mais en ramenant l'unité au rang de formation dans le seul but, selon lui, de respecter le code stratigraphique nord-américain en vigueur à l'époque. Hoffman (1988) a désigné ces métasédiments sous le terme informel de « *Koroc River sediments* », tout en reconnaissant leur parenté avec le Groupe de Lake Harbour. Girard (1990a, 1990b et 1990c) a utilisé le terme Groupe de Koroc River repris par Clark (1994). Nous abandonnons ici le terme « Groupe de Koroc River » qui ne présente, selon nous, aucun avantage et qui a été précédé du terme Groupe de Lake Harbour, qui a ainsi préséance. Comme l'unité occupe une importante superficie et qu'elle est composée de plusieurs lithofaciès cartographiables, nous préférons conserver le rang de groupe plutôt que celui de formation introduit par Taylor. Certaines des bandes isolées de métasédiments que Taylor (1979) n'avait pas incluses dans le groupe sont considérées par nous comme en faisant partie puisqu'elles sont de composition identique. Toutefois, des datations plus nombreuses pourraient susciter de modifications à ces corrélations dans l'éventualité où des métadédiments archéens seraient découverts parmi les écailles imbriquées dans le gneiss tonalitique ou granitique.

Le Groupe de Lake Harbour comprend, dans la région de la rivière Koroc, une séquence d'une épaisseur apparente de l'ordre du kilomètre comprenant des quartzites, des paragneiss, du marbre calcitique ou dolomitique, des roches calcosilicatées et des métabasaltes. Les limites stratigraphiques du groupe ne sont pas exposées et même sa polarité sédimentaire demeure incertaine. Le contact inférieur dans la partie nord de la région, près de la rivière Baudan, est une zone de cisaillement ductile, voire une zone de décollement. Les marbres que l'on trouve à la « base » de la séquence à cet endroit pourraient n'être également qu'un horizon plus ductile dans lequel s'est concentrée la déformation. À plusieurs endroits, on trouve de la pegmatite rose, sur une épaisseur variant entre un et trois mètres, en contact avec les gneiss archéens et les marbres. Le contact inférieur, partout ailleurs, est une faille dans une zone de cisaillement ductile. Le contact supérieur n'est jamais observé.

Paragneiss

L'essentiel du groupe est représenté par un paragneiss à grain fin à moyen, de couleur gris foncé à noir qui s'altère en brun rouille. Les bancs sont généralement épais ou très épais. Dans la séquence au NE du lac Daniel, sous l'épaisse séquence de quartzite, il affleure en bandes métriques à décamétriques en alternance avec le quartzite. Ailleurs, il forme l'essentiel des bandes de roches supracrustales (Annexe 1, Photos 4, 5 et 6). Le paragneiss a généralement une très bonne foliation marquée par des rubans de mobilisat quartzeux.

Les minéraux essentiels sont : quartz + biotite + plagioclase ± grenat ± sillimanite. Le microcline est local. Les minéraux accessoires sont : cordiérite, zircon, apatite, graphite, allanite, rutile, sulfures, magnétite et tourmaline. Le grenat est poeciloblastique ou en petits grains. Les porphyroblastes de grenats peuvent contenir des inclusions de quartz, de biotite, de plagioclase, de sillimanite, de cordiérite, de zircon, de magnétite et de graphite; ceci en fait une phase tardive dans la paragenèse des paragneiss. La sillimanite et sa variété fibreuse, la fibrolite, en association avec la muscovite, constituent des lentilles de forme nodulaire millimétriques à centimétriques. Localement, ces nodules contiennent de petits grenats. Ils pourraient ainsi être des reliques de grenat déstabilisé. Le graphite est aussi un minéral caractéristique du paragneiss.

Les paragneiss contiennent souvent du mobilisat quartzofeldspathique en bandes millimétriques à centimétriques qui remplace à divers degrés le protolite. La minéralogie du mobilisat est : microcline et orthose + plagioclase + quartz ± grenat ± sillimanite (fibrolite) ± muscovite ± biotite ± graphite. Le plagioclase et le feldspath potassique forment aussi des porphyroblastes avec des inclusions de quartz, de feldspath, de magnétite, de graphite, de biotite, etc. En plusieurs endroits, le mobilisat a aussi subi les effets de la déformation d'intensité variable pour se transformer en protomylonites ou même en mylonites.

Les présences simultanées de grenat, de cordiérite et de sillimanite coïncident en plusieurs endroits avec la présence de sulfures abondants, quasi massifs localement.

Quartzites

Les quartzites sont surtout présents dans la région de la rivière Barnouin où ils constituent le sommet apparent du groupe (Annexe 1, Photo 4). On les trouve également en quantité moindre, intercalés dans les paragneiss où ils sont souvent impurs.

Le quartz constitue au moins 75 à 80 % de la roche. Mais la biotite est presque omniprésente. Elle est remplacée par la muscovite localement. On observe aussi çà et là du plagioclase ou du microcline. La tourmaline a été observée à plusieurs endroits, parfois avec de l'apatite, du zircon et du graphite. Tout comme les paragneiss, les quartzites peuvent contenir des sulfures et de la magnétite.

Les grains de quartz peuvent être engrenés, lenticulaires ou en rubans. Les minéraux micacés donnent parfois une texture lépidoblastique à la roche, texture surtout évidente en lame mince, mais qui peut donner un aspect lité aux quartzites. Le quartzite est souvent traversé par des veines et des veinules de quartz.

Marbres et roches calcosilicatées

Le marbre forme des séquences minces, généralement à la base du groupe et dans la partie nord-ouest de la région. Le marbre est la plupart du temps calcitique, mais on trouve également du marbre dolomitique. Il est aussi associé à des roches calcosilicatées. Il contient également des lits de quartzite plus ou moins pur. On le trouve moins souvent intercalé dans les séquences de paragneiss (Annexe 1, Photo 5). Le marbre et les roches calcosilicatées sont à grains moyens à grossiers, très déformés et à texture granoblastique. Durant un épisode de déformation à basse température, une mylonitisation a causé la réduction de la granulométrie de certains marbres.

Les minéraux principaux observés sont : carbonates ± phlogopite ± trémolite ± olivine ± diopside ± scapolite. L'olivine est altérée à divers degrés en serpentine et en iddingsite et, dans certains cristaux, l'olivine est en partie remplacée par la chondrodite. Le marbre contient aussi une grande variété de minéraux accessoires : sulfures, apatite, graphite, sphène, grenat, épidote, zircon, tourmaline, quartz et feldspath. Le marbre peut être équi- ou inéquigranulaire, et il est généralement bien folié. Le marbre est localement très déformé et on le trouve parfois sous forme de boudins de longueur centimétrique à métrique à l'intérieur des roches calcosilicatées ou des paragneiss.

Certaines roches carbonatées à olivine et spinelle, associées à des roches ultramafiques, sont discutées plus loin avec les ultramafites.

Les roches calcosilicatées sont généralement affiliées aux marbres et elles ont sensiblement le même mode d'occurrence sur le terrain. Leur minéralogie est assez différente cependant. En plus des carbonates, le diopside, la trémolite, l'épidote, la scapolite, le plagioclase, le quartz et le sphène sont les minéraux usuels de ces roches. Sur deux affleurements, le minéral dominant est le diopside. La hornblende, l'apatite, l'olivine, la phlogopite, le plagioclase, le grenat, le spinelle, la chlorite, le zircon et l'allanite peuvent aussi être présents localement. L'olivine, lorsque présente, est garnie d'une couronne de clinopyroxène, et elle est souvent serpentinisée.

Le marbre et les roches calcosilicatées sont souvent situés au contact entre les paragneiss du Groupe de Lake Harbour et le gneiss tonalitique du Complexe de Kangiqsualujjuaq. Comme plusieurs de ces contacts sont tectoni-

ques, il est possible que les marbres et les roches calcosilicatées aient servi de matériaux ductiles qui ont facilité le mouvement sur les surfaces de cisaillement.

Métabasaltes

Le métabasalte a été observé dans l'escarpement au sud de la rivière Barnouin, où il est intercalé dans le quartzite et le paragneiss, près du contact basal tectonique entre le Lake Harbour et le Complexe de Baudan. Il est à grains fins ou aphanitique, de couleur vert foncé ou noire, et il forme des coulées à faciès massifs, coussinés ou bréchiques. Il est toutefois trop déformé pour qu'on puisse y déterminer des polarités. Son épaisseur réelle est aussi difficile à évaluer en raison de la déformation importante.

Le métabasalte est essentiellement composé de hornblende, de plagioclase, de minéraux opaques et, localement, de clinopyroxène. La hornblende donne une texture nématoblastique à la roche, alors que le plagioclase lui donne une texture plutôt granoblastique. La hornblende est altérée en biotite localement. Les minéraux opaques les plus communs sont des sulfures accompagnés d'un peu d'oxydes. Le sphène, l'apatite et la magnétite sont disséminés. L'épidote apparaît comme minéral d'altération du plagioclase et des minéraux mafiques. Le quartz, en quantité très faible, est interstitiel ou sous forme de globules dans la hornblende.

Grenatites

Trois affleurements du groupe contiennent de la grenatite (99-DB-3046, 99-GB-6090 et 99-SP-4007). Ils sont tous associés à des paragneiss. Deux d'entre eux contiennent du diopside et du sphène avec ou sans calcite, plagioclase, épidote, magnétite et sulfures. L'autre (99-GB-6090), qui se trouve dans des paragneiss de la zone de Falcoz, contient aussi du quartz, de l'apatite, des sulfures, de la biotite rouge, de la magnétite et de la monazite. Dans cette grenatite riche en quartz, on a découvert des bandes centimétriques constituées d'un minéral bien cristallisé et de minéraux colloformes riches en phosphore qui ont été identifiés à la microsonde. Le minéral bien cristallisé est la Harrisonite, un silico-phosphate de fer et de calcium. Il s'agit de la deuxième localité répertoriée de ce minéral dans le monde. Jusqu'à maintenant, il n'avait été décelé que dans un échantillon provenant de l'île d'Arcedeckne, dans le District de Franklin de l'Arctique canadien (Roberts *et al.*, 1993). La description donnée par Roberts *et al.* (1993) nous permet de supposer que le contexte géologique est le même dans les deux cas, c'est-à-dire que les roches hôtes sont des métasédiments dans un environnement à métamorphisme élevé. Dans la région de la rivière Koroc, les analyses à la microsonde ont de plus indiqué la présence de plusieurs phases colloformes vraisemblablement produites au Crétacé par l'altération de la Harrisonite et des sulfures au Crétacé. Ce sont des sulfophosphates hydratés riches en fer et en alumine. À notre connaissance, des minéraux de composition semblable n'ont pas encore été documentés. La roche contient aussi de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopyrite, de l'apatite, de l'ilménite et de la monazite disséminées avec des traces de gypse interstitiel. Une étude détaillée de la minéralogie de ce site sera soumise pour publication par Cimon *et al.* (en préparation).

Suite mafique de Nuvulialuk

Le Groupe de Lake Harbour est traversé par des roches mafiques amphibolitisées, accompagnées par endroits de roches ultramafiques (dunites, péridotites, pyroxénites), que nous croyons être des métagabbros différenciés injectés sous forme de filons-couches et de dykes (Annexe 1, Photo 4). Ces roches mafiques se retrouvent aussi en bandes imbriquées dans les complexes gneissiques (Annexe 1, Photo 7). Plusieurs de ces roches mafiques et ultramafiques ont conservé leur minéralogie primaire avec leurs pyroxènes et leurs olivines magmatiques primaires. Cette caractéristique est importante, car elle permet de situer leur mise en place après le paroxysme du métamorphisme paléoprotérozoïque (1,8 Ga). Certains copeaux ont toutefois été métamorphisés au faciès des amphibolites. Ceci permet également de postuler qu'ils ne peuvent être contemporains des métabasaltes du Groupe de Lake Harbour.

Métagabbro

La minéralogie du métagabbro est essentiellement la même que celle des métabasaltes : hornblende, plagioclase et opaques, avec de la biotite en plus. Ils sont plus grossiers et ont un aspect plus « massif » que les métabasaltes malgré la foliation généralisée. À certains endroits, on a noté des reliques de clinopyroxènes et d'orthopyroxènes, surtout dans le centre des bandes de gabbros. Près des contacts, là où les fluides ont pu circuler plus librement, les gabbros sont complètement amphibolitisés. On a aussi noté du grenat en faible quantité localement.

Métaultramafites

Quatre types de roches ultramafiques ont été répertoriés en se basant sur les proportions relatives de l'olivine, des pyroxènes et des amphiboles. Ce sont l'hornblendite, la pyroxénite, la péridotite et la dunite.

La dunite est essentiellement composée d'olivine avec un peu de pyroxène. La dunite non déformée est équigranulaire comme les cumulats. Elle est aussi caractérisée par l'abondance de spinelle vert foncé à vert brunâtre, en inclusions dans l'olivine ou interstitielle. Le clino- et l'orthopyroxène, la phlogopite et la magnétite sont présents entre les cristaux d'olivine. La déformation et le métamorphisme se manifestent par la serpentinisation (et l'iddingsitisa-

tion) à divers degrés de l'olivine et par la formation de cristaux aciculaires de trémolite et de clinochlore orientés aléatoirement.

Avec l'augmentation du contenu en pyroxène, la roche devient une péridotite composée de grands cristaux d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène (Annexe 1, Photo 8). Dans ces roches, les effets de la déformation et du métamorphisme sont aussi démontrés par la serpentinisation de l'olivine et par la formation de trémolite et de clinochlore. La serpentinisation est accompagnée de formation d'iddingsite mais sans magnétite, ce qui souligne le caractère très magnésien de l'olivine. On peut observer des petites inclusions d'olivine dans les pyroxènes. La présence de spinelle et de magnétite disséminés est caractéristique de ces roches. Localement, on observe des sulfures disséminés. Dans de rares cas, on note que l'épidote se développe sur l'amphibole et la chlorite. Localement, les fractures tardives dans la roche contiennent des carbonates, de la préhnite et de l'épidote.

Dans certaines lames minces de roches carbonatées associées aux ultramafites, on note l'abondance de cristaux d'olivine, de pyroxène et de spinelle avec les carbonates. Des roches semblables, en Gaspésie, ont été interprétées comme des produits d'altération et du métamorphisme de roches ultramafiques (Beaudin, 1980). Ces roches altérées sont appelées listwaenites (Belhumeur et Valiquette, 1993; P. Gosselin, 1999, communication personnelle).

La pyroxénite est constituée de grands cristaux de clino- et d'orthopyroxène, avec un peu d'olivine. Lors de la déformation et du métamorphisme, une partie de ces pyroxènes se transforme en agrégats granoblastiques de pyroxènes et d'amphiboles en proportions variables, accompagnés d'un peu de clinochlore. Le spinelle apparaît aux points triples à l'intérieur de ces agrégats. Même les grands cristaux de pyroxène se transforment en amphibole sous forme de taches à l'intérieur des grains ou à la périphérie. Ces roches ont une bonne foliation. Dans les zones de déformation intense, la roche devient un véritable schiste à trémolite-chlorite avec une texture fortement nématoblastique. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le rutile, les sulfures et l'apatite.

La hornblendite est une roche à grains moyens à grossiers, équigranulaire et composée de hornblende, de trémolite, d'actinote, de biotite, de chlorite et parfois d'un peu de plagioclase interstitiel. L'apatite, la magnétite et les sulfures sont les minéraux accessoires. Ces roches peuvent être dérivées du métamorphisme des pyroxénites et même des péridotites.

Fait intéressant, on a cartographié des ultramafites à orthopyroxènes, intrusives ou en écailles tectoniques dans les gneiss et paragneiss qui sont au faciès des amphibolites. Or, les roches ultramafiques ne représentent pas des roches au faciès des granulites et elles ne montrent pas d'évidence d'amphibolitisation. Il est donc possible que ces roches se soient mises en place de façon assez tardive dans l'histoire de la région, c'est-à-dire après le paroxysme thermique de la dernière orogénie.

Orogène des Torngat

L'orogène des Torngat comprend, d'ouest en est, les unités suivantes : le Complexe de Sukaliuk, le Complexe de Lomier, le Gneiss de Tasiuyak et le Complexe d'Iberville. L'orogène se cararactérise par une intense déformation des roches, avec une foliation et un rubanement tectonique marqués, d'orientation générale N-S et de pendage subvertical, de même qu'une forte linéation subhorizontale qui affecte toutes les roches.

Complexe de Sukaliuk

Le terme Complexe de Sukaliuk est un nouveau terme que nous introduisons pour désigner un ensemble de roches supracrustales (paragneiss, quartzites, marbres), d'orthogneiss et de roches mafiques et ultramafiques métamorphisées au faciès des granulites. Parfois incluses dans le Complexe de Lomier (Girard, 1990a, b, c), ces roches sont le plus souvent associées au craton du Grand Nord (voir Wardle et Van Kranendonck, 1996, pour une synthèse). Toutefois, leur degré de métamorphisme et la nature de leur déformation intense indiquent clairement leur appartenance à l'orogène des Torngat. Le Complexe de Sukaliuk comprend les types lithologiques suivants : des gneiss tonalitiques et des gneiss granitiques apparentés à ceux des complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan; des gneiss granulitiques d'origine inconnue; des lambeaux de paragneiss, de marbres et de roches calcosilicatées équivalents à ceux du Groupe de Lake Harbour; des lambeaux d'amphibolite appartenant peut-être à des équivalents de la Suite mafique de Nuvulialuk et des roches ultramafiques d'affinité inconnue.

Gneiss granulitiques indifférenciés

Les gneiss granulitiques comprennent des roches de composition granitique à tonalitique qui n'ont pu être différenciées sur le terrain. Ces roches forment souvent des séquences où alternent en succession rapide des gneiss granitiques (riches en feldspath potassique), des gneiss tonalitiques (riches en plagioclase) et des bandes centimétriques à métriques de roches mafiques et de paragneiss (Annexe 1, Photo 9). Toutes les compositions sont possibles entre les deux pôles granitique et tonalitique. La composition minéralogique peu cohérente de ces gneiss granulitiques laisse supposer qu'il ne s'agit pas d'une suite charnockitique (mangérite – charnockite – enderbite),

Les gneiss granulitiques sont constitués, dans des proportions variables, de plagioclase, de microcline-orthose et de quartz, avec de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de la hornblende et de la biotite. Les feldspaths potassiques

sont microperthitiques à mésoperthitiques. Le grenat, porphyroblastique ou en petits grains, n'apparaît pas partout mais est assez fréquent. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la magnétite, le zircon, les sulfures et les carbonates. Ces carbonates apparaissent dans les interstices entre les minéraux principaux et comme des produits d'altération des feldspaths. Les textures vont d'inéquigranulaire à granoblastique.

Nous avons inclus dans cette unité des gneiss quartzo-feldspathiques à grenat qui s'apparentent fortement aux Gneiss de Tasiuyak. Ces derniers, qui affleurent dans la partie est de la région cartographiée, seront décrits plus loin.

Gneiss tonalitique granulitisé

Le gneiss tonalitique granulitisé constitue la deuxième lithologie en importance dans le complexe de Sukaliuk. Ce gneiss ne contient généralement pas de microcline et les autres minéraux sont les mêmes que ceux des gneiss granulitiques non différenciés. En plus, ils présentent les mêmes textures et minéraux que les gneiss tonalitiques décrits précédemment avec en plus, les clino- et orthopyroxènes et de la biotite rouge, rouge orangé à rouge-brun. Le grenat peut aussi être présent.

Paragneiss avec bandes de quartzite, d'amphibolite, d'ultramafite, de marbre et de roches calcosilicatées

Les paragneiss, quartzites, amphibolites, ultramafites, marbres et roches calcosilicatées observés dans le Complexe de Sukaliuk sont semblables à ceux qui ont été décrits dans les unités à l'ouest de la zone de cisaillement de Blumath, dans le Groupe de Lake Harbour et dans la Suite mafique de Nuvulialuk. Le degré de déformation y est toutefois plus intense et les paragneiss de ce complexe sont associés à des roches granulitiques.

Complexe de Lomier

Le terme Complexe de Lomier a été introduit par Girard (1990). Le complexe comprend, dans sa région type au sud de la région de la rivière Koroc, une partie indifférenciée composée de gneiss granulitiques de composition enderbitique, charnockitique, tonalitique et granitique, et une suite magmatique appelée Suite intrusive de Courdon (Girard, 1990) (cette suite n'a pas été identifiée dans notre région), comprenant des enderbites, tonalites, opdalites, granodiorites, gabbro et ultramafites. Ces roches sont protérozoïques, car elles coupent le Groupe de Lake Harbour. Elles coupent également le Gneiss de Tasiuyak. Le Complexe de Lomier de la région type est également caractérisé par un champ magnétique total élevé et de fortes valeurs du gradient magnétique.

Dans la région de la rivière Koroc, les roches assignées au Lomier comprennent un assemblage de gneiss granulitiques de composition tonalitique et un assemblage d'orthogneiss granulitique appartenant à une suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG). Il est possible que les gneiss de composition tonalitique fassent partie de la même suite. Les orthogneiss de la suite AMCG pourraient être corrélés avec les roches magmatiques de la Suite intrusive de Courdon de Girard (1990).

Enderbite, mangérite et charnockite

Les orthogneiss du Complexe de Lomier sont des granitoïdes à orthopyroxène de composition variable dont nous n'avons pas différencié les phases sur la carte. Les principales caractéristiques de ces roches sur le terrain sont leur composition minérale uniforme, leur texture assez constante sur de grandes superficies et l'absence d'évidence d'une remobilisation intensive lors de la déformation. Il est possible que les orthogneiss représentent une suite intrusive à orthopyroxène associée aux roches anorthositiques que l'on trouve dans le même complexe. L'aspect peu remobilisé de ces orthogneiss, en plus de la forte anomalie magnétique sous-jacente au Lomier, est ce qui les distingue des roches granulitiques du Complexe de Sukaliuk.

Les minéraux essentiels de ces orthogneiss sont, dans des proportions variables, le plagioclase, le microcline-orthose (qui est le plus souvent mésoperthitique) et le quartz, généralement en rubans, avec l'orthopyroxène et parfois le clinopyroxène et la biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'allanite et l'apatite. La texture de ces roches est généralement inéquigranulaire à granoblastique, mais elle peut atteindre la texture mylonitique en plusieurs endroits car le complexe est traversé par plusieurs failles et couloirs de déformation.

Anorthosite et anorthosite gabbroïque

Cette unité lithologique est rapportée pour la première fois dans le Complexe de Lomier, à l'ouest des Gneiss de Tasiuyak, bien que Goulet et Ciesielski (1990) aient signalé la présence de lambeaux d'anorthosite près de la limite ouest des Gneiss de Tasiuyak, dans la zone de cisaillement d'Abloviak, dans le fjord du même nom. Nous avons assigné l'anorthosite au Complexe de Lomier, car le passage de l'anorthosite à l'orthogneiss décrit plus haut est graduel.

L'anorthosite est de couleur gris-blanc et foliée, parfois même mylonitisée. Elle est essentiellement composée de plagioclase et d'agrégats de clinopyroxène + orthopyroxène + hornblende ± biotite, avec le zircon, l'apatite, la magnétite et des sulfures comme minéraux accessoires. Du grenat, du sphène et du rutile ont été décelés très localement. Les anorthosites exhibent les textures granoblastique, en mortier et porphyroclastique. Ces roches sont souvent traversées de veinules de quartz en rubans. Dans les zones de déformation intense, les anorthosites et les anorthosites gabbroïques sont à grains fins à moyens avec une

excellente texture granoblastique. Les plagioclases sont en grande partie polygonisés et on peut reconnaître des porphyroclastes de plagioclase primaire. Les pyroxènes se redistribuent en traits « *streaks* » composés de cristaux polygonaux accompagnés de quelques porphyroclastes. Le grenat est poeciloblastique ou en petits grains. Dans de rares lames minces, une partie des plagioclases est transformée en scapolite, ce qui indique une altération hydrothermale tardive de ces roches.

Dans ces horizons anorthositiques, on trouve localement des bandes métriques à décamétriques de grenatites. Celles-ci sont composées de grenat fortement poecilitique avec des inclusions de quartz déformé, de magnétite, de zircon et de diopside. Les minéraux accessoires incluent l'apatite, la magnétite et le zircon.

Amphibolite

L'amphibolite du Complexe de Lomier est semblable à celle des autres unités décrites plus haut. Le lecteur est prié de se référer à la description des amphibolites du Complexe de Sukaliuk.

Le Gneiss de Tasiuyak

Le Gneiss de Tasiuyak a été érigé en unité formelle par Wardle (1983). Sur le territoire couvert, la plus grande partie de l'unité affleure dans la région de Hébron (feuillet SNRC 14L). Une petite frange affleure dans le coin NE de la région couverte par le feuillet SNRC 24I (rivière Koroc). Le terme Gneiss de Tasiuyak désigne un assemblage très caractéristique de gneiss quartzofeldspathiques à grenat très déformés. Dans la région cartographiée, l'unité est très homogène. Elle occupe une bande Nord-Sud de 8 à 12 km de largeur. Elle est limitée à l'ouest par les orthogneiss granulitiques du Complexe de Lomier et à l'est par les gneiss anorthositiques du Complexe d'Iberville.

Gneiss quartzofelsdpathique à grenat

La couleur blanchâtre à rose pâle de la roche, sa nature très leucocrate, la présence constante des grenats rose-mauve à rougeâtres et la déformation intense se manifestant par une très forte linéation subhorizontale sont les caractéristiques de terrain qui rendent facile l'identification de cette unité à l'échelle régionale (Annexe 1, Photo 10).

Le gneiss est composé de plagioclase, de feldspath potassique, de quartz, de biotite, de grenat, d'orthopyroxène, de sillimanite et d'un peu de clinopyroxène. Le feldspath potassique peut être de l'orthose ou du microcline avec des mésoperthites et des microperthites. Les feldspaths sont généralement polygonaux, définissant ainsi une très belle texture granoblastique. En lame mince, le quartz est presque toujours en minces rubans monocristallins à polycristallins. Sur l'affleurement, le quartz forme des tiges qui donnent l'excellente linéation omniprésente. Le grenat est poeciloblastique. Il est souvent allongé parallèlement à la foliation et, par endroits, il forme des figures sigmoïdes qui indiquent presque toujours un mouvement senestre. Les évidences texturales suggèrent que le grenat s'est formé durant une phase très tardive de la déformation mylonitique de la roche. Les minéraux accessoires sont le zircon, le rutile, le graphite, l'apatite, la magnétite et les sulfures.

Grenatite (feuillet 14L)

En bordure est de l'unité, près du contact avec les anorthosites, affleure une grenatite différente de celle du Complexe de Lomier. D'une largeur d'une dizaine de mètres, elle contient du grenat, du clino- et de l'orthopyroxène de même que du quartz, avec de l'apatite et de la magnétite ou de l'ilménite, du zircon, du sphène et du graphite comme minéraux accessoires. Le grenat est poeciloblastique avec des inclusions de pyroxènes, de quartz et d'apatite. La texture granoblastique est très bien développée. Les pyroxènes occupent les interstices entre les grains de quartz qui forment de grands cristaux poecilitiques en continuité optique. L'épidote est aussi présente entre les grains de quartz.

On ne peut rejeter l'hypothèse que cette grenatite soit associée aux anorthosites du Complexe d'Iberville qui contient aussi des bandes métriques à décamétriques de roches de couleur sombre mais fortement oxydées, très semblables à l'unité décrite ici (Annexe 1, Photo 11). Sur le terrain, ces roches très foncées contrastent fortement avec l'anorthosite de couleur plus claire.

Complexe d'Iberville (feuillet 14L – région de Hébron)

Le Complexe d'Iberville est une nouvelle unité que nous introduisons pour désigner l'ensemble des gneiss anorthositiques et des gneiss granulitiques qui affleurent à l'est du Gneiss de Tasiuyak. La partie anorthositique du complexe pourrait être corrélative de la suite anorthositique de Hutton observée plus au nord par Van Kranendonk et Wardle (1993). Les études isotopiques effectuées sur la suite anorthositique de Hutton sont non concluantes; elle pourrait être tardi-archéenne ou paléoprotérozoïque. Dans la région cartographiée, le Complexe d'Iberville semble être en contact structural avec le Gneiss de Tasiuyak.

La description des lithologies du complexe est assez sommaire. Peu d'affleurements ont été visités lors de la campagne de cartographie.

Anorthosite et anorthosite gabbroïque

Les anorthosites du Complexe d'Iberville sont en tout point semblables pétrographiquement à celles du Complexe de Lomier. Elles sont très déformées et recristallisées.

Elles contiennent souvent des bandes plus mafiques étroites et allongées donnant ainsi des gneiss droits (Annexe 1, Photo 12).

Granulites

Les granulites ont sensiblement la même minéralogie que les gneiss granulitiques du Complexe de Sukaliuk. Elles ont aussi les mêmes textures.

Province de Nain (feuillet 14L – région de Hébron)

Gneiss de Saglek (domaine de Four Peaks)

Le Gneiss de Saglek, dans le domaine de Four Peaks (figure 2), désigne un assemblage de gneiss granulitiques d'âge archéen affectés par l'orogénie des Torngat et qui pourraient être des roches du Nain remaniées. Dans un des affleurements que nous avons cartographié, le gneiss semble recoupé par un dyke de diabase.

Le Groupe de Ramah, une séquence de métasédiments protérozoïques qui repose en discordance sur les gneiss de Saglek, affleure au Labrador et n'est donc pas décrit dans ce rapport. Le Ramah pourrait être contemporain du Lake Harbour.

Intrusions tardives

Diabase de Falcoz (feuillet 24I)

Le terme « Diabase de Falcoz » a été introduit par Girard (1990) pour désigner des dykes tardifs de la région du lac Courdon, au sud-est de notre région. La Diabase de Falcoz de la région à l'étude comprend un ensemble de dykes de gabbro et de diabase non déformés et non métamorphisés qui traversent les autres unités. On les retrouve aussi bien dans l'orogène des Torngat que dans le craton du Grand Nord.

Le dyke le plus important est situé dans le centre sud de la région, au sud-est du lac Blumath, où il est injecté de façon discontinue dans une fracture orientée NW-SE. Il mesure jusqu'à 50 m de largeur. Il est à grain moyen. Les autres dykes et filons-couches sont généralement de l'ordre d'un mètre d'épaisseur et sont quasi aphanitiques.

Il est possible que les dykes de diabase de la région appartiennent à plus d'une suite intrusive. Seuls des travaux géochimiques et géochronologiques détaillés permettront de répondre à cette question.

La diabase, à texture ophitique, a une minéralogie assez constante : plagioclase + olivine ± clinopyroxène ± orthopyroxène ± spinelle ± magnétite. La hornblende et la biotite apparaissent parfois comme minéraux d'altération des pyroxènes. Dans certains dykes, l'olivine et le plagioclase semblent être passés par deux phases de cristallisation, l'une pour donner des phénocristaux et l'autre pour constituer la mésostase. Localement, on note des cristaux squelettiques de plagioclase, une texture de refroidissement rapide.

La diabase semble former deux types d'intrusions : dans un type, on observe de minces couronnes de clinopyroxène et de hornblende verte ou bleue autour des cristaux d'olivine en contact avec du plagioclase; dans l'autre, cette texture coronitique est absente. Les olivines contiennent souvent des inclusions de minéraux opaques qui sont semblables à celles qu'on trouve dans les pyroxènes et qui forment des textures de schiller. Dans les grains d'olivine en contact avec du clinopyroxène, la couronne est absente. Dans les diabases à texture coronitique, la magnétite est aussi garni d'une couronne de biotite rougeâtre, finement cristalline. Les cristaux de magnétite forment parfois une texture squelettique occasionnée par un refroidissement rapide. Les plagioclases et les clinopyroxènes peuvent être zonés.

MÉTAMORPHISME

Les parties centre et ouest du territoire cartographié sont caractérisées par des roches aux faciès moyen à supérieur des amphibolites avec des lambeaux de roches au faciès des granulites. Au sud de la rivière Koroc et à l'est du lac Daniel, dans le Groupe de Lake Harbour, nous observons des assemblages minéralogiques indicateurs du faciès moyen des amphibolites. La partie est de la carte, qui couvre l'orogène des Torngat, est caractérisée par des assemblages minéralogiques indicateurs du faciès des granulites avec des zones au faciès des amphibolites moyen à supérieur. Localement, le long de zones de cisaillements ductiles et fragiles, nous observons un rétrométamorphisme allant jusqu'au faciès des schistes verts.

Les principales caractéristiques du métamorphisme dans la région cartographiée, ont déjà été discutées par Taylor (1979). Van Kranendonk (1996), M,engel et Rivers (1991) et Rivers *et al.* (1996) ont décrit le métamorphisme des régions avoisinantes au nord et à l'est. Ils traitent en détail de l'évolution tectono-métamorphique de l'orogène des Torngat.

Les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan

Le gneiss tonalitique du Complexe de Kangiqsualujjuaq et le gneiss granitique du Complexe de Baudan sont caractérisés par plusieurs phases d'un métamorphisme qui se manifeste par une migmatisation complexe des gneiss tonalitique et granitique, par la présence de lambeaux de roches au faciès des granulites dans le gneiss tonalitique et par la présence de plusieurs surcroissances de zircon d'âges différents. Ces roches ont été métamorphisées aux faciès

moyen à supérieur des amphibolites (tableau 1) et des granulites au cours de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque.

Les lambeaux de gneiss tonalitique au faciès des granulites ont été observés localement dans le nord de la région. Ils sont caractérisés par la présence d'orthopyroxène ou de clinopyroxène (tableau 1). L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont parfois remplacés à divers degrés par la hornblende et d'autres produits d'altération. Le faciès des granulites a aussi été atteint dans certains horizons ou boudins d'amphibolite qui contiennent du pyroxène dans des leucosomes tonalitiques et granodioritiques. La présence de couronnes de hornblende autour des cristaux d'orthopyroxène suggère que ces roches ont subi un ou plusieurs épisodes de métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites.

Le fort degré de migmatisation, la grande complexité structurale observée dans le gneiss tonalitique, la présence de diatexite dans le complexe de Baudan, les zones préservées de roches au faciès des granulites et le développement d'assemblages minéralogiques des faciès moyen à supérieur des amphibolites aux dépens de ceux du faciès des granulites indiquent que les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan ont subi au moins deux événements tectonométamorphiques dont l'un prograde à l'Archéen et l'autre prograde et rétrograde au Paléoprotérozoïque. Cette conclusion est confirmée par les résultats de l'étude isotopique décrite au chapitre 7.

Le Groupe de Lake Harbour

Contrairement aux roches du Complexe de Kangiqsualujjuaq, le Groupe de Lake Harbour est caractérisé par un seul événement métamorphique majeur. Cet événement de haut grade est d'âge paléoprotérozoïque.

Au sud de la rivière Koroc et à l'est du lac Daniel, les roches du Groupe de Lake Harbour sont caractérisées par des assemblages minéralogiques indicateurs des faciès moyen à supérieur des amphibolites (tableau 1). Dans quelques lames minces du paragneiss, la muscovite prograde disparaît en faveur de la sillimanite. Nous avons également observé une lame mince avec l'assemblage cordiérite + anthophyllite. La présence de muscovite prograde, le faible degré de migmatisation des paragneiss et la présence de cordiérite reflètent des conditions de métamorphisme estimées qualitativement entre 550 et 600 °C et inférieures à six kilobars (0,6 GPa) pour cette portion du Groupe de Lake Harbour.

Dans les parties nord et ouest de la carte, le Groupe de Lake Harbour et les lambeaux de paragneiss décelés dans les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan sont caractérisés par des assemblages métamorphiques typiques des faciès moyen à supérieur des amphibolites, voire du faciès des granulites par endroits (tableau 1). La muscovite est absente des assemblages observés dans les paragneiss et ces derniers sont migmatisés. Le grenat est présent tant dans les assemblages pélitiques que mafiques. La cordiérite est fréquemment observée dans les assemblages pélitiques. Localement, de l'orthopyroxène a été décelé dans le gneiss quartzofeldspathique associé au paragneiss graphiteux. Le clinopyroxène est observé localement dans les amphibolites dépourvues de quartz. Dans les unités carbonatées, l'olivine est fréquente dans les marbres, alors que le diopside et la scapolite sont observés un peu dans les marbres mais surtout dans les unités calcosilicatées. Basées sur les différentes grilles pétrogénétiques pour les roches pélitiques, les conditions métamorphiques sont estimées qualitativement entre 600 et 750 °C et de cinq à huit kilobars (0,5 à 0,8 GPa).

L'orogène des Torngat

Les roches du Gneiss de Saglek, du Complexe d'Iberville, du Gneiss de Tasiuyak et des complexes de Lomier et de Sukaliuk sont métamorphisées au faciès des granulites sauf, localement, dans le Complexe de Sukaliuk, où nous avons observé des zones aux faciès moyen à supérieur des amphibolites. Le tableau 1 présente les principaux assemblages observés dans ces unités.

Rivers *et al.* (1996) et van Kranendonk (1996) ont déterminé les conditions du métamorphisme pour le Gneiss de Tasiuyak dans les régions de Saglek et de North River, au Labrador. Dans la région de Saglek, les conditions maximales de pressions et de températures atteintes sont estimées entre 10 et 12 kbars (1,0 et 1,2 Gpa) et autour de 850 °C; des pressions de 6 à 7 kbars (0,6 à 0,7 Gpa) et des températures de 650 à 750 °C, mesurées dans la zone de déformation d'Abloviak sont associées à un métamorphisme rétrograde résultant d'un soulèvement. Dans le secteur de North River, au sud-est de la région cartographiée, les conditions maximales de pression et de température sont de 9,5 kbars (0,95 Gpa) et de 950 °C avec une ré-équilibration des assemblages minéralogiques à 7 kbars (0,7 Gpa) et 750°C (van Kranendonk, 1996). Dans le Complexe de Lomier, van Kranendonk (1996) estime que les conditions de pression étaient inférieures à celles atteintes dans le Gneiss de Tasiuyak ainsi que dans le Complexe d'Iberville. Il appui son hypothèse sur l'absence d'assemblages contenant du clinopyroxène et du grenat dans les roches mafiques. Les conditions de pression et de température estimées sont de 6,8 à 7,7 kbars (0,68 à 0,77 GPa) et autour de 800 °C. Tout comme Taylor (1979), van Kranendonk a remarqué une décroissance de l'intensité du métamorphisme vers l'ouest.

Nos observations de terrain nous permettent de conclure que cette décroissance du grade métamorphique vers l'ouest ne se développe pas graduellement. Dans le Complexe de Sukaliuk, nous avons cartographié des bandes rectilignes de roches au faciès des granulites qui alternent avec des bandes de roches, le plus souvent du gneiss tonalitique, au faciès des amphibolites. Ces bandes, généralement d'épaisseur kilométrique, sont limitées par des zones de cisaillement ductile à fragile.

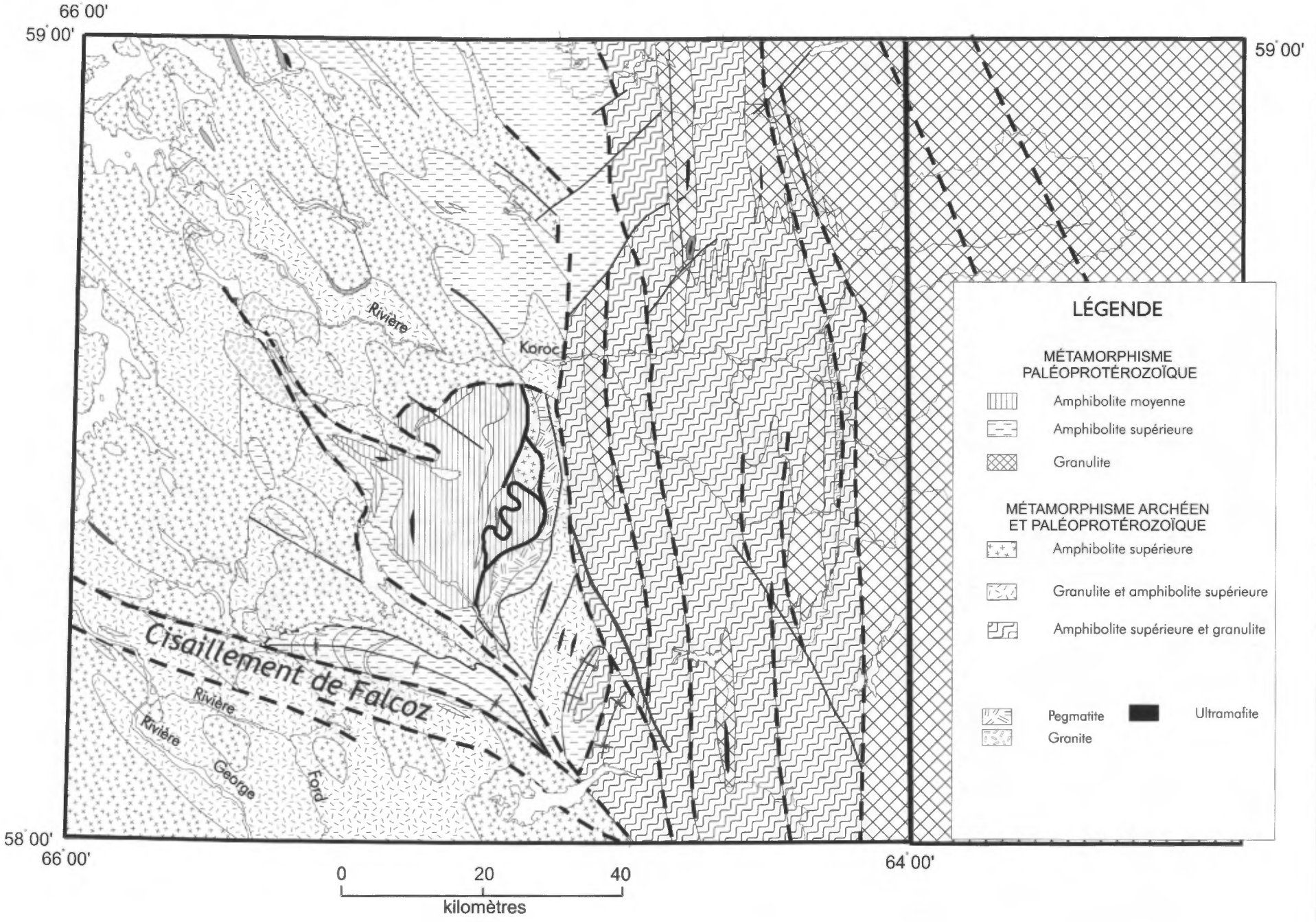


FIGURE 4 - Géologie régionale simplifiée avec les domaines métamorphiques.

Métamorphisme rétrograde

Les zones de failles et les zones de déformation fragile tardive sont caractérisées par la chloritisation, l'épidotisation et la séricitisation des roches encaissantes. Ces altérations typiques du faciès des schistes verts sont surtout visibles sur les plans de failles, le long de fractures et de microfractures et au voisinage de ces structures. En lames minces, ces altérations sont caractérisées par le développement de la chlorite et de l'épidote aux dépens des minéraux mafiques, de la séricitisation et de la saussuritisation des plagioclases et par le développement de veinules d'hématite. Dans les zones minéralisées, la pyrite et la pyrrhotite sont souvent associées à ces altérations rétrogrades. Cette association est due probablement à la circulation de fluides hydrothermaux.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Domaines structuraux

Le craton du Grand Nord de la région de la rivière Koroc et du territoire avoisinant a été subdivisé en plusieurs domaines structuraux dont la nomenclature est relativement complexe (voir Clark, 1994). De façon générale, le craton du Grand Nord est divisée en deux domaines structuraux : le domaine de Kuujjuaq, à l'ouest, et le domaine de la rivière George, à l'est. Ces dopmaines sont séparés l'un de l'autre par la zone de cisaillement senestre de la rivière George (figure 2).

Dans la région de la rivière Koroc, le domaine de la rivière George s'étend vers le sud jusqu'à la zone de Falcoz, au sud de laquelle les roches sont assignées au domaine de la rivière Ford et, vers le nord et l'est, jusqu'aux roches de l'orogène des Torngat (figure 2). Le craton du Grand Nord est séparé de l'orogène des Torngat par le couloir de déformation de Blumath (figure 3), d'une largeur de 5 à 10 km, constitué de plusieurs failles et zones de cisaillement et dans lequel alternent des roches aux faciès des amphibolites et des granulites. Cette zone contient une très grande quantité d'intrusions pegmatitiques. Les pendages faibles vers l'est et le sud-est dans le craton du Grand Nord deviennent rapidement subverticaux et orientés N-S à l'est du couloir de déformation de Blumath, dans l'orogène des Torngat. De la même façon, le métamorphisme passe abruptement du faciès des amphibolites à l'ouest au faciès des granulites, à l'est du couloir de déformation de Blumath.

Aux fins d'analyse structurale, nous avons divisé la région de la rivière Koroc en six domaines structuraux délimités par des failles et des zones de cisaillement majeures (figure 5).

Le craton du Grand Nord est caractérisé par une intense foliation, orientée NE-SW et à pendage d'environ 20° vers le SE, ainsi qu'une forte linéation tectono-métamorphique avec une plongée moyenne de 18° vers le SE, attribuées à

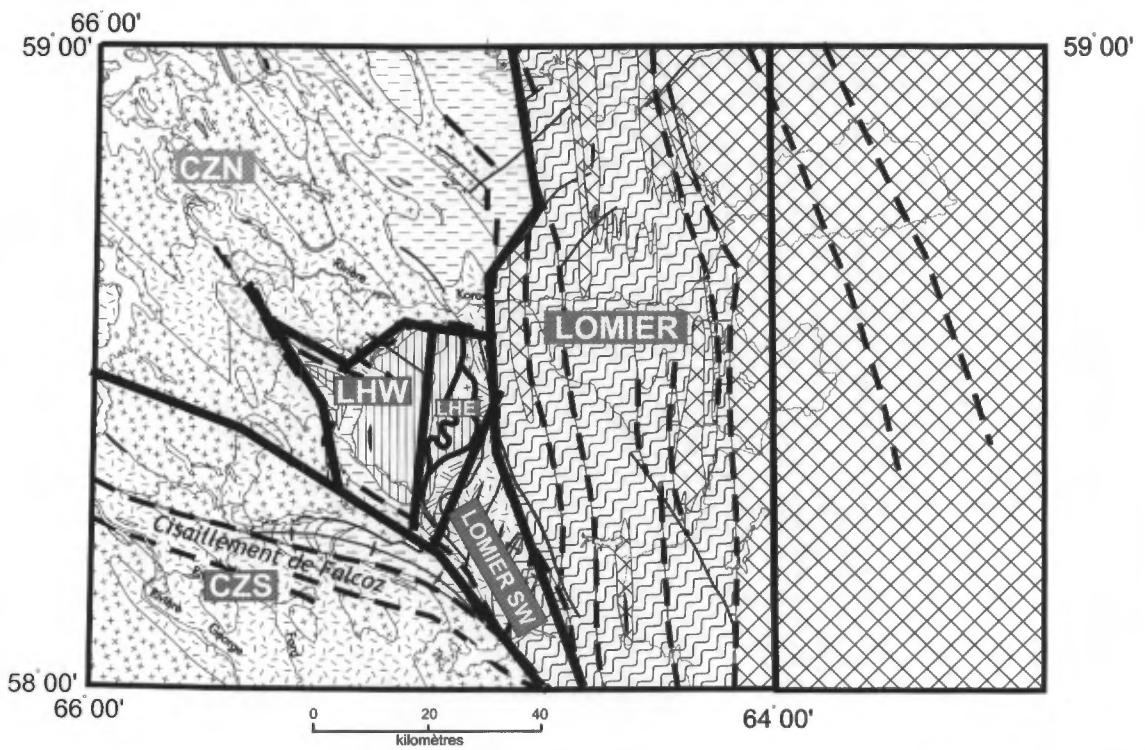


FIGURE 5 - Géologie régionale simplifiée avec les limites des domaines structuraux. CZN : partie nord du craton du Grand Nord; CZS : partie sud du craton du Grand Nord; LHE : partie est du Groupe de Lake Harbour; LHW : partie ouest du Groupe de Lake Harbour (voir la figure 4 pour la légende).

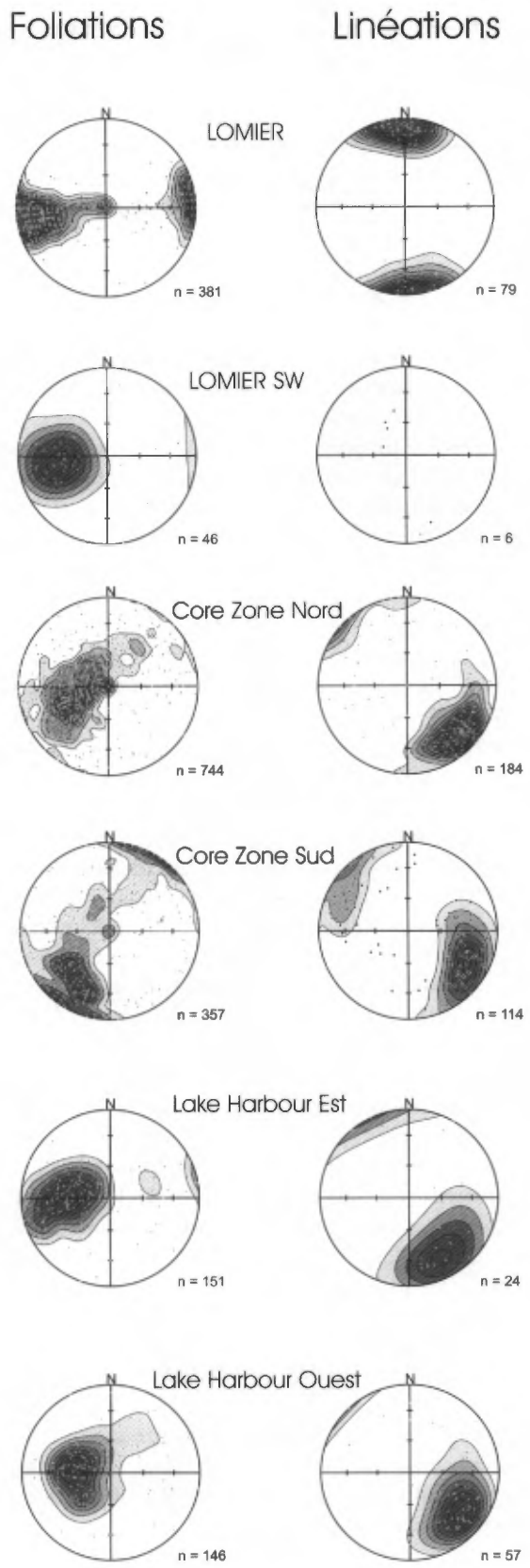


FIGURE 6 - Projections stéréographiques équiaires des pôles des plans de foliation et des linéations d'étirement dans les domaines structuraux. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986). (n = le nombre de mesures)

un épisode précoce de l'orogénèse trans-hudsonnienne (Torngat). Une foliation antérieure, probablement archéenne, est observée, entre autres, dans les enclaves mafiques des gneiss tonalitiques. Les unités stratigraphiques sont en contact le long de failles inverses parallèles à la foliation principale (N040°/20°). Des zones de cisaillement, tantôt dextres tantôt senestres, orientées NW-SE et abruptes (telle la zone de Falcoz) sont considérées comme des riedels des décrochements majeurs NS observés dans l'orogène des Torngat. Ces cisaillements ont généré une foliation NW-SE importante (N251°/50°), qui a affecté la première foliation NE-SW (figure 6). Dans la partie sud du craton du Grand Nord, là où on observe la zone de cisaillement de Falcoz, cette foliation est encore plus prononcée. Seul le domaine de Lake Harbour Est (LHE) contient des foliations et des linéations dont l'intensité est intermédiaire entre celles des domaines de Lomier et de Lake Harbour ouest (LHW) (figure 6).

Dans l'orogène des Torngat, une forte foliation N-S avec un pendage subvertical, une linéation N-S subhorizontale et des indicateurs cinématiques presque toujours senestres révèlent la présence d'un intense cisaillement (figure 6). Des failles N-S en régime fragile mais parallèles aux cisaillements en régime ductile témoignent d'une tectonique tardive.

Zones de cisaillement

Plusieurs zones ou couloirs de déformation ductiles traversent la région. Ils ont trois orientations principales : WNW-ESE, N-S et NE-SW.

Les failles et zones de cisaillement orientées WNW-ESE sont limitées au craton du Grand Nord. La plus importante de ces zones est la zone de Falcoz. Elle forme un véritable couloir de déformation d'une largeur de 5 à 7 km contenant plusieurs failles dont les mouvements tant dextres que senestres indiquent que l'histoire de cette zone est très complexe. Un peu plus au nord, la faille du lac Daniel possède à la fois des caractéristiques d'une fracture fragile et celles d'une structure ductile. Sa zone d'influence hectométrique est plus étroite que celle de la zone de Falcoz. Encore un peu plus au nord, à la rivière Barnouin, l'étendue et l'intensité de la déformation suggèrent la présence d'une importante zone de cisaillement large de 2 à 3 km qui va rejoindre celle qui borde, au sud, le Groupe de Lake Harbour. Enfin, plusieurs autres zones orientées NW, dont la plus large est juste au nord de la rivière Baudan, reprennent et plissent les failles de chevauchement orientées NE-SW.

La zone de déformation de Blumath, orientée nord-sud, traverse la région et sépare le craton du Grand Nord de l'orogène des Torngat. Cette zone importante marque aussi le passage du faciès des amphibolites à l'Ouest au faciès des granulites à l'est. Dans la partie sud de la région, dans le secteur du lac Tasirlaq, les zones de Blumath et de Falcoz se rejoignent et forment un seul couloir qui se

poursuit vers le sud. Vers l'est, on croise plusieurs autres zones de cisaillement et failles nord-sud affectées généralement par un mouvement senestre. Certaines de ces failles sont plutôt d'aspect fragile ; la roche est alors bréchique avec des pseudo-tachylites, notamment au contact entre le Complexe de Sukaliuk et le Complexe de Lomier. L'influence de ces cisaillements et failles N-S sur les failles NW-SE est un peu ambiguë. Les failles NW-SE semblent converger vers la zone de Blumath ce qui suggère que cette zone N-S est tardive par rapport aux structures NW-SE. Mais il se peut que cette zone ait rejoué plus d'une fois. Un épisode précoce de mouvement a même pu précéder ces dernières structures. Les zones NW-SE pourraient être contemporaines des structures NE-SW, car elles semblent former un patron conjugué.

Les faille orientées NE-SW sont, pour la plupart, des failles de chevauchement. On soupçonne aussi la présence de plis couchés de même direction et à vergence NW.

Évolution structurale

Les données préliminaires que nous avons recueilllies permettent d'avancer l'histoire tectonique suivante :

- déformation en régime ductile des roches du craton du Grand Nord à l'Archéen;
- au Paléoprotérozoïque, déformation dans un régime en compression E-W (collisions entre le Nain et le Churchill à l'est et entre le Churchill et le Supérieur à l'ouest) pour générer des plis orientés N-S puis chevauchement des unités de l'Est vers l'Ouest (développement de plis couchés et de zones de chevauchement), amenant ainsi plus près de la surface les roches de niveaux structuraux plus profonds; c'est durant cet épisode qu'il y aurait eu accrétion du Lomier au craton du Grand Nord.
- évolution du système en compression vers une déformation transpressive, générant des zones de cisaillement N-S et NW-SE (ex. : faille du lac Daniel, zone de Falcoz), qui découpent et replissent les plis N-S de la phase précédente.

LITHOGÉOCHIMIE

Nous avons analysé 196 échantillons de roches prélevés sur l'ensemble de la région cartographiée, . De ceux-ci, 63 ont été soumis pour analyse totale et 133 pour les métaux usuels et précieux. Les échantillons ont été analysés au Centre de recherche minérale du Québec. Les résultats des analyses et la localisation des échantillons sont intégrés dans la base de données du SIGÉOM disponible au ministère des Ressources naturelles. Le tableau 2 contient les résultats d'analyses de quelques échantillons représentatifs des roches ignées de la région. Dans le texte qui suit, seuls les échantillons qui ont fait l'objet d'une analyse totale seront discutés. Les échantillons analysés pour les métaux usuels et précieux sont traités dans le chapitre sur la géologie économique.

Les roches mafiques et les roches felsiques seront traitées séparément. Cette division tient compte de leurs modes d'occurrence et de leurs affinités nettement différentes (figure 7e).

Roches felsiques

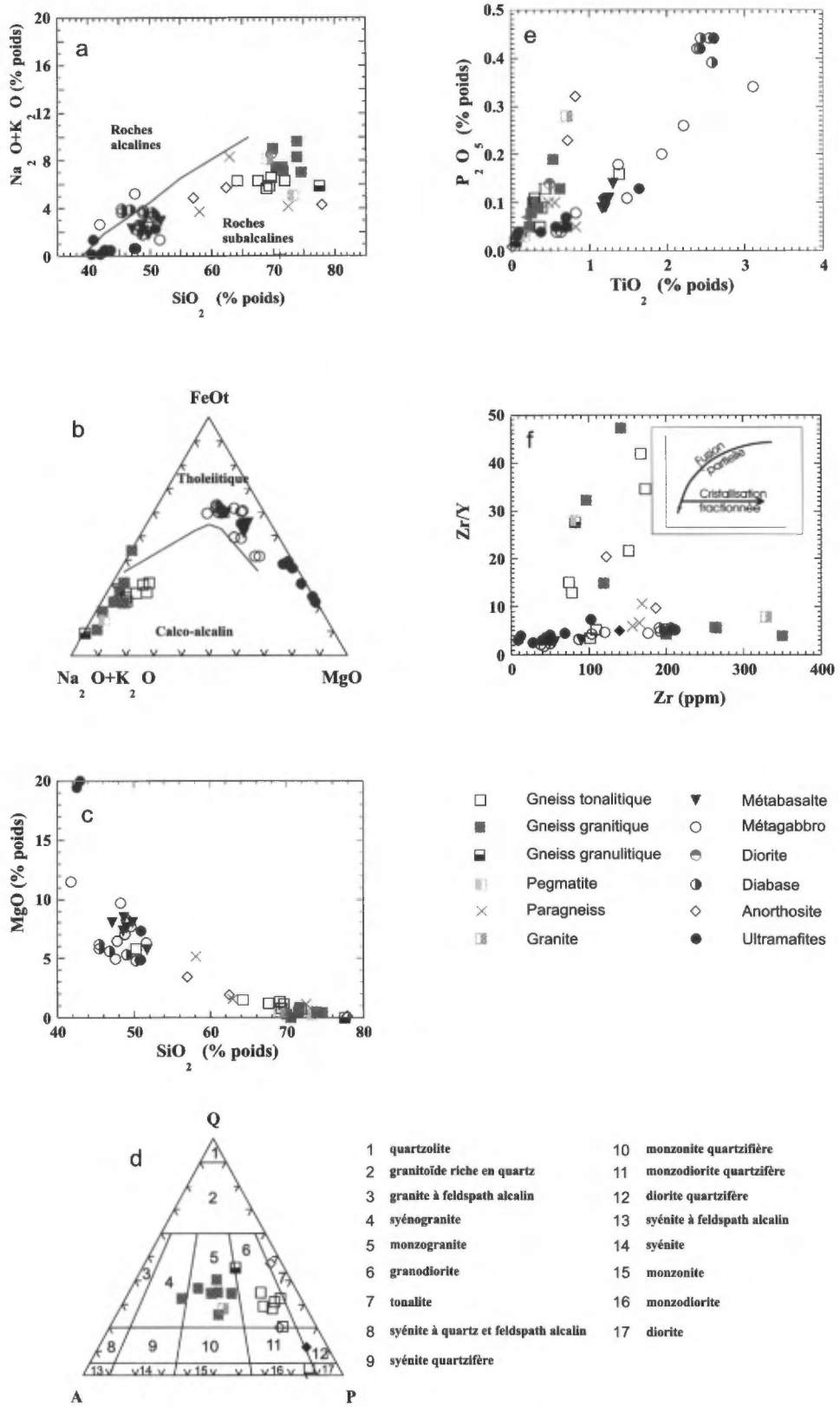
Les roches felsiques de la région sont toutes subalcalines et d'affinité calcoalcaline (figures 7a et 7b). Selon leur composition, elles forment deux ensembles distincts : des tonalites (gneiss tonalitique = q) et des granites (gneiss granitique = n). Les granites sont légèrement plus riches en silice et en alcalis (figure 7a). Ils sont aussi moins riches en MgO (figure 7c), Al_2O_3, CaO et Na_2O, mais plus riches en K_2O (non représentés). Les résultats d'analyses des roches granitoïdes ont été mis en plan sur le diagramme QAP utilisé pour la classification des roches granitoïdes. Leur distribution dans les différents champs du diagramme confirme la validité des noms donnés aux roches sur le terrain (figure 7d).

Les teneurs en éléments en traces ont sensiblement la même distribution dans les différents types de roches granitoïdes. Toutefois, les teneurs les plus importantes sont mesurées dans les gneiss granitiques. La distribution des teneurs des éléments en traces et des éléments des terre rares (ETR) nous incite à conclure que nous sommes en présence de roches d'origines diverses. Ainsi, les diagrammes présentant les spectres d'abondance des terres rares normalisées aux chondrites (figure 8), de même que le diagramme Zr/Y versus Zr (figure 7f) permettent d'observer qu'il y a deux familles de granites : les échantillons de gneiss tonalitique suivent la courbe typique des roches dérivées de la fusion partielle de matériau de la croûte; les échantillons de gneiss granitiques se trouvent le long de la courbe caractéristique des roches produites par cristallisation fractionnée en plus d'être dérivée de la fusion partielle. L'absence d'anomalie en europium tant dans les granites que dans les tonalites pourrait être expliquée par le rôle secondaire joué par le mécanisme de cristallisation fractionnée.

Roches mafiques et ultramafiques

Sur les figures 7 et 8, nous avons regroupé les roches mafiques et ultramafiques en quatre classes : les métagabbros (m), les ultramafites (l), les métabasaltes (t) et les diabases (cercles mi-ouverts).

Avant de comparer les différents types de roches mafiques entre eux, il importe d'apporter quelques explications au sujet du traitement que nous en avons fait. Les roches mafiques analysées sont en général à grain fin à moyen et sont homogènes. Nous avons donc supposé que, de façon



FIGURES 7a) - Diagramme binaire Na_2O+K_2O versus SiO_2 avec la limite des champs tholéiitique et calco-alcalin telle que définie par Irvine et Baragar (1968) pour les roches ignées et les paragneiss. **7b)** - Diagramme ternaire AFM de Irvine et Baragar (1968) pour les roches ignées et les paragneiss. **7c)** - Diagramme binaire MgO-SiO_2 pour les roches ignées felsiques et les paragneiss. **7d)** - Diagramme ternaire Quartz (Q) – Albite (P) – Orthose (A) tracé à partir des minéraux de la norme CIPW pour les roches ignées felsiques. **7e)** - Diagramme binaire P_2O_5 versus TiO_2 pour les roches ignées et les paragneiss. **7f)** - Diagramme Zr/Y versus Zr pour les roches ignées. Ce schéma permet d'observer les tendances évolutives des magmas par fusion partielle et par cristallisation fractionnée.

TABLEAU 2 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des roches ignées et des paragneiss de la région de la rivière Koroc. Les éléments en traces et les terres rares sont en ppm sauf pour l'or qui est en ppb.

	Complexe de Kangiqsualujjuaq			Complexe de Baudan				Suite mafique de Nuvulialuk		
Lithologie	M3 (I1D)	M3 (I1D)	M3 (I1D)	M3 (I1B)	M3 (I1B)	M3 (I1B)	I1B	I3A (M16)	I3A (M16)	I3A (M16)
Échantillon	5053a	3255b	1147a	1013a	5069b	4097a	4049a	2004b	4087a	6040a
Substance										
SiO_2 (%)	69,0	71,9	67,6	73,9	71,6	73,9	69,1	41,8	47,8	48,3
TiO_2	0,37	0,29	0,44	0,13	0,26	0,35	0,71	1,37	1,93	0,58
Al_2O_3	16,10	15,60	16,60	13,40	14,40	12,60	14,00	13,60	14,20	13,50
Fe_2O_3T*	2,75	2,47	3,51	1,35	2,49	2,82	4,14	11,10	15,70	9,69
MnO	0,05	0,02	0,04	0,01	0,03	0,04	0,08	0,20	0,23	0,16
MgO	1,36	0,75	1,24	0,49	0,87	0,51	0,54	11,50	6,47	9,69
CaO	3,07	2,60	3,21	0,19	1,88	0,72	2,10	14,70	10,60	14,30
Na_2O	4,45	4,06	4,33	2,35	3,24	2,46	3,21	1,54	1,24	2,10
K_2O	1,19	2,23	1,97	7,28	3,93	5,83	4,90	1,10	0,99	0,49
P_2O_5	0,05	0,10	0,13	0,04	0,08	0,09	0,28	0,18	0,20	0,04
PAF	1,36	0,43	0,72	0,41	0,48	0,32	0,28	2,10	1,02	0,88
TOTAL (%)	99,75	100,45	99,79	99,55	99,26	99,64	99,34	99,19	100,38	99,73
Ba (ppm)	170	790	380	700	1300	1000	1700	130	130	50
Rb	50	80	92	327	143	293	181	8	23	6
Sr	345	421	384	109	291	114	288	91	246	78
Ga	19,00	19,00	22,00	15,00	17,00	19,00	20,00	20,00	22,00	13,00
Ta	0,1	0,3	0,5	0,4	0,2	1,8	s.d.	0,3	1,0	0,5
Nb	2,00	2,00	5,00	2,00	2,00	27,00	14,00	6,00	14,00	2,00
Hf	2,6	4,1	4,3	4,5	3,3	11,0	s.d.	3,1	3,2	0,7
Zr	75	168	152	119	97	265	328	104	120	26
Y	5	4	7	8	3	48	41	24	26	10
Th	0,88	6,90	22,00	48,00	9,20	43,00	12,00	2,20	1,40	0,20
U	0,7	1,0	1,9	27,0	0,8	7,3	1,8	0,7	0,7	0,5
Cr	20	20	20	20	20	20	20	110	110	400
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	36,00	68,00	n.a.
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	17,00	n.a.	n.a.
Sc	11,0	3,8	8,0	3,1	5,1	6,0	9,1	41,0	41,0	53,0
V	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	230	290	n.a.
Cu	4	3	5	2	15	1	2	32	3	n.a.
Pb	1	3	2	45	15	14	11	1	n.a.	n.a.
Zn	59	44	63	18	32	46	84	45	99	n.a.
Ag	2	2	2	2	2	2	2	0	2	n.a.
Au (ppb)	2	2	2	2	2	4	2	50	2	n.a.
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	s.d.	2,7	n.a.
La	14	40	52	20	33	94	n.a.	10	14	3
Ce	23	59	96	44	55	210	n.a.	23	34	8
Nd	9	17	25	4	19	61	n.a.	9	17	5
Sm	1,9	2,2	4,3	1,1	2,7	10,0	n.a.	3,4	5,1	1,5
Eu	0,7	0,6	0,8	0,5	0,8	1,6	n.a.	1,0	2,0	0,5
Tb	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	1,2	n.a.	0,6	0,7	0,3
Ho	0,5	s.d.	0,8	2,0	0,5	1,9	n.a.	0,9	s.d.	0,5
Tm	0,2	s.d.	s.d.	0,2	0,2	0,3	n.a.	0,3	0,4	0,2
Yb	0,2	0,5	1,0	0,6	0,2	4,2	n.a.	2,9	2,2	1,3
Lu	0,05	s.d.	0,07	0,10	0,05	0,64	n.a.	0,36	0,31	0,20

* Fe_2O_3T = Total des oxydes de fer exprimés sous la forme de Fe_2O_3

s.d. = sous la limite de détection n.a. = non analysé

TABLEAU 2 : Suite

	Suite maf. de Nuvulialuk			Groupe de Lake Harbour				Lomier	Diabase de Falcoz	
Lithologie	I4	I4	I4	V3A	V3A	V3A	M4	I3G	I3B	I3B
Échantillon	3145A	4104a1	4073k	3066a	4080a	6009a	6032b	1110c	1059b	4039c
SiO_2 (%)	40,6	50,9	43,0	51,7	49,8	49,0	72,5	57,0	50,8	49,0
TiO_2	0,06	0,57	1,19	1,31	1,18	1,16	0,48	0,82	2,39	2,58
Al_2O_3	3,39	15,80	8,17	12,90	14,40	14,30	12,90	17,50	14,40	14,90
Fe_2O_3T	11,00	13,20	13,10	14,50	13,60	12,50	4,30	7,55	16,00	15,90
MnO	0,14	0,19	0,18	0,21	0,27	0,19	0,02	0,12	0,20	0,18
MgO	34,40	7,33	20,00	5,71	8,05	7,61	1,14	3,44	4,89	5,29
CaO	0,60	9,05	8,11	9,39	11,20	12,00	2,97	7,24	7,82	7,41
Na_2O	0,10	1,86	0,37	1,97	1,37	2,06	2,98	3,80	2,44	2,65
K_2O	0,05	0,45	0,13	0,99	0,43	0,12	1,20	1,05	1,03	0,94
P_2O_5	0,03	0,05	0,11	0,14	0,10	0,09	0,10	0,32	0,42	0,39
PAF	8,65	0,38	4,90	0,80	0,67	0,71	1,31	0,59	-0,58	0,30
TOTAL	99,02	99,78	99,26	99,62	101,07	99,74	99,90	99,43	99,81	99,54
Ba (ppm)	50	250	50	140	50	50	280	1200	550	580
Rb	3	7	3	23	6	3	47	3	21	15
Sr	3	237	119	138	152	152	190	694	320	327
Ga	3,00	17,00	12,00	18,00	17,00	17,00	14,00	23,00	23,00	23,00
Ta	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	1,0	0,6
Nb	2,00	2,00	5,00	4,00	2,00	2,00	8,00	3,00	8,00	7,00
Hf	0,2	1,1	1,8	2,6	1,5	1,4	5,2	4,1	5,8	409,0
Zr	9	50	69	90	56	49	169	139	206	191
Y	3	12	15	29	20	17	16	28	37	34
Th	0,05	0,56	0,52	1,40	0,59	0,36	15,00	0,20	2,60	1,80
U	0,5	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	3,9	0,5	0,6	0,6
Cr	5300	96	1600	100	340	320	44	41	100	68
Ni	1400,00	n.a.	800,00	48,00	110,00	n.a.	n.a.	22,00	12,00	13,00
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	na	na	na
Sc	15,0	36,0	28,0	45,0	46,0	45,0	12,0	19,0	40,0	33,0
V	42	n.a.	190	300	240	n.a.	n.a.	110	160	170
Cu	1	51	110	150	240	n.a.	28	28	19	24
Pb	n.a.	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	30	130	59	95	70	n.a.	60	72	130	120
Ag	2	2	2	2	2	n.a.	1	2	n.a.	2
Au	2	3	2	2	3	n.a.	50	2	n.a.	2
As	0,5	0,5	2,9	0,9	1,0	n.a.	s.d.	0,7	n.a.	0,5
La	1	7	6	10	6	4	50	n.a.	30	25
Ce	2	14	18	23	16	10	95	n.a.	60	55
Nd	s.d.	8	9	11	9	3	37	n.a.	28	27
Sm	0,2	2,0	2,8	3,8	2,7	2,1	6,8	n.a.	8,1	6,3
Eu	0,1	0,9	1,0	1,3	1,1	0,8	1,5	n.a.	1,4	2,3
Tb	s.d.	0,3	0,4	0,8	0,3	0,3	0,2	n.a.	1,2	1,0
Ho	s.d.	s.d.	0,5	0,7	s.d.	0,5	0,9	n.a.	2,0	1,0
Tm	s.d.	s.d.	0,2	0,6	0,5	0,2	0,8	n.a.	0,2	0,5
Yb	0,2	1,3	1,5	2,6	2,0	1,9	2,2	n.a.	4,3	3,2
Lu	0,07	0,14	0,18	0,39	0,32	0,22	0,30	n.a.	0,60	0,46

* Fe_2O_3T = Total des oxydes de fer exprimés sous la forme de Fe_2O_3

s.d. = sous la limite de détection n.a. = non analysé

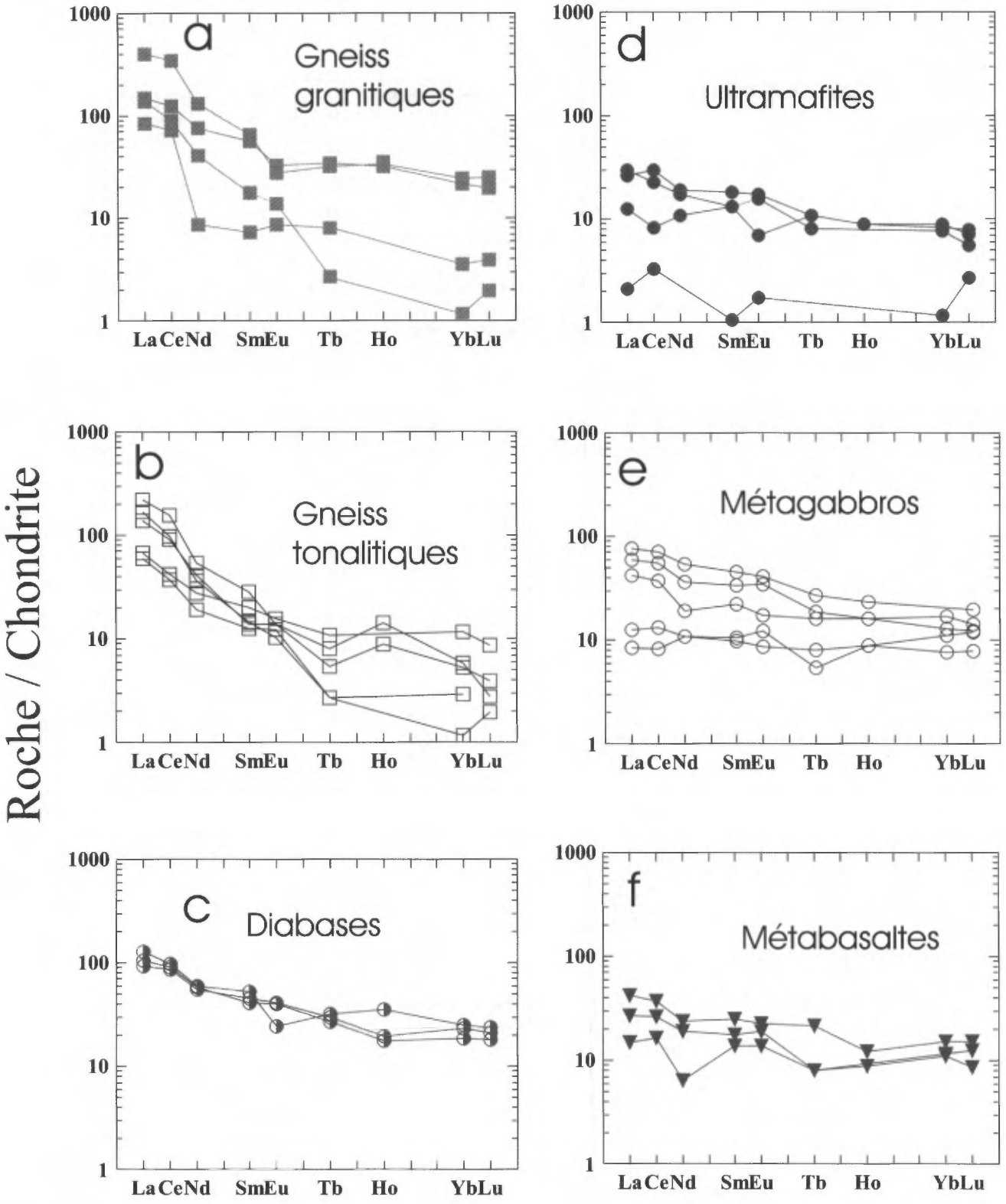


FIGURE 8 - Diagrammes de concentrations des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches ignées felsiques **(a et b)** et mafiques **(c,d,e et f).**

générale, le comportement géochimique des gabbros était comparable à celui des roches volcaniques mafiques. Les mêmes diagrammes, qui sont généralement conçus pour des roches volcaniques, ont été utilisés et pour les roches intrusives et pour les métabasaltes. Quant aux roches ultramafiques, elles doivent être traitées à part. Compte tenu du degré de recristallisation de certaines de celles-ci, il est difficile de distinguer celles qui ont été formées d'un cumulat de celles qui représentent un liquide magmatique.

Les roches mafiques, comme les roches felsiques, sont subalcalines (figure 7a) et elles occupent le domaine tholéiitique du diagramme AFM (figure 7b). Les ultramafites et les diabases ont des compositions nettement différentes des autres roches mafiques; les ultramafites sont les roches mafiques les plus pauvres en alcalis, en titane et en phosphore alors que les diabases sont les plus riches en ces éléments (figures 7a et 7e). Les métabasaltes forment un groupe cohérent alors que les métagabbros ont une distribution aléatoire mais distincte de celles des diabases et des ultramafites.

Les diabases sont les roches mafiques les plus riches en éléments en trace et en ETR (figure 8c et 10c). Cet enrichissement a probablement été causé par une contamination lors de leur mise en place dans une croûte épaisse et ancienne. Les roches ultramafiques, constituées de péridotites, de dunites et de pyroxénites, ont des compositions komatiitiques. Il s'agit surtout de roches à grains généralement grossiers représentant probablement des cumulats. Sauf pour un échantillon, les patrons de distribution des ETR sont constants et probablement représentatifs d'une source légèrement enrichie en terres rares légères (figure 8d).

Quant aux métagabbros, ils semblent formés de deux suites mafiques, l'une légèrement enrichie en terres rares légères (La/Yb ~ 4), l'autre avec des rapports La/Yb ~ 1. L'une de ces suites, la moins enrichie en terres rares légères, pourrait appartenir à la suite des métabasaltes. Ces derniers montrent une composition intermédiaire qui les situe entre les deux suites gabbroïques (figures 8e et f). La présence de deux suites de métagabbros dans la région pourrait s'expliquer par la présence à la fois de métagabbros archéens pénécontemporains des gneiss tonalitiques ou granitiques et de métagabbros protérozoïques. Ces métagabbros protérozoïques pourraient être contemporains des métabasaltes du Lake Harbour ou des ultramafites tardives à olivine et à orthopyroxène primaires.

Lithogéochimie et environnement tectonique

Il est devenu courant d'utiliser l'affinité chimique des roches ignées pour caractériser leur environnement tectonique de genèse et de mise en place. Des diagrammes ont été conçus par différents auteurs pour les roches granitoïdes et les roches basaltiques, dans lesquels des domaines tectoniques ont été délimités à partir d'analyses de roches ignées d'environnements récents (cénozoïques). Nous avons donc reporté sur certains de ces diagrammes quelques-unes des analyses des roches de la région. Nous avons tenu compte du fait que ces diagrammes ont été définis pour des environnements récents. Or, les roches de la région de la rivière Koroc sont d'âge archéen à protérozoïque et elles ont subi les effets d'une déformation intense et d'un métamorphisme de haut grade. Mais les tendances observées pour ces roches dans les différents diagrammes ne sont pas aléatoires et ne sont pas conditionnées uniquement par les processus d'altération. Il est donc possible de tirer des conclusions générales de ces diagrammes.

Granitoïdes

La figure 9 comprend quatre diagrammes qui permettent de discriminer les environnements tectono-magmatiques pour les granitoïdes de la région de la rivière Koroc. Le diagramme A/CNK versus A/NK (Maniar et Picolli, 1989), nous permet d'observer que les granitoïdes sont essentiellement peralumineux. Leur composition les place à la limite des granites de type S (provenant de la fusion d'une roche sédimentaire ou supracrustale) avec un rapport A/CNK > 1,1 et ceux de type I (provenant d'une source ignée, du manteau) avec un rapport A/CNK < 1,1. Sur tous les diagrammes, le gneiss tonalitique est de même composition que les granites d'arc insulaire. On peut alors en déduire que la croûte archéenne du craton du Grand Nord s'est formée dans un environnement de collision de plaques. Quant au gneiss granitique, dont l'âge peut être protérozoïque ou archéen, il a des affinités chimiques avec les granites d'arc volcanique et les granites d'environnement intraplaque (figure 9). Cette double affinité peut signifier que les protolites de ces gneiss sont de natures diverses et qu'ils proviennent de plus d'une source. Certains de ces granites ont une composition voisine de celle des gneiss tonalitiques, tandis que d'autres sont complètement différents.

Roches mafiques

Les métagabbros (?) et les métabasaltes (?) ont des compositions comparables à celles des magmas mafiques légèrement enrichis en éléments en trace et en terres rares. Certains métagabbros ressemblent chimiquement aux basaltes de type MORB normal (*mid ocean ridge basalt* ou basalte de dorsale médio-océanique) mais les autres métagabbros ainsi que les métabasaltes ressemblent plutôt aux tholéiites de fonds océaniques enrichies (*E-type MORB*) ou encore aux tholéiites d'arcs insulaires comme les basaltes de bassin d'arrière-arc (figure 10).

Les ultramafites (?) sont anormalement enrichies en éléments en traces et en terres rares légères (figure 8); d'ailleurs, elles ont des teneurs très similaires à celles des roches mafiques. Elles ne peuvent donc représenter la source des roches mafiques dans un processus de cristallisation

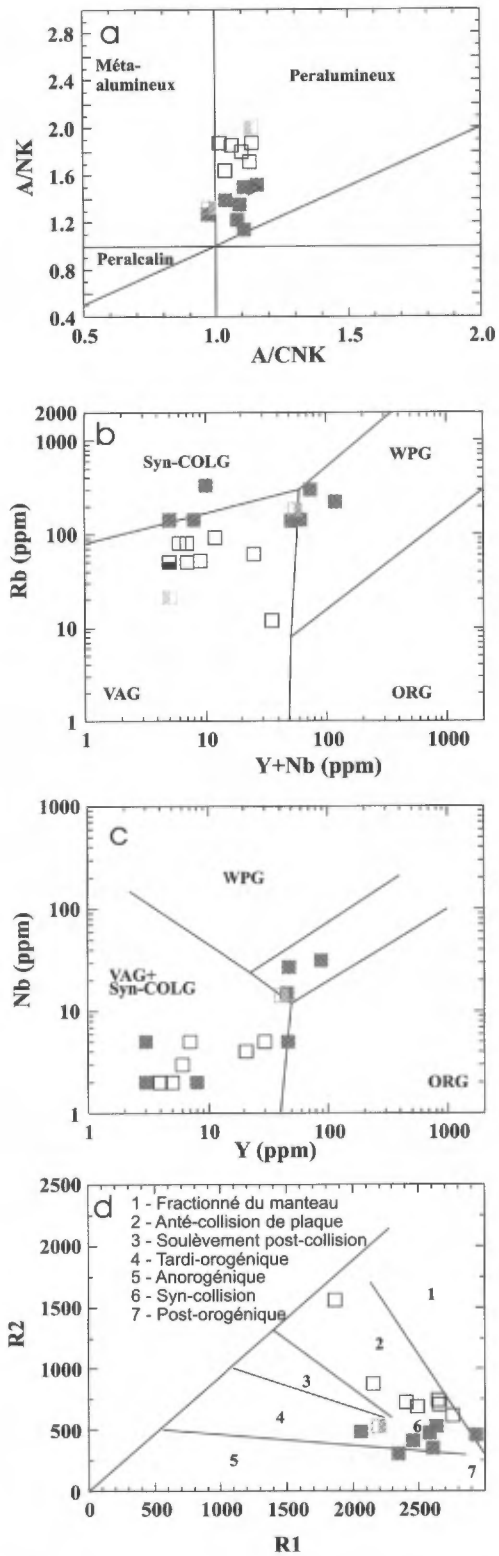


FIGURE 9 - Diagrammes discriminants d'environnements tectoniques pour les roches felsiques de la région de la rivière Koroc. **a)** A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) versus A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) de classification des granitoïdes; **b)** ln Rb en fonction de ln (Y+Nb); SYN-COLG = granite synchrone à une collision; VAG = granite d'arc volcanique; ORG = granite de dorsale; AORG = granite de segment anomal de dorsale; WPG = granite intra-plaque; **c)** ln Nb en fonction de ln Y de Pearce *et al.* (1984) pour les granitoïdes; **d)** diagramme binaire R2 [4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] versus R1 (6Ca+2Mg+Al) de Batchelor et Bowden (1985).

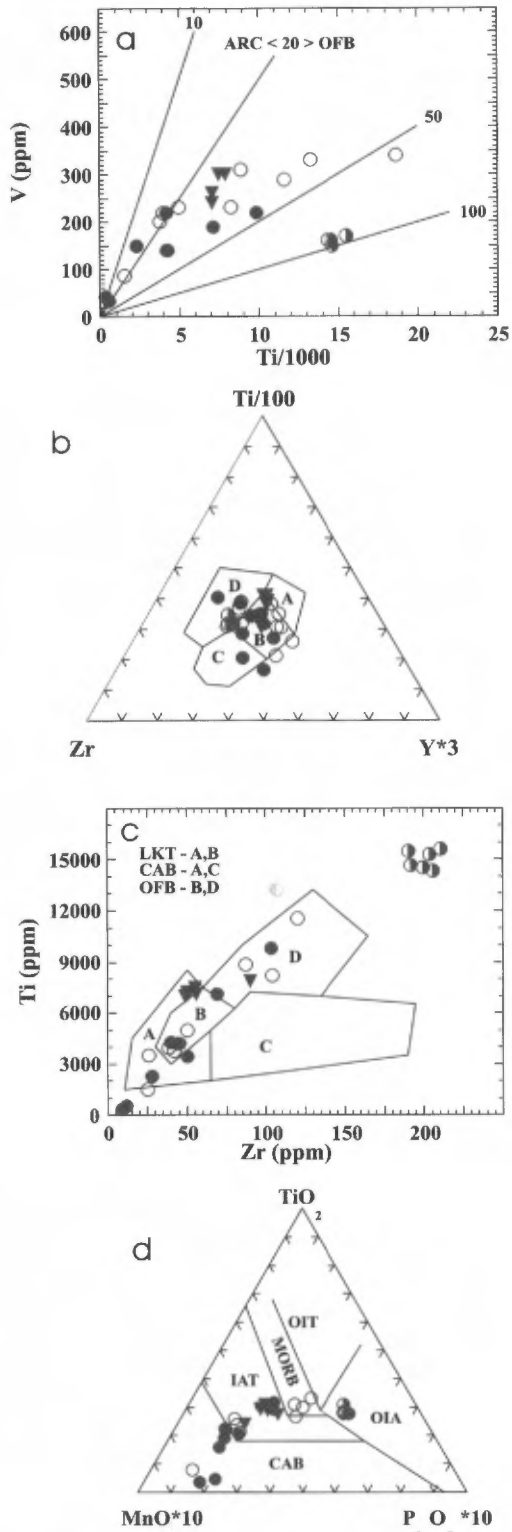


FIGURE 10 - Diagrammes discriminants d'environnements tectoniques pour les roches mafiques de la région de la rivière Koroc. **a)** V en fonction de Ti de Shervais (1982); ARC = tholéiites d'arc insulaire; OFB = basaltes de fonds océanique; les droites et les nombres à leur extrémité sont les rapports V/Ti; **b)** Ti-Y-Zr (Pearce et Cann, 1973), champs A et B: Tholéiites pauvres en K_2O; champ B: basaltes de fond océanique; champs B et C: basaltes calco-alcalins; champ D: basaltes intra-plaque. **c)** Ti en fonction de Zr (Pearce et Cann, 1973); **d)** MnO-TiO_2-P_2O_5 (Mullen, 1983), OIT = tholéiites d'îles océaniques; MORB = basaltes de fond océanique; IAT = tholéiites d'arcs insulaires; CAB = basaltes calcoalcalins; OIA = andésites d'îles océaniques.

fractionnée. Conséquemment, on peut supposer qu'un magma provenant d'un manteau non appauvri en éléments en traces et ETR ou encore un magma issu d'abord du manteau supérieur et ensuite contaminé par des matériaux de la croûte sont des sources possibles.

Quant aux diabases (cercles demi-fermés), elles tombent souvent à l'extérieur des domaines tectono-magmatiques des différents diagrammes. Dans les diagrammes Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973) et TiO_2-MnO-P_2O_5 de Mullen (1983), les diabases ont des compositions semblables à celle des basaltes intraplaques (figures 10b et d). Il fallait s'y attendre, étant donné que les diabases de la région sont tardives et sont mises en place dans une croûte devenue stable.

Conclusion

La géochimie des granitoïdes confirme les identifications faites sur le terrain. Les gneiss tonalitiques et les gneiss granitiques ont bel et bien des compositions minéralogiques et géochimiques différentes. Cependant, bien les gneiss tonalitiques ont une chimie assez cohérente, la composition des gneiss granitiques est variable,suggérant qu'ils appartiennent probablement à plus d'une suite intrusive. Des observations semblables ont été faites sur les roches mafiques. Ainsi, les métagabbros forment au moins deux suites, alors que les métabasaltes, dont la composition est plus cohérente, n'en forment qu'une seule. La composition des ultramafites est plus difficile à interpréter à cause de la présence probable de cumulats, mais trois des échantillons analysés forment une suite distinctive. Quant aux échantillons de diabase, ils sont presque identiques.

Les roches mafiques et les roches felsiques semblent issues de sources différentes, même si elles se sont mis en place dans des environnements tectoniques semblables. Les granitoïdes proviennent en grande partie de la fusion partielle d'une croûte hétérogène. Différents degrés de fusion partielle ont généré des granitoïdes de compositions différentes. Les gneiss granitiques sont passés par une phase de cristallisation fractionnée en plus de la fusion partielle.

L'interprétation des diagrammes tectono-magmatiques pour les granitoïdes et pour les roches mafiques suggèrent un milieu d'arc insulaire, avec une affinité calcoalcaline, pour les granitoïdes et une affinité tholéiitique enrichie en éléments en traces pour les roches mafiques, en particulier pour les métabasaltes du Lake Harbour. Ces roches volcaniques se trouvent dans un bassin sédimentaire important. Cette association peut signifier une mise en place durant la construction d'un arc insulaire dans un bassin marginal (*back-arc basin*) ou sur un arc continental. Les métagabbros montrent les caractéristiques de deux environnements : arcs insulaires et fonds océaniques. Enfin, les diabases sont typiques des basaltes intra-plaques.

Nous avons comparé les basaltes du Lake Harbour à ceux du Groupe de Mugford, une séquence de roches supracrustales paléoprotérozoïques déposée en discordance sur le craton de la Province de Nain, au Labrador (Hamilton, 1994). Les roches volcaniques mafiques des deux groupes se ressemblent quand on compare leurs compositions en éléments majeurs. Toutefois, les basaltes du Lake Harbour sont moins riches en éléments incompatibles comme Zr, Y, Nb et les ETR (ces éléments sont concentrés dans le liquide résiduel durant la cristallisation de minéraux dont la structure est trop compacte pour qu'ils puissent s'y engager) et ont des rapports La/Yb plus bas que ceux du Groupe de Mugford qui sont interprétés comme des tholéiites de fonds océaniques de type « *plume* » (Hamilton, 1994). On ne peut donc conclure à une origine commune pour les deux unités sans études plus approfondies, comme des études isotopiques. On ne peut, non plus, rejeter l'hypothèse d'une corrélation, compte tenu de l'association des basaltes du Groupe de Mugford avec des sédiments, tout comme dans le Lake Harbour.

GÉOCHRONOLOGIE

(Chapitre préparé en collaboration avec Hélène Isnard, Clément Gariépy et Ross Stevenson)

U-Pb

Une étude géochronologique a été entreprise sur huit échantillons du craton du Grand Nord afin de mieux cerner l'âge des lithologies, d'identifier la nature de leur source et de comprendre l'évolution respective des complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan. Les quatre échantillons du Complexe de Kangiqsualujjuaq proviennent d'un secteur restreint à l'extrémité nord-ouest de la carte où il a été possible d'établir des relations lithologiques et structurales entre les différentes unités. À cet endroit, un gneiss tonalitique migmatisé et intensément déformé constitue la lithologie principale. Malgré le fait qu'il soit coupé par de nombreuses phases de leucosomes, seul le protolite a été échantillonné (98-SP-4044A1). Ce dernier est en contact avec un deuxième gneiss tonalitique (98-SP-4044A2) légèrement plus felsique et vraisemblablement associé à un niveau structural différent. Ce gneiss, également migmatisé, ne contient pas autant de phases de leucosomes que le gneiss précédent et ne présente pas une déformation aussi intense. Dans le gneiss tonalitique 98-SP-4044A2, en plus d'enclaves mafiques au faciès des granulites, on trouve une bande décamétrique d'amphibolite à l'intérieur de laquelle un échantillon a été prélevé à partir d'un niveau de composition intermédiaire (98-DB-3099). À l'exception d'une foliation pénétrative, la déformation qui caractérise

l'amphibolite est beaucoup moins intense que celle observée dans les gneiss tonalitiques. Le dernier échantillon récolté est celui d'un dyke granitique (98-SP-4044C) peu déformé mais également folié, qui traverse l'ensemble des trois premières lithologies.

La figure 11 présente, de façon schématique, la distribution des âges déterminés dans le cadre du projet. Elle permet de les comparer avec les autres âges obtenus pour les roches du secteur. Les résultats d'analyses ont produit des âges U/Pb et Pb/Pb qui s'énoncent comme suit : les zircons provenant du gneiss 98-SP-4044A1 appartiennent à deux populations morphologiques qui ont livré respectivement des âges aux environs de 2,920±0,040 Ga et de 2,76 Ga. Le gneiss tonalitique 98-SP-4044A2 a fourni trois populations des zircons qui ont livré des âges Pb/Pb de 2,80, 2,60 et 1,82 Ga. L'échantillon d'amphibolite 98-DB-3099 n'a livré que de petits cristaux de zircon sub-automorphes à xénomorphes, donc plus difficiles à caractériser. Les résultats analytiques ont tout de même permis d'établir des âges appartenant à deux familles : quelques âges aux environs de 1,90 Ga provenant des grains très émoussés et des âges relativement consistants de 1,85 Ga obtenus à partir de cristaux prismatiques. Les zircons du dyke 98-SP-4044A1 sont principalement des cristaux brun-rouge et riches en uranium ; trois analyses aux résultats identiques et concordants ont livré un âge de 1,828±0,002 Ga.

Les quatre échantillons du Complexe de Baudan ont été prélevés de trois affleurements distincts. Un gneiss granitique porphyrique (98-SP-4049C) provient de la partie centrale du craton du Grand Nord et appartient à une lithologie d'étendue régionale. Malgré la présence d'une fabrique tectonique, les observations de terrain ne permettent pas de conclure que cette lithologie a été affectée par une déformation d'intensité comparable à celle observée dans les gneiss du Complexe de Kangiqsualujjuaq. Un deuxième gneiss granitique (98-SP-4079A) a été échantillonné dans la zone de cisaillement de Falcoz. À cet endroit, le gneiss est mylonitisé et coupé par une pegmatite (98-SP-4079B). Le gneiss et la pegmatite sont associés respectivement aux stades syn- et tardi-cinématiques de développement de la zone de cisaillement. Finalement, un granite à grenats (98-PV-1011) a été échantillonné au contact entre le craton du Grand Nord et l'orogène des Torngat afin de préciser l'âge de la collision entre ces deux entités.

Une seule population homogène de zircons est présente dans le gneiss porphyrique 98-SP-4049C et quatre analyses U/Pb ont livré un âge de mise en place de 2,623±0,004 Ga. Les zircons contenus dans le gneiss 98-SP-4079A sont variés mais les résultats des analyses préliminaires indiquent deux groupes d'âges Pb/Pb aux environs de 2,60 Ga et 2,70 Ga.

En conclusion, les deux gneiss tonalitiques du Complexe de Kangiqsualujjuaq (98-SP-4044A1 et A2) sont les lithologies d'un socle mésoarchéen (2,9 et 2,76 Ga) repris par un épisode tectono-thermique néoarchéen (2,623±0,004 Ga). L'âge de 1,85 Ga obtenu pour l'amphibolite 98-DB-3099 est interprété comme celui de la mise de place de cette lithologie. Selon cet âge, l'amphibolite a vraisemblablement été juxtaposée de façon tectonique aux gneiss tonalitiques pendant l'épisode de déformation protérozoïque. Il pourrait donc s'agir d'un dyke de la Suite de Nuvulialuk. Le dyke granitique 98-SP-4044C, dont l'âge de mise en place est de 1,828±0,002 Ga, a été produit par un événement magmatique associé au paroxysme tectonothermique. Cet événement a dû précéder la période d'exhumation des terrains. Les échantillons de gneiss granitiques du Complexe de Baudan permettent de préciser qu'un événement magmatique néoarchéen s'est produit il y a environ 2,60 Ga. Cet événement représente autant la mise en place de nouveaux matériaux que la remobilisation de terrains anciens. Le travail en cours sur les échantillons de la zone de Falcoz n'a pas encore permis de préciser l'âge associé au développement du cisaillement.

Sm-Nd

Le couple Sm-Nd est utilisé comme traceur et comme outil de datation dans le cadre de ce projet. Pour l'utiliser comme traceur, on se sert du paramètre « εNd » qui est l'écart de $^{143}Nd/^{144}Nd$ mesuré dans l'échantillon par rapport à la droite d'évolution isotopique des chondrites. Des valeurs positives indiquent généralement une source juvénile alors que des valeurs négatives signifient une source dans un socle ancien remanié. Dans le système Sm-Nd, on utilise le concept d'âge modèle qu'on obtient à partir de la valeur de εNd de l'échantillon sur la courbe d'évolution du manteau appauvri ou sur celle d'une croûte (voir de Paolo, 1988 et Vidal, 1994).

Complexes de Kangiksuallujjuaq et de Baudan

Les résultats préliminaires d'analyses par la méthode Sm-Nd sur des roches totales sont les suivants : six gneiss tonalitiques du Complexe de Kangiqsualujjuaq et un gneiss granitique du Complexe de Baudan donnent des εNd de −16 et −12 (calculés à 1,8 Ga, l'âge minimum du paroxysme du métamorphisme régional). Ces résultats correspondent à des âges modèles de l'ordre de 2,8-3,1 Ga pour le protolite de ces gneiss, indiquant que ces gneiss ont été formés de matériau archéen remanié il y a 1,8 Ga, au Protérozoïque. Ces âges coïncident avec ceux des autres gneiss archéens occupant la rive sud de la baie d'Ungava.

Un granite à grenat échantillonné au contact entre le craton du Grand Nord et l'orogène des Torngat et un dyke granitique échantillonné à l'extrémité ouest de la région livrent des valeurs εNd legèrement plus radiogéniques aux environs de -10 ; l'implication de matériau archéen dans la genèse de cette roche est formelle et en accord avec les données des éléments majeurs et en traces des granitoïdes

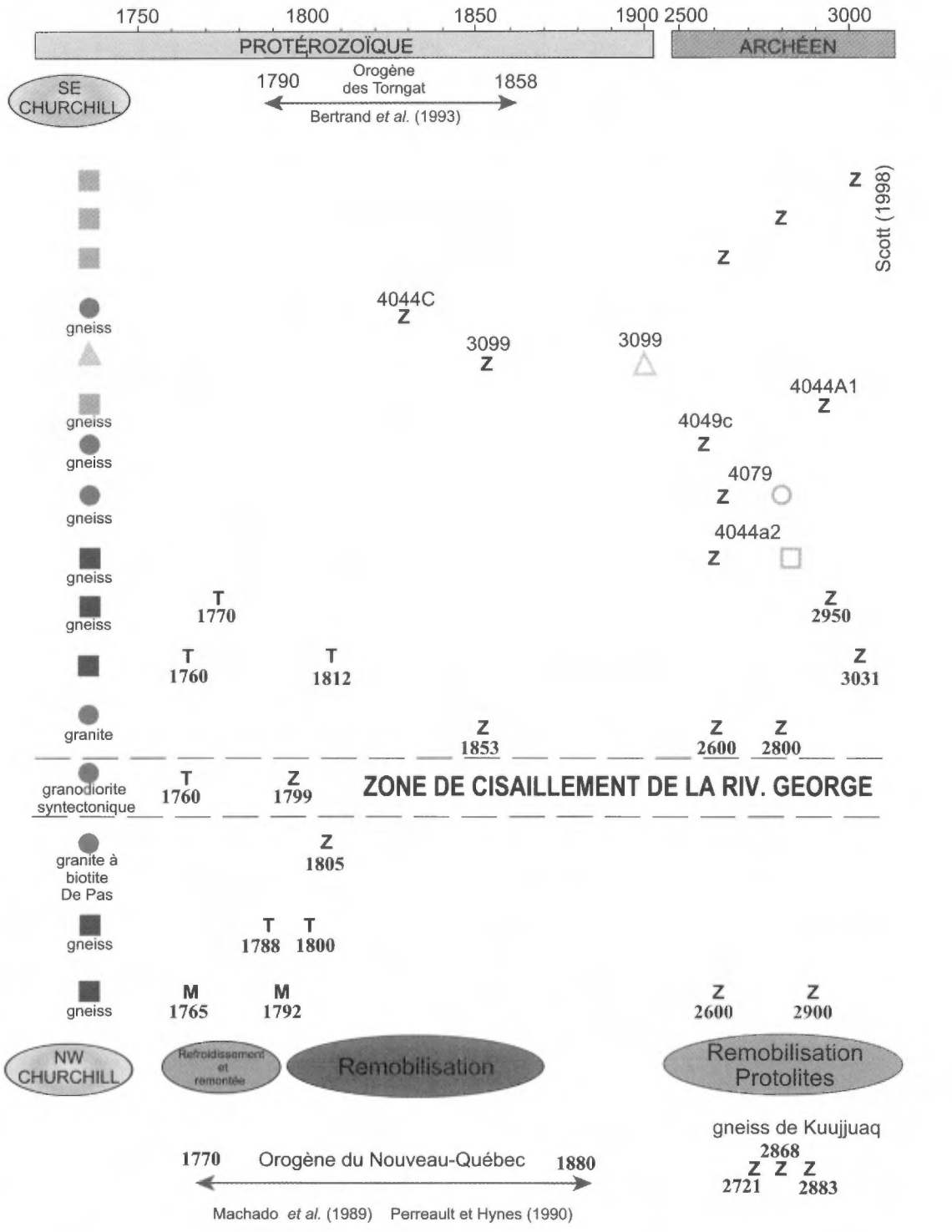


FIGURE 11 - Schéma de la distribution des âges déterminés dans le cadre du présent projet et par d'autres dans la Province de Churchill et dans les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat.

de la région qui marquent une mise en place dans un environnement de type arc insulaire.

Enfin, une pegmatite traversant l'ensemble des lithologies livre un εNd de −7, une valeur similaire a celle du Batholite de De Pas (Kerr *et al.*, 1994, Dunphy et Skulski, 1996), pour la genèse duquel l'implication de matériau archéen a été démontrée (voir aussi Isnard *et al.*, 1999).

Groupe de Lake Harbour

Les analyses de cinq échantillons de métasédiments du Groupe de Lake Harbour livrent des εNd négatifs entre -12 et -13,5 avec des âges modèles de l'ordre de 2,7-3,1 Ga. Ces valeurs négatives signifient clairement une origine archéenne pour ces métasédiments. De plus, les valeurs trouvées coïncident avec celles obtenues dans les gneiss du craton du Grand Nord. Le socle archéen constituant le craton du Grand Nord dans la région est donc considéré comme la source majeure de ces sédiments.

Suite de Nuvulialuk

Les métagabbros et les ultramafites de la Suite de Nuvulialuk observés dans le craton du Grand Nord ont aussi fait l'objet d'une étude isotopique. Leurs signatures εNd varient entre 0 et +4, des signatures positives beaucoup plus juveniles que celles des gneiss. Ils proviennent probablement d'une source mafique juvénile et se sont mis en place aux alentours de 1,8 Ga. Les roches contiennent des évidences de contamination pendant la mise en place ou durant le métamorphisme subséquent.

Deux échantillons de la Suite de Nuvulialuk proviennent de l'orogène des Torngat : un métagabbro avec un εNd de -5 et une hornblendite avec un ε Nd de -1, les deux sont intrusifs ou imbriqués dans le Complexe de Sukaliuk. La systématique Sm-Nd permet d'obtenir des âges modèles d'environ 2,8 et 2,3 Ga respectivement. Ces deux échantillons se démarquent des roches mafiques étudiées ci-dessus par des teneurs en terres rares plus élevées et des rapports Sm/Nd plus faibles. A l'heure actuelle, leur origine ultime reste ambiguë.

Ces données géochronologiques appuient certaines relations stratigraphiques établies sur le terrain. Elles permettent de mieux échafauder l'histoire géologique de la région. L'âge très ancien des gneiss tonalitiques et leur remobilisation lors du métamorphisme protérozoïque constituent des jalons solides dans la genèse de la région cartographiée, par rapport à l'ensemble de la Province de Churchill au Québec (figure 11). La nature juvénile des gabbros, des amphibolites et même des roches ultramafiques est aussi confirmée. Il ne s'agit donc pas d'enclaves dans les gneiss mais bien de copeaux tectoniques imbriqués tectoniquement dans le gneiss lors de l'orogénie transhudsonienne.

7.2.4 Complexes de Sukaliuk et de Lomier

Deux échantillons du Complexe de Lomier, une tonalite à orthopyroxène et une pegmatite livrent des valeurs εNd aux alentours de −7. L'implication de matériel archéen dans la genèse de ces roches est formelle.

L'une des hypothèse à l'étude est que les complexes de Sukaliuk et de Lomier sont des équivalents plus métamorphisés et plus déformés des complexe de Kangiqsualujjuaq et de Baudan et du Groupe de Lake Harbour. La valeur obtenue sur l'enderbite (99-SP-4109A) est plus radiogénique (εNd = -7) que celles obtenus sur les gneiss tonalitiques et granitiques du craton du Grand Nord (-16<εNd<-12). Dans l'état actuel de nos connaissances et à la lumière des résultats déjà obtenus plus au Sud par Thériault et Ermanovics (1997) dans le Complexe de Lomier, la géochimie isotopique ne permet donc pas de confirmer l'hypothèse d'une équivalence.

GÉOPHYSIQUE

La figure 12 a été réalisée à partir d'un levé effectué avec des lectures prises à 300 m d'altitude et avec un espacement de 800 m entre les lignes de vol. Les données du champ magnétique total résiduel présentées sur cette figure ont été interpolées à une maille de 200 m de côté (Dion et Dumont, 1994). Le signal magnétique régional fait ressortir les principales unités identifiées sur le terrain. Le craton du Grand Nord est caractérisé par une anomalie régionale d'intensité moyenne (entre 0 et 200 nT) générée probablement par les teneurs élevées en sulfures (surtout la pyrite) et en oxydes (magnétite) des gneiss tonalitiques et granitiques. À l'intérieur de cette anomalie régionale, on observe des bandes de forte intensité magnétique qui correspondent soit à des paragneiss qui contiennent souvent de la pyrrhotite, soit à des métagabbros ou à des métabasaltes qui contiennent des sulfures et de la magnétite. On a aussi observé des roches ultramafiques surtout dans la partie NW de la carte 24I. Une autre forte anomalie, orientée WNW-ESE et localisée dans le quart SW de la région, se trouve le long de la zone de Falcoz. Elle coïncide essentiellement avec du gneiss granitique et elle demeure inexpliquée dans l'état actuel de nos connaissances. Vers l'est, on passe de façon abrupte à un domaine dans lequel des bandes très magnétiques orientées N-S alternent avec des bandes moins magnétiques. Ce domaine, au faciès des granulites, correspond au Complexe de Sukaliuk composé de gneiss granitiques et tonalitiques, et de bandes hectométriques de paragneiss et de métagabbros. Les bandes faiblement magnétiques de ce domaine semblent correspondre aux bandes de paragneiss. Puis, en continuant vers

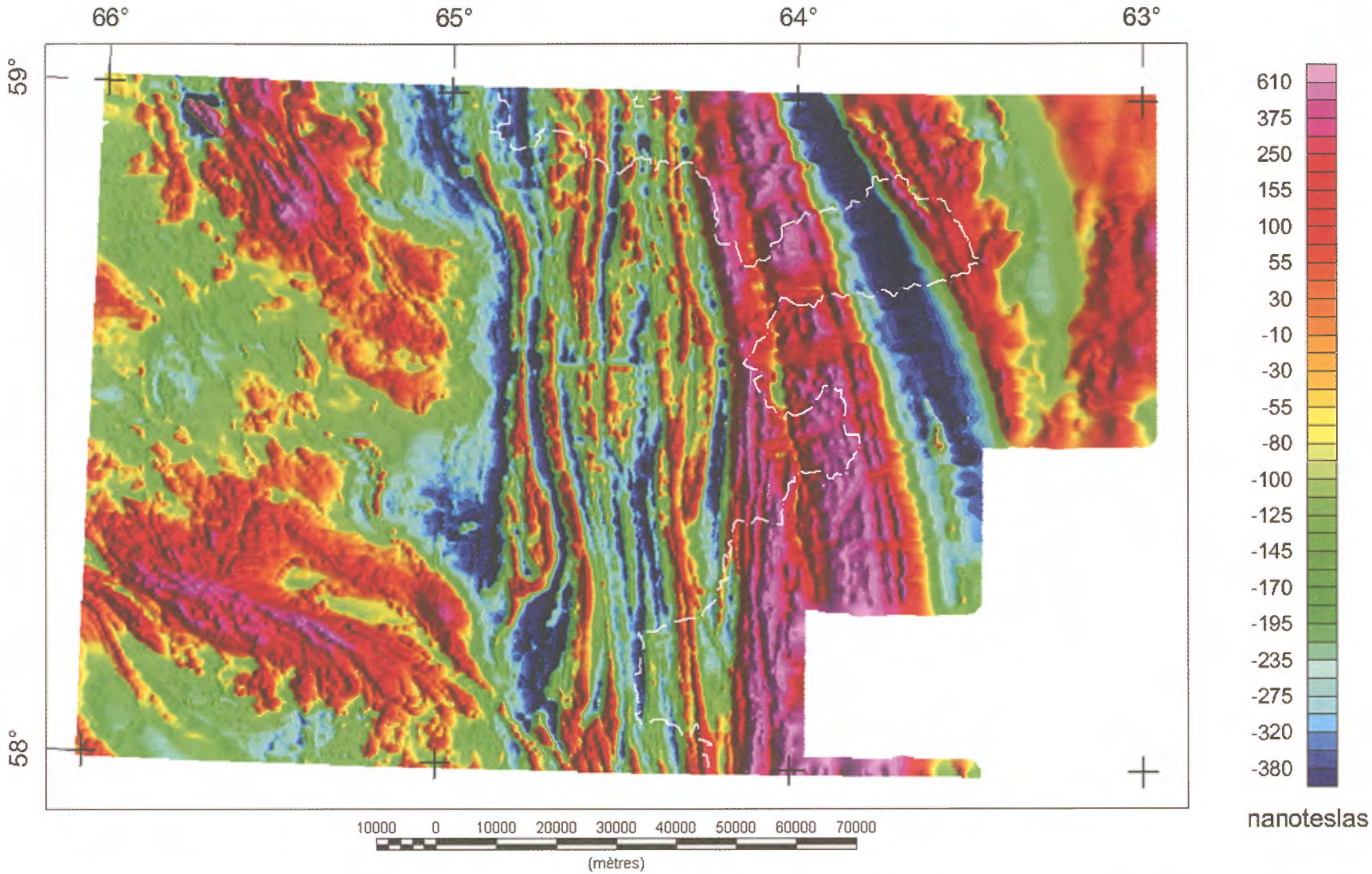


FIGURE 12 - Champ magnétique total et résiduel pour la région de la rivière Koroc.

l'est, on passe, toujours de façon abrupte, au Complexe de Lomier, une unité fortement magnétique dans toute sa largeur. Cette unité contient des anorthosites, des anorthosites gabbroïques (leucogabbronorite) (lom2) et des roches de la suite charnockitique (lom1) susceptibles de générer des anomalies fortement positives. Enfin, à l'extrémité NE de la carte 24I et dans la partie NW de la carte 14L, un corridor qui correspond à un bas magnétique d'une largeur moyenne de 15 km coïncide avec le Gneiss de Tasiuyak. Tous les contacts entre les domaines sont abrupts, ce qui indique qu'ils sont vraisemblablement subverticaux. À l'intérieur du craton du Grand Nord, toutefois, les contacts entre les zones d'intensités différentes sont plus graduels. Cette observation est en accord avec les pendages plus faibles notés sur le terrain. Et on peut soupçonner la présence de corps magnétiques importants sous une couverture peu susceptible de générer un fort signal magnétique.

Toutes les unités localisées à l'est du craton du Grand Nord sont métamorphisées au faciès des granulites. À ce faciès, on note souvent la transformation des amphiboles en pyroxènes et en magnétite. Cette transformation métamorphique pourrait expliquer la présence d'anomalies magnétiques plus intenses dans le secteur est de la région.

GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE FONDS DE LACS

Le levé de géochimie de sédiments de fonds de lacs du programme Grand Nord, effectué en 1997 sur le territoire du Grand Nord, a mis en évidence plusieurs sites anomaux en Cu, Ni, Cr, Co, U, As et Au. C'est sur la base de ces anomalies géochimiques que certaines compagnies minières ont pris plusieurs permis d'exploration dans le secteur de la rivière Koroc et dans les régions adjacentes. Certains sites sont caractérisés par de fortes anomalies multiéléments alors que d'autres ne sont caractérisés que par une anomalie ponctuelle en un élément (figure 13 ou carte des anomalies de géochimie de sédiments de fonds de lac).

Certains secteurs de la région cartographiée contiennent de fortes anomalies géochimiques en Ni, en Cr et, dans une moindre mesure, en Co. Les travaux d'exploration des compagnies minières n'ont pas permis de mettre au jour des minéralisations importantes pouvant expliquer ces anomalies. Tous ces sites anomaux sont caractérisés par la présence de roches ultramafiques associées à des bandes de roches supracrustales décelées dans le gneiss tonalitique, dans le Groupe de Lake Harbour et dans les roches anorthositiques du Complexe d'Iberville et du Gneiss de Saglek. Ces anomalies polymétalliques en Ni, Cr et Co peuvent être expliquées par la présence de ces roches ultramafiques. Généralement, ces roches sont caractérisées par des teneurs très élevées en Ni (entre 100 et 800 ppm) et en Cr (500 et 5300 ppm).

Nous observons une corrélation directe entre la distribution des zones anomales en arsenic dans les sédiments de lacs et les roches supracrustales du Groupe de Lake Harbour. Les plus fortes anomalies sont situées dans la partie sud du Groupe de Lake Harbour et le long d'une bande de paragneiss appartenant à la partie sud du domaine de Sukaliuk. Nous observons également des zones anomales étirées, de moindres amplitudes, longeant la portion sud de la zone de cisaillement de Falcoz. Ces anomalies en arsenic ne sont associées à aucune minéralisation aurifère connue dans le secteur ni à aucune des anomalies en or décelées dans les sédiments de fonds de lacs. Toutefois, ces anomalies en arsenic sont de bonnes cibles d'exploration pour l'or, tout particulièrement les anomalies situées à proximité du couloir de déformation de Falcoz.

La région de la rivière Koroc ne contient que de faibles anomalies en or dans les sédiments de fonds de lacs. Celles-ci sont localisées près des zones de cisaillement qui bordent les roches du Groupe de Lake Harbour.

Les anomalies ponctuelles en cuivre sont associées à des lambeaux de roches supracrustales dans le gneiss tonalitique. Il en va toutefois différemment pour le plomb et le zinc pour lesquels nous observons une superposition des anomalies. La majorité des zones anomales en ces éléments sont associées soit à des lambeaux tectoniques de paragneiss caractérisés par la présence d'unités de marbre et de gneiss calcosilicaté dans le gneiss tonalitique, soit aux roches du Groupe de Lake Harbour. Les anomalies en plomb correspondent à la présence de granite archéen tardi-tectonique. La présence de ces zones anomales en Pb et en Zn n'est cependant pas expliquée puisque nous n'avons trouvé aucune minéralisation importante. Ces anomalies pourraient s'expliquer par une concentration plus élevée en zinc et en plomb dans les bandes de paragneiss minéralisés en pyrrhotite.

Le secteur de la rivière George, localisé à une vingtaine de kilomètres au sud du village de Kangiqsualujjuaq, présente un certain intérêt car on y observe une importante anomalie polymétallique en Cu, Zn, Pb, U, et Ni. Cette zone anomale est localisée dans un lambeau tectonique de paragneiss et de roches ultramafiques dans le gneiss tonalitique du Complexe de Kangiqsualujjuaq. Mis à part des sulfures observés entre les roches ultramafiques et les paragneiss ainsi que de la pyrrhotite disséminée dans les paragneiss graphiteux, aucune minéralisation permettant d'expliquer cette anomalie n'a été décelée lors des travaux de terrain.

Trois zones anomales en uranium ont été observées dans le quart NW du feuillet 24I. Une de ces zones est localisée au sud de la rivière Koroc et elle correspond au contact

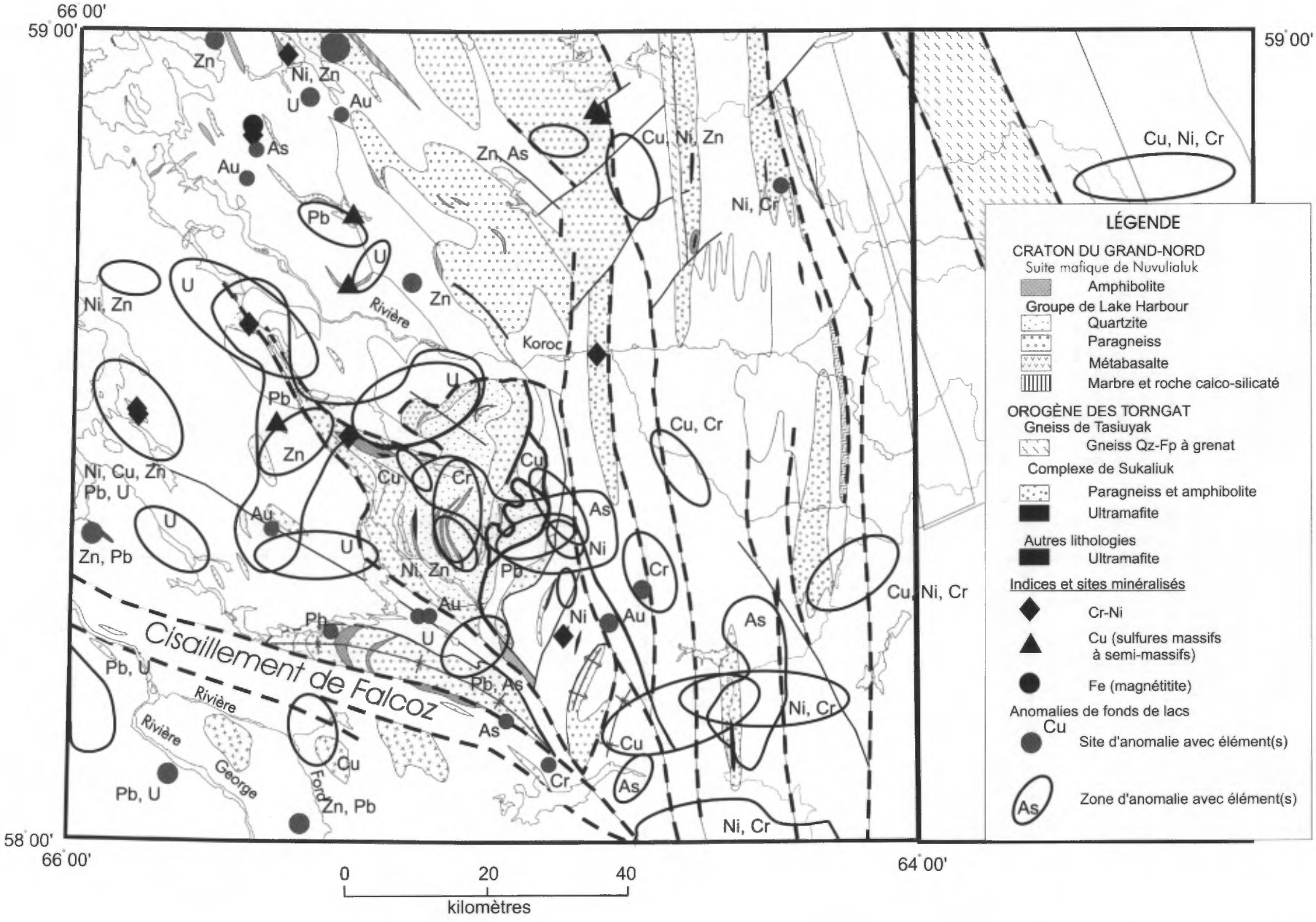


FIGURE 13 - Principales zones et sites d'anomalies dans les sédiments de fonds de lacs. Seules les unités d'intérêt économique sont représentées pour faciliter la lecture de la carte. Les indices minéralisés sont ceux de la figure 14.

entre les métasédiments du Groupe de Lake Harbour et le gneiss tonalitique du Complexe de Kangiqsualujjuaq. Une autre anomalie, située plus au nord-ouest, coïncide avec la rivière Barnouin, au sud de son embouchure. Cette anomalie est plus difficile à expliquer. Mis à part quelques dykes de pegmatite observés localement, la source de cette anomalies pourrait être un granite archéen cartographié dans la partie sud de la zone anomale. Quant à la troisième zone, l'anomalie uranifère est associée à l'importante anomalie polymétallique mentionnée précédemment.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Une des premières observations qui retient l'attention des géologues, dans la cartographie des roches du Groupe de Lake Harbour, est la présence des zones rouillées qui s'étendent à perte de vue. Mis à part un indice de fer trouvé par Taylor (1979) et la mention de pyrrhotite dans les paragneiss, la région avait fait l'objet de très peu de travaux de géologie économique. Un indice de nickel-graphite avait fait l'objet d'un mémoire de maîtrise par (Bodycomb,1994) et la découverte en 1996 d'un diamant de 1,5 mm dans une kimberlite le long des rives du fjord d'Abloviak en 1996 (Digonnet *et al.*, 1999) avait amené la compagnie Fjordland Minerals à prendre un permis d'exploration dans ce secteur et à effectuer un levé de minéraux lourds dans des sédiments glaciaires (till).

Cinq types de minéralisations ont été reconnus au cours de la campagne de terrain. Il s'agit de minéralisations de fer (magnétitite), de minéralisations de sulfures massifs (pyrrhotite) associées aux paragneiss, de minéralisations chromifères et nickélifères associées aux roches ultramafiques, de minéralisations de sulfures disséminés dans le Gneiss de Tasiuyak et de minéralisations remobilisées associées à des zones de déformation ductiles et fragiles.

La figure 14 montre les affleurements d'où proviennent les échantillons minéralisés. Les tableaux 3, 4 et 5 donnent les résultats d'analyses de ces échantillons.

Magnétitites (fer)

Taylor (1979) a découvert un indice de magnétite (Fe) à environ une dizaine de kilomètres à l'est de l'embouchure de la rivière Koroc (feuillet SNRC 24I/13 et 24 I/14, sites 99-PV-1004 et 99-SP-4115, figure 14 et tableau 3) dans le Complexe de Kangiqsualujjuaq. Cet indice de magnétite fait partie d'un groupe de minéralisations de magnétite associées à des horizons déformés de magnétitite distribués sur un territoire de 10 km^2. Ces horizons déformés de magnétitite peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres et les épaisseurs varient de quelques décimètres à une dizaine de mètres. Les horizons de magnétitite sont en contact concordant avec un orthogneiss granitique à porphyroclastes de feldspath potassique et à biotite, un gneiss tonalitique, une amphibolite ou du paragneiss. La magnétitite est composée de 50 à 80 % de magnétite et, en proportions variables, de quartz, d'augite, de cummingtonite. Les minéraux accessoires sont le topaze, l'apatite, l'hématite et le zircon.

Sulfures massifs

Du haut des airs, les paragneiss du Groupe de Lake Harbour ont une couleur rouille caractéristique qui contraste avec les unités adjacentes. En majorité, les zones minéralisées trouvées au cours de la campagne de terrain sont associées à un paragneiss quartzitique et graphiteux et à des horizons de gneiss calcosilicatés, minéralisés et riches en quartz. Ces unités sont interlitées avec un paragneiss à biotite, localement grenatifère, avec un paragneiss alumineux (sillimanite ± grenat ± cordiérite ± anthophyllite) ou encore avec des carbonates (marbres et roches calcosilicatées). À certains endroits, des horizons d'amphibolite sont en contact avec des zones minéralisées; ces amphibolites sont elles-mêmes interlitées localement avec la séquence de paragneiss. Le tableau 4 contient les résultats des analyses géochimiques effectuées sur des échantillons provenant des différents sites minéralisés. Un seul site répond aux critères de définition des indices. L'indice Naksaluk (site 99-SP-4102; 0,6 % Cu, figure 4) situé à 3 km au sud du ruisseau Naksaluk) est caractérisé par des horizons lenticulaires de sulfures semi-massifs à massifs, à texture bréchique, concordants ou localement discordants avec la gneissosité régionale. Les autres sites minéralisés ont des teneurs allant jusqu'à 1700 ppm en Cu, 750 ppm en Ni et 900 ppm en Zn. Les teneurs en or sont inférieures à 30 ppb (tableau 4). La minéralisation est associée à un gneiss

TABLEAU 3 - Analyses chimiques des magnétitites.

Échantillons	99-SP-4098C	99-SP-4098C2	99-SP-4115D
Oxydes		(% poids)	
Fe_2O_3	55,60	06 4	05 3
SiO_2	04 5	03 8	04 5
Al_2O_3	0,09	0,06	0,49
MgO	s.d.	s.d.	1,90
Mn	0.05	0,13	0,17
CaO	s.d.	s.d.	1,29
TiO_2	s.d.	0,01	0,17
K_2O	0,03	s.d.	0,05
Na_2O	s.d.	s.d.	s.d.
P_2O_5	0,05	0,06	0,07

s.d. = sous la limite de détection.
L'échantillon 99-SP-4115D contient de l'augite et des traces de topaze.
Les échantillons 99-SP-4098C et 99-SP-4098C2 sont composés de magnétite et de quartz.

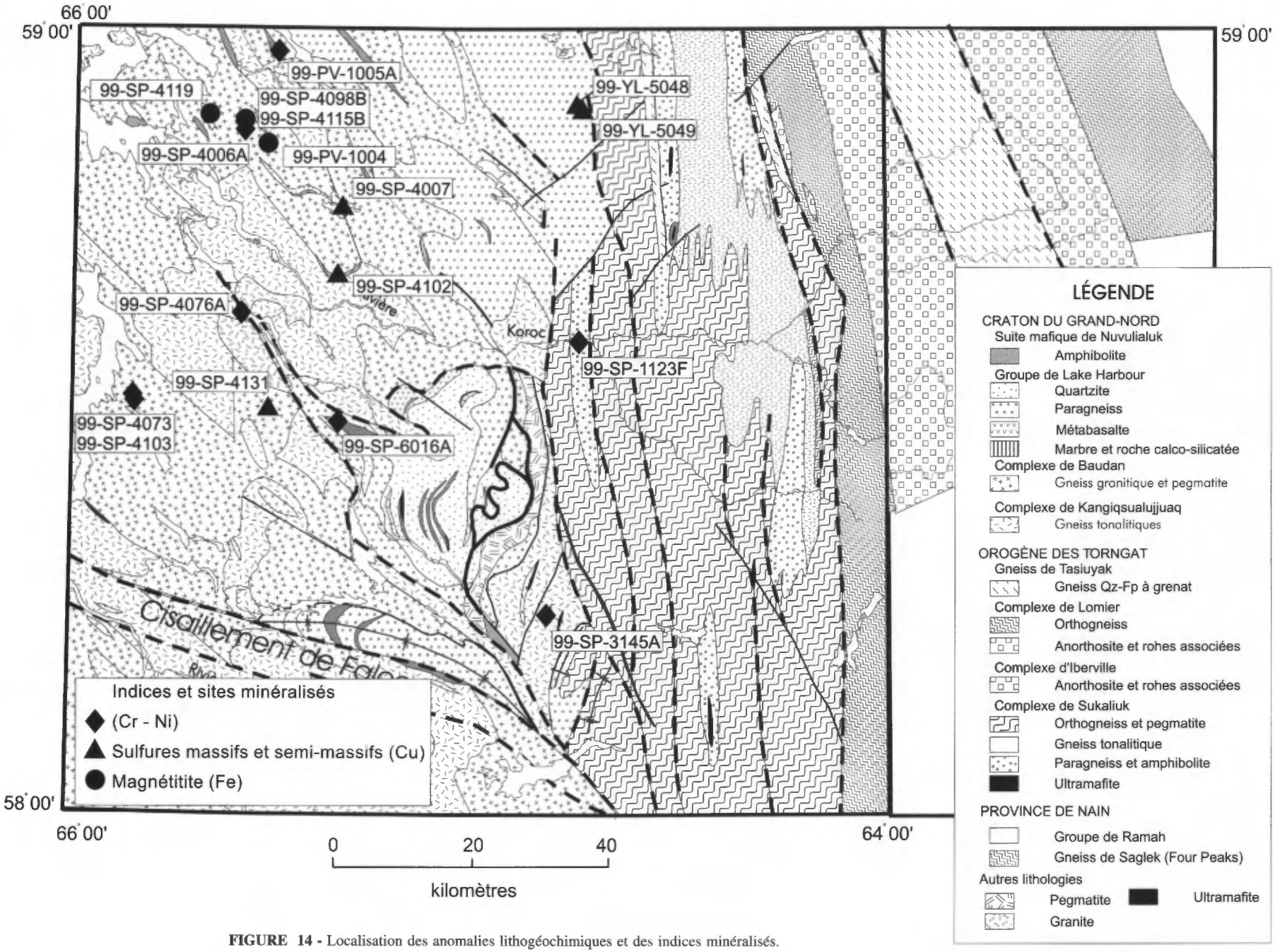


FIGURE 14 - Localisation des anomalies lithogéochimiques et des indices minéralisés.

TABLEAU 4 - Résultats d'analyses effectuées pour des éléments à potentiel économique sur des échantillons provenant des sites et des indices minéralisés décelés dans les paragneiss.

	Coordonnées UTM		Éléments à potentiel économique									
Échantillon	Estant	Nordant	Cu	Ni	Co	Cr	Zn	Pb	Au	Ag	Mo	As
99-PV-1077C	364026	6524905	120	n.a.	n.a.	n.a.	31	9	s.d.	s.d.	58	n.a.
99-PV-1083A	388176	6459996	130	n.a.	n.a.	n.a.	86	7	s.d.	s.d.	16	n.a.
99-PV-1123D1	395624	6497343	163	185	63	s.d.	50	5	s.d.	s.d.	n.a.	2,3
99-PV-1123D2	395624	6497343	170	200	110	s.d.	37	2	s.d.	s.d.	n.a.	4
99-PV-1123D4	395624	6497343	520	110	20	s.d.	140	11	s.d.	s.d.	n.a.	2,9
99-LC-2086A	381156	6532315	170	n.a.	n.a.	n.a.	100	6	s.d.	s.d.	54	n.a.
99-LC-2215A4	365310	6516995	94	21	10	s.d.	45	6,00	6	s.d.	n.a.	2,6
99-LC-2215A5	365310	6516995	9	7	7	s.d.	55	1,00	12	s.d.	n.a.	n.a.
99-LC-2215A6	365310	6516995	61	26	10	s.d.	69	9,00	8	s.d.	n.a.	3,6
99-DB-3026A	372175	6481187	360	n.a.	n.a.	n.a.	900	23	s.d.	s.d.	84	n.a.
99-DB-3035A	367044	6478914	160	n.a.	n.a.	n.a.	570	28	s.d.	s.d.	9	n.a.
99-SP-4007E5	365310	6516995	300	290	79	s.d.	18	27	11	s.d.	n.a.	2,5
99-SP-4007E1	365310	6516995	390	n.a.	n.a.	n.a.	35	1	s.d.	s.d.	67	n.a.
99-SP-4007E2	365310	6516995	270	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	17	2	100	n.a.
99-SP-4007E3	365310	6516995	500	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	22	s.d.	n.a.	n.a.
99SP-4024D	346327	6462490	29	n.a.	n.a.	n.a.	280	s.d.	s.d.	s.d.	2	n.a.
99-SP-4024E	346327	6462490	33	n.a.	n.a.	n.a.	210	3	s.d.	s.d.	27	n.a.
99-SP-4081F	346105	6461712	210	160	42	670	91	s.d.	s.d.	s.d.	n.a.	0,6
99-SP-4087D	342399	6449515	130	210	52	s.d.	180	43	s.d.	s.d.	n.a.	2,1
99-SP-4087D2	342399	6449515	120	110	45	s.d.	110	s.d.	s.d.	s.d.	n.a.	2,2
99-SP-4091F1	366907	6527139	360	72	38	s.d.	47	2	3	s.d.	n.a.	0,5
99-SP-4091F2	366907	6527139	400	170	72	s.d.	33	s.d.	s.d.	s.d.	n.a.	n.a.
99-SP-4091F3	366907	6527139	100	28	16	s.d.	59	s.d.	3	s.d.	n.a.	1,7
99-SP-4100F	354436	6521879	1400	260		s.d.	18	3	3	s.d.	n.a.	n.a.
99-SP-4101D	354910	6521686	180	750	83	s.d.	180	19	s.d.	s.d.	n.a.	7,2
99-SP-4102F	364632	6507387	360	280	140	s.d.	20	s.d.	s.d.	s.d.	n.a.	1,8
99-SP-4102G	364632	6507387	130	28	19	s.d.	4	s.d.	4	s.d.	7	0,9
99-SP-4102G3	364632	6507387	930	n.a.	n.a.	n.a.	13	s.d.	5	s.d.	12	2,5
99-SP-4102H	364632	6507387	250	22	16	s.d.	13	s.d.	s.d.	s.d.	n.a.	n.a.
99-SP-4102I	364632	6507387	6000	28	17	s.d.	33	5	s.d.	s.d.	n.a.	n.a.
99-SP-4105C	453105	6810744	430	n.a.	n.a.	n.a.	140	s.d.	11	s.d.	6	2
99-SP-4116C	354929	6521257	670	n.a.	n.a.	n.a.	150	s.d.	24	s.d.	7	18
99-SP-4119E	345915	6529916	440	n.a.	n.a.	n.a.	3	s.d.	s.d.	s.d.	1	s.d.
99-YL-5006B	379512	6490618	410	n.a.	n.a.	n.a.	150	s.d.	s.d.	s.d.	15	n.a.
99-YL-5024C	375601	6495589	420	n.a.	n.a.	n.a.	19	s.d.	s.d.	s.d.	56	n.a.
99-YL-5025B	375478	6496399	600	n.a.	n.a.	n.a.	19	s.d.	s.d.	s.d.	21	n.a.
99-YL-5031A	368987	6475015	120	n.a.	n.a.	n.a.	39	3	s.d.	s.d.	22	n.a.
99-YL-5048A	399833	6528809	1300	n.a.	n.a.	n.a.	170	s.d.	s.d.	s.d.	20	n.a.
99-YL-5049A	398724	6528428	1700	n.a.	n.a.	n.a.	26	s.d.	s.d.	s.d.	75	n.a.
99-YL-5089B	352610	6504123	795	57	93	s.d.	103	3	s.d.	s.d.	n.a.	n.a.
99-YL-5146	458460	6521124	310	140	35	s.d.	260	5	26	s.d.	n.a.	s.d.
99-YL-5153A	390647	6480246	190	n.a.	n.a.	n.a.	27	3	s.d.	s.d.	50	n.a.
99-YL-5221C	385313	6465171	200	n.a.	n.a.	n.a.	19	5	s.d.	s.d.	95	n.a.
99-GB-6001A	365178	6515672	400	54	18	s.d.	49	33	s.d.	0,56	n.a.	n.a.
99-GB-6018C	367399	6483547	170	28	31	s.d.	92	s.d.	s.d.	0,2	n.a.	n.a.

calcosilicaté riche en quartz; les autres minéraux sont le diopside, la scapolite, la biotite, le graphite et le plagioclase. La minéralisation est constituée de pyrrhotite, de pyrite, localement de chalcopyrite, de graphite et de fragments centimétriques, subarrondis à subanguleux de paragneiss à biotite, de veine de quartz polycristallin et de grains arrondis de quartz. La pyrite se développe aux dépens de la pyrrhotite le long des plans de fractures et le long des bordures des grains. Nous observons également des veinules tardives de pyrite et localement de pyrite et chalcopyrite.

Cr-Ni associés à la suite de Nuvulialuk

Cette suite ignée de composition mafique à ultramafique est composée de métagabbro, de péridotite, de dunite, de pyroxénite et de hornblendite. Elle n'est associée à aucune

TABLEAU 5 - Résultats d'analyses effectuées pour des éléments à potentiel économique dans des échantillons provenant des sites et des indices minéralisés décelés dans les roches mafiques et ultramafiques.

	Estant	Nordant	Cu	Ni	Co	Cr	Zn	Pb	Au	Ag	As
Échantillon											
PV-1123F2	395624	6497343	32	1110	89	4800	34	8	s.d.	s.d.	14
PV-1123H2	395624	6497343	56	340	68	2200	180	4	s.d.	s.d.	s.d.
DB-1345 A	394265	6457466	s.d.	1400	n.a.	5300	30	n.a.	s.d.	s.d.	s.d.
SP-4006E*	355340	6521586	10	900	n.a.	2800	140	n.a.	23	s.d.	490
SP-4073K	403204	6430548	110	800	n.a.	1600	59	n.a.	s.d.	s.d.	2,9
SP-4076A2	347705	6506471	57	1600	n.a.	5800	90	n.a.	3	s.d.	1,1
SP-4076B**	347705	6506471	780	13	71	s.d.	29	5	13	s.d.	s.d.
SP-4079	365532	6454445	120	180	39	1500	120	s.d.	s.d.	0,23	6,3
SP-4103A	334128	6489819	10	830	n.a.	2300	51	n.a.	s.d.	s.d.	2,7
SP-4104A	334407	6490410	4	360	n.a.	1700	47	n.a.	s.d.	s.d.	2,6
GB-6010C	373276	6488970	711	74	37	350	53	2	s.d.	s.d.	n.a.
GB-6013C	370852	6482518	217	57	82	900	83	2	s.d.	s.d.	n.a.
GB-6013E	370852	6482518	160	57	37	830	57	2	s.d.	s.d.	n.a.

Les échantillons proviennent tous de roches ultramafiques sauf pour le métagabbro (*) et l' amphibolite (**).
Toutes les teneurs sont en ppm sauf pour Au dont les teneurs sont en ppb.
La désignation « 99 » qui précède chacun des numéros d'échantillons a été omise de ce tableau.

minéralisation majeure. Ces roches ont normalement des teneurs élevées en Ni et Cr et ce fait explique en partie les anomalies de sédiments de fonds de lacs; en effet, ces roches sont présentes dans les bassins versants des lacs où se trouvent les anomalies. Le tableau 5 présente les teneurs en métaux usuels (Ni, Cr, Cu, etc.) observées dans ces roches.

Trois indices minéralisés en Cr sont associés à cette suite ultramafique. Ces roches ultramafiques forment des horizons, localement déformés, d'épaisseur métrique à décamétrique, dans les paragneiss du Groupe de Lake Harbour et dans les lambeaux de paragneiss du Complexe de Sukaliuk. La péridotite est amphibolitisée en bordure. Des lentilles centimétriques à décimétriques et des veinules contenant de la pyrrhotite et des traces de chalcopyrite sont observées dans les bordures amphibolitisées (tableau 5, site SP-4076A2 et B, figure 14). Aucune teneur économique n'a été trouvée dans ces minéralisations.

Des échantillons pris au hasard dans les portions centrales de ces horizons de roches ultramafiques ont donné des teneurs élevées en Cr et des teneurs anomales en Ni (tableau 5, SP-4076B, DB-3145A, PV-1123 F2, figure 14). Les teneurs varient de 0,1 à 0,58 % Cr et de 0,05 à 0,16 % Ni. Ces teneurs sont expliquées par la présence de chromite et par celle de traces de pyrrhotite et de pentlandite associée à la magnétite. Les oxydes forment de petits amas interstitiels entre l'olivine et les pyroxènes. paroxysme

Sulfures disséminés associés au Gneiss de Tasiuyak

Quelques sites minéralisés ont été observés dans les unités de paragneiss du Gneiss de Tasiuyak. Dans le secteur cartographié, le Gneiss de Tasiuyak est caractérisé par sa couleur rouille, qui contraste fortement avec la couleur des unités adjacentes. Sa couleur rouille provient de l'altération de la pyrrhotite qui forme une phase minérale accessoire du gneiss. Au nord de la région étudiée, dans le secteur du fjord d'Abloviak, des minéralisations en Ni-Cu et graphite sont associées aux paragneiss à grenat et sillimanite. Ces minéralisations nickélifères et graphiteuses forment des horizons lenticulaires d'épaisseur centimétrique à métrique concordant avec la foliation mylonitique de la roche encaissante. Localement, ces zones minéralisées sont observées en bordure d'horizons boudinés de métagabbro en contact avec le paragneiss.

Dans le secteur cartographié en 1998, les minéralisations observées dans le Gneiss de Tasiuyak sont composées de pyrrhotite soit disséminée dans le paragneiss à grenat et sillimanite, soit en veines avec des traces de chalcopyrite, qui bréchifient le paragneiss encaissant. La puissance de ces veines varie de quelques centimètres à quelques décimètres. Ces minéralisations sont tardi-tectono-métamorphogéniques, c'est-à-dire qu'elles sont postérieures à la déformation ductile et le paroxysme métamorphique du

Gneiss de Tasiuyak. Aucune teneur économique n'a été trouvée dans ces zones minéralisées.

Sulfures associés aux zones de déformations ductiles et cassantes et remobilisation post-tectonique

Dans certaines zones de cisaillement ductile, comme celle du site 99-SP-4119 (figure 14, tableau 4), la pyrite prend la forme de grains hypidioblastiques et on l'observe aussi en veinules parallèles à la foliation mylonitique dans un paragneiss quartzitique à sillimanite et à cordiérite. Les veinules de pyrite sont composées de cristaux idiomorphes et les cristaux hypidioblastiques de pyrite, dans le paragneiss, tronquent partiellement la foliation mylonitique. Ces textures nous suggèrent que la minéralisation est tardi-cinématique et tardi-métamorphique. Aucune teneur en Au et en autres métaux économiques n'a été rapportée. Des minéralisations similaires ont été observées dans le couloir de déformation de Falcoz. Dans ce dernier, des zones minéralisées et remobilisées, composées de pyrrhotite disséminée et de veines de pyrrhotite et de pyrite, sont associées à des amphibolites et à des paragneiss. La pyrrhotite se présente sous la forme d'amas étirés suivant le plan de foliation mylonitique alors que la pyrite se présente en grains. Aucune teneur d'intérêt économique en Au ou en métaux usuels n'a été rapportée.

Minéraux industriels

Les horizons de marbre dolomitique appartenant aux unités carbonatées du Groupe de Lake Harbour, en particulier ceux situés près de la mer, sont des cibles d'exploration pour la dolomie. Nous avons noté que l'épaisseur des horizons de marbre dolomitique est très variable dans la séquence carbonatée. Elle varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Les horizons sont plissés et fréquemment lenticulaires. Nous avons noté également la présence d'horizons minces de paragneiss et de veines de quartz. Les observations de terrain et l'étude des lames minces de ces marbres dolomitiques ont permis de déceler, à plusieurs endroits, des quantités appréciables de phlogopite, de diopside et de trémolite. Les horizons les plus prometteurs sont situés en bordure de la Baie de Kéglo, juste au nord du territoire couvert par notre cartographie et près de la baie de Baudan. Comme la région de Kangiqsualujjuaq est très éloignée des grands centres urbains et que les occurrences de dolomie ne sont près d'aucune installation portuaire, une exploitation de la dolomie provenant de cette région ne serait viable que si cette ressource était utilisée dans un marché local.

Diamant

La région du fjord d'Abloviak, située à environ 50 km au nord de la limite septentrionale de la région cartographiée en 1998, a fait l'objet d'exploration pour le diamant en 1997. Cette exploration a été initiée à la suite de la découverte d'un diamant de qualité gemme de 1,5 mm dans un dyke de kimberlite hypabyssale à phlogopite d'âge Cambrien (Digonnet, 1997). Le dyke de kimberlite diamantifère fait partie d'une suite de dykes de composition ultramafique, dont l'épaisseur n'excède pas quelques mètres. Cette unité s'est mise en place au Cambrien (544 ± 12 Ma, méthode Ar/Ar sur des grains de phlogopite) dans un système de Riedel associé à un mouvement cisaillant en échelon senestre relié à la réactivation du corridor de déformation d'Abloviak (Digonnet, 1997). Cette réactivation dans le domaine de la déformation fragile est attribuée à l'ouverture de l'océan Iapetus il y a entre 620 et 550 Ma. En se basant sur les données lithogéochimiques, Digonnet (1997) conclut que les dykes ultramafiques peuvent être classés comme lamproïtes et que certains ont des affinités avec les kimberlites.

Le secteur cartographié inclut la marge ouest du corridor de déformation d'Abloviak. Des dykes de diabase ont été répertoriés dans ce secteur.

Potentiel minéral de la région de la rivière Koroc

Malgré de nombreux sites minéralisés et des zones rouillées spectaculaires qui s'étendent à perte de vue, aucune teneur économique n'a été obtenue de l'analyse de ces minéralisations, mis à part l'indice Naksaluk et les minéralisations chromifères associées à la suite de Nuvulialuk.

Les minéralisations dans les paragneiss du Groupe de Lake Harbour ont certaines affinités avec les gîtes de type cuivre stratiforme, les gîtes de sulfures massifs de type Besshi, les gîtes de Zn-Pb-Ag de type SEDEX et, surtout, les gîtes de Pb-Zn-Ag de type Broken Hill. L'indice Naksaluk présente plusieurs caractéristiques qui le rapprochent du type Broken Hill tant par le contexte géologique que par les types d'assemblages minéralogiques et lithologiques. Toutefois, nous n'avons mis au jour aucune minéralisation importante en Pb, Zn et Ag.

Quant aux roches ultramafiques, leur potentiel semble être limité au Cr. Les teneurs en Ni observées peuvent être expliquées par la cristallisation d'une olivine et d'un pyroxène riche en Ni. Nous avons observé la présence de chromite dans certaines de ces roches. Il reste à vérifier sur le terrain la présence d'horizons chromifères. La nature et le mode de mise en place de ces roches ultramafiques diffèrent de celles des ceintures orogéniques de l'Ungava

et du Nouveau-Québec. La ceinture orogénique de l'Ungava est l'hôte des importants gisements de Ni-Cu-EGP de Raglan dont le tonnage est de 22 Mt à 3,08 % Ni et 1,67 % Cu. Les roches ultramafiques et mafiques dans ces deux ceintures se sont mises en place dans un contexte océanique ou à la transition océan-continent alors que celles de la région de la rivière Koroc sont associées à un mode de mise en place tardi-orogénique. Par contre, il n'est pas exclu que certains copeaux tectoniques de roches ultramafiques soient associés à la formation d'une croûte océanique. L'absence d'importantes minéralisations nickélifères associées aux roches ultramafiques de la région de la rivière Koroc peut être liée à cette différence dans le mode de mise en place de ces roches par rapport à celles des ceintures orogéniques de l'Ungava et du Nouveau-Québec.

L'origine des horizons de magnétitite est spéculative. Ces roches peuvent être associées à des minéralisations de type Kiruna. Étant donné l'absence de minéralisations uranifères et cuprifères, il est difficile de comparer ces magnétitites avec le gîte d'Olympic Dam en Australie. D'autre part, ces roches sont partiellement encaissées par un paragneiss minéralisé en pyrrhotite et qui contient des lentilles de pyrrhotite massive. Cette étroite relation entre ces deux unités nous indique que ces magnétitites pourraient aussi représenter d'anciens horizons de formation de fer associés à des minéralisations de type Besshi.

MODÈLE TECTONIQUE

La compilation des données des travaux antérieurs, nos propres données de terrain, ainsi que nos études pétrographique, structurale, géochimique et isotopique nous permettent d'échafauder une histoire géologique sommaire de la région de la rivière Koroc. La séquence des évènements serait la suivante :

1) Formation à l'Archéen d'un socle tonalitique et de roches supracrustales, surtout des amphibolites (2,920 - 2,76 Ga).

2) Mise en place à l'Archéen de granitoïdes (2,60 - 2,623±0,004 Ga); métamorphisme au faciès des granulites et déformation en régime ductile.

3) Intrusion d'une suite AMCG et rifting de la marge orientale du craton du Grand Nord (2,2 Ga).

4) Collision Nain-craton du Grand Nord et subduction de la marge du Nain sous le craton du Grand Nord; injection de granitoïdes dans la marge du craton du Grand Nord. (Un modèle de subduction vers l'est est aussi plausible).

5) Érosion de l'arc magmatique et mise en place des sédiment et laves du Groupe de Lake Harbour et de la Suite intrusive de Sukaliuk (1,90 - 1,85 Ga) dans un bassin d'arrière-arc (ex.: basaltes et métagabbros d'affinité tholeiitique d'arc insulaire).

6) Orogenèse trans-hudsonienne : métamorphisme et remobilisation du socle et des roches supracrustales paléoprotérozoïques pour générer les complexes de Baudan et de Kangiqsualujjuaq (1,82 - 1,828 Ga); en profondeur, granulitisation (Complexes de Sukaliuk et de Lomier et Gneiss de Tasiuyak); déformation dans un régime en compression E-W (collision Nain - Churchill ? Churchill - Supérieur) pour générer des plis orientés N-S, puis transport des unités de l'Est vers l'Ouest (développement de plis couchés et de zones de chevauchement) amenant ainsi, plus près de la surface, les roches de niveaux structuraux plus profonds.

7) Évolution du système en compression vers une déformation transpressive, générant des zones de cisaillement N-S et NW-SE (ex. : Faille du lac Daniel, zone de Falcoz) qui découpent et replissent les plis N-S de la phase précédente; intrusion possible d'anorthosites dans la zones de suture lors du changement de direction des contraintes (alternative à l'étape 3); mise en place de dykes et de veines de granite et de pegmatites granitiques syn- à post déformation transpressive.

8) Rejeu des grandes structures ductiles N-S avec développement de cataclasite, de pseudotachylite et de déformations cassantes.

9) Intrusion des diabases de Falcoz.

La coupe structurale schématique de la figure 15 illustre le résultat final de l'évolution tectonique de la région, basée sur les données de terrain nouvellement acquises et sur les résultats des levés sismiques et gravimétriques effectués dans le cadre du projet ECSOOT de LITHOPROBE (Funk et Louden, 1998; Hall *et al.*, 1995).

CONCLUSIONS

La cartographie géologique de la région de la rivière Koroc a permis de redéfinir les limites d'une unité stratigraphique, le Groupe de Lake Harbour, et de définir de nouvelles unités lithodémiques non différenciées jusqu'à ce jour. Ces dernières sont : deux unités lithodémiques dans le craton du Grand Nord de la Province de Churchill, les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan, deux unités lithodémiques dans l'orogène des Torngat, les complexes de Sukaliuk et d'Iberville et une unité lithodémique qui se retrouve partout dans la région, la Suite mafique de Nuvulialuk.

Elle a permis aussi de mettre en évidence au moins trois phases de déformation :

1) La première est une phase archéenne, contemporaine d'un premier métamorphisme au faciès des granulites, métamorphisme au cours duquel il y a eu remobilisation et migmatisation des tonalites et de roches supracrustales pour générer les granites.

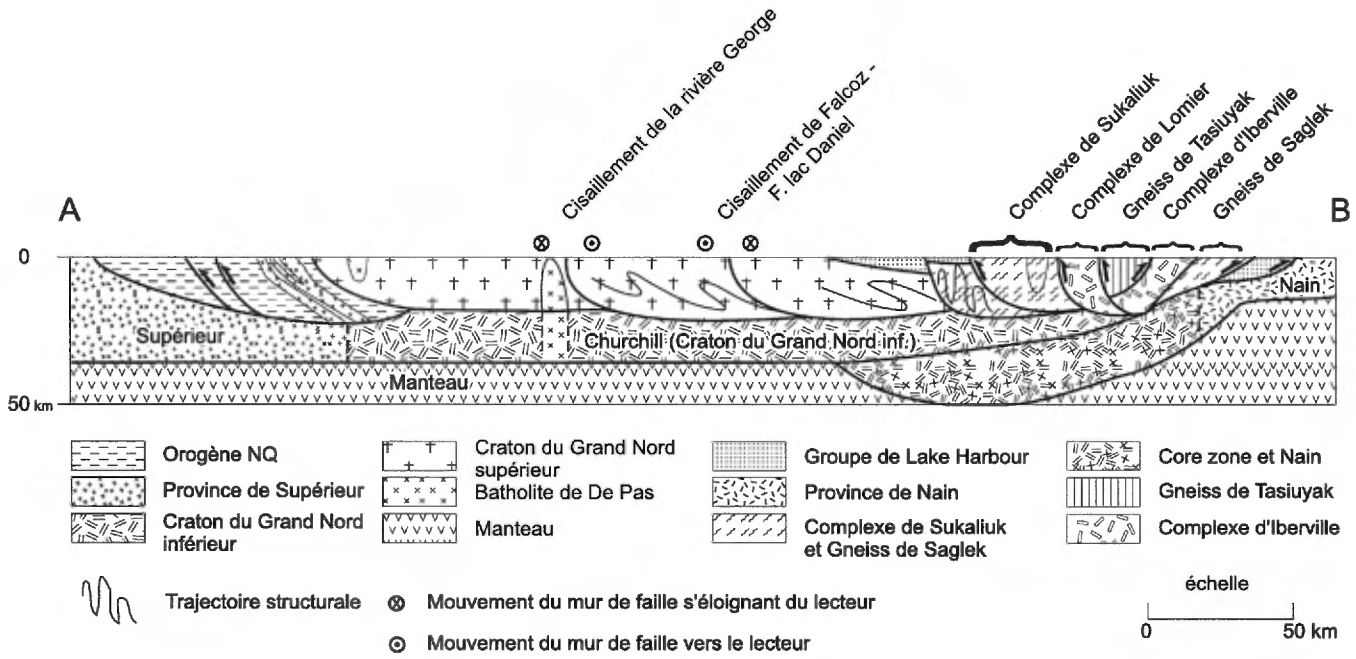


FIGURE 15 - Coupe géologique simplifiée de la partie nord de la Province de Churchill, traversant les unités cartographiées dans la région de la rivière Koroc. La coupe a été élaborée à partir des données sismiques, gravimétriques et géologiques. La coupe est localisée sur la figure 2.

2) Au Protérozoïque, l'orogenèse trans-hudsonienne s'est d'abord manifestée par une phase en compression pour générer des plis et des failles de chevauchement nord-sud. Ces failles sont assez importantes pour avoir ramené à la surface des niveaux structuraux profonds et juxtaposer des domaines aux faciès des amphibolites et des granulites.

3) Cette phase en compression a ensuite évolué vers une phase de déformation transpressive générant des zones de cisaillement N-S à mouvement de coulissage senestre sub-horizontal et de cisaillement NW-SE. Ces déformations découpent et replissent les plis N-S de la phase précédente.

Les zones préservées de roches au faciès des granulites et le développement d'assemblages minéralogiques aux faciès des amphibolites moyen à supérieur aux dépens de ceux du faciès des granulites nous indiquent que les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan ont subi au moins deux événements tectono-métamorphiques dont l'un est lié à l'Archéen et l'autre au Paléoprotérozoïque. Les conditions métamorphiques varient d'une région à l'autre pour le Groupe de Lake Harbour : à l'est du lac Daniel, elles sont estimées semi-quantitativement entre 550 et 600 °C et inférieures à 6 kilobars (0,6 GPa); dans la partie nord-ouest de la carte, les conditions métamorphiques sont estimées entre 600 et 750 °C et de 5 à 8 kilobars (0,5 à 0,8 GPa). Il est possible que les failles de chevauchement protérozoïques aient ramené à la surface des niveaux structuraux sous-jacents du Groupe de Lake Harbour. L'étude des assemblages métamorphiques rencontrés dans l'orogène des Torngat nous permet de conclure que le passage du faciès des granulites, observé dans l'orogène des Torngat, au faciès des amphibolites du craton du Grand Nord n'est pas graduel. Il est contenu dans un couloir de déformation, la zone de Blumath, marquée par la présence de failles et de zones ductiles et fragiles.

La géochimie nous confirme les distinctions faites sur le terrain pour les roches granitoïdes. Les granites constituent probablement plus d'une suite. Les métagabbros semblent former au moins deux suites, alors que les métabasaltes forment une suite cohérente. Les ultramafites sont un peu plus difficiles à décrypter à cause de la présence possible de cumulats, mais trois des échantillons analysés appartiennent à une suite distinctive. Quant aux échantillons de diabase, ils sont presque identiques. Les granitoïdes semblent avoir été en grande partie des produits de différents degrés de fusion partielle d'une croûte assez hétérogène. Les gneiss granitiques, en plus de la fusion partielle, semblent issus en partie de la cristallisation fractionnée. Les diagrammes tectono-magmatiques pour les granitoïdes (archéens) et pour les roches mafiques (protérozoïques) suggèrent un milieu d'arc insulaire, avec une affinité calco-alcaline pour les granitoïdes (archéens) et une affinité avec les tholéiites enrichies en éléments en trace pour les roches mafiques (protérozoïques), en particulier pour les métabasaltes du Lake Harbour. Ces roches volcaniques sont associées à un bassin sédimentaire important. Cette association pourrait signifier une mise en place durant la construction d'un arc insulaire dans un bassin marginal (*back-arc basin*) ou sur un arc continental. Les gabbros contiennent des caractéristiques de deux environnements : arcs insulaires et fonds océaniques. Enfin, les diabases sont typiques des basaltes intra-plaques.

Les résultats préliminaires de l'étude isotopique des roches de la région nous permettent de conclure que les gneiss tonalitiques sont probablement mésoarchéens comme la plupart des gneiss analysés ailleurs dans la partie Nord

du craton du Grand Nord. Ce socle aurait subi un épisode tectono-thermique néoarchéen, représenté par les gneiss granitiques. Certains métagabbros métamorphisés se sont mis en place au Protérozoïque et sont probablement du même âge que les métabasaltes du Lake Harbour. Un dyke granitique est aussi protérozoïque et représente un événement tectono-thermique largement reconnu au travers de l'orogène trans-hudsonnien.

Cinq types de minéralisation ont été observés au cours de la campagne de terrain. Il s'agit de minéralisations de fer (magnétitite), de minéralisations de sulfures massifs (pyrrhotite) associées aux paragneiss, de minéralisations chromifères et nickélifères associées aux roches ultramafiques, de minéralisations de sulfures disséminés dans le Gneiss de Tasiuyak et de minéralisations remobilisées, associées à des zones de déformation ductiles et fragiles.

Malgré les nombreux sites minéralisés et les zones rouillées spectaculaires qui s'étendent à perte de vue, le potentiel minéral du secteur cartographié semble limité, mis à part l'indice Naksaluk et les minéralisations chromifères associées à la suite de Nuvulialuk. Toutefois, les minéralisations observées dans les séquences de paragneiss du Groupe de Lake Harbour ont certaines affinités avec les gîtes de type cuivre stratiforme, avec les gîtes de sulfures massifs de type Besshi, avec les gîtes de Zn-Pb-Ag de type SEDEX, mais surtout les gîtes de Pb-Zn-Ag de type Broken Hill.

Le temps peu clément a restreint quelque peu les travaux de terrain durant l'été 1998. Aussi avons-nous dû pallier au manque d'observations sur le terrain par une interprétation plus poussée des données de télédétection (photos aériennes, images Landsat, cartes aéromagnétiques). Il ressort donc certains points d'intérêt qui méritent une étude plus approfondie :

- Les complexes de Kangiqsualujjuaq et de Baudan sont des entités qui couvrent une très grande superficie et qui sont probablement encore plus « complexes » qu'ils n'y paraissent sur la carte géologique. Il y a probablement plusieurs générations de gneiss granitiques et plusieurs générations de métagabbros amphibolitisés que nous n'avons pu distinguer sur le terrain.
- Les paragneiss du Groupe de Lake Harbour contiennent de nombreuses zones rouillées qui n'ont pu être examinées systématiquement; elles mériteraient un examen plus exhaustif. La région la plus intéressante à ce point de vue est le quart NW du feuillet 24I qui nécessiterait une cartographie plus détaillée que le 1 : 250 000.
- Au point de vue structural, le lieu de convergence de la zone Falcoz et de la zone de Blumath est très compliqué. Il contient peut-être la clé pour comprendre l'ordre des événements tectoniques ayant affecté la région.
- Une étude isotopique des roches des complexes de Sukaliuk et de Lomier pourrait confirmer ou infirmer l'hypothèse que ces complexes sont constitués des mêmes roches, plus métamorphisées et plus déformées, que celles du craton du Grand Nord.
- Enfin, une étude isotopique des anorthosites du Complexe de Lomier et du Complexe d'Iberville serait très utile, car ces lithologies occupent la zone présumée de suture entre les provinces de Nain et de Churchill, de part et d'autre du gneiss de Tasiuyak. Ils pourraient ainsi nous aider à clarifier l'âge de cette suture.

RÉFÉRENCES

BARDOUX, M. - DAVID, J. - GARIÉPY, C. - DAVIDSON, R.K., 1998 - U-Pb, Sm-Nd and Pb-Pb Isotope Geochemistry of the High-Grade Gneiss Assemblages along the Southern Shore of Ungava Bay. *In:* Richard J. Wardle and Jeremy Hall (Compilers), Eastern Canadian Shield onshore-offshore Transect (Ecsoot). Transect meeting (May 4-5, 1998), The University of British Columbia; LITHOPROBE, report number 68, pages 67-77.

BATCHELOR, R.A. - BOWDEN, P., 1985 - Petrogenic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology; volume 48, pages 43-55.

BEAUDIN, J., 1980 - Région du Mont Albert et du lac Cascapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Rapport final, DPV-705, 83 pages.

BELHUMEUR, C. - VALIQUETTE, G., 1993 - Synthèse métallogénique du centre nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 92-03, 65 pages.

BERTRAND, J.-M. - RODDICK, J.C. - VAN KRANENDONCK, M.J. - ERMANOVICS, I., 1993 - U-Pb geochronology of deformation and metamorphism across a transect of the Early Proterozoic Torngat Orogen, North River map area, Labrador. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 30, pages 1470-1489.

BODYCOMB, V., 1994 - Characterization and metallogeny of base metal, graphite and tungsten showings, Paleoproterozoic Torngat Orogen, Eastern Ungava Bay, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 155 pages.

CIMON, J. - SHARMA, K.N.M. - VERPAELST, P. - BOUDRIAS, G., 1999 - Découverte de la harrisonite et de diverses phases colloïdes et amorphes riches en phosphore au SE de la baie d'Ungava, Québec, Canada. En préparation.

CLARK, T., 1994 - Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. *Dans:* Géologie du Québec, Ministère des Ressources naturelles; MM-94-01, pages 47-65.

De PAOLO, D.J., 1988 - Neodymium Isotope geochemistry : an Introduction. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg; 187 pages.

DIGONNET, S., 1997 - Étude pétrogéochimique de kimberlites dans les Monts Torngat, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 82 pages.

DIGONNET, S. - GOULET, N. - BOURNE, J. - STEVENSON, R. - ARCHIBALD, D., 1999 - Petrology of the Abloviak Dykes, New-Quebec : evidence for a diamondiferous Cambrian province in Northeastern North America. Revue canadienne des Science de la Terre; sous presse.

DION, D.J. - DUMONT, R., 1994 - Diffusion des données numériques (maille du champ magnétique total résiduel), territoire

du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.

DUNPHY, J.M. - SKULSKI, T., 1994 - Early Proterozoic granitic magmatism in the Ungava and New Québec orogens : the Narsajuaq Terrane and the De Pas Batholith. *In:* R.J. Wardle and J. Hall (Compilers), LITHOPROBE report number 45; Eastern Canadian Shield onshore-offshore Transect (Ecsoot), pages 37-50.

DUNPHY, J.M. - SKULSKI, T., 1996 - Petrological zonation across the De Pas Batholith : A tilted section through a continental arc ? *In:* R.J. Wardle and J. Hall (Compilers), LITHOPROBE report number 45; Eastern Canadian Shield onshore-offshore Transect (Ecsoot), pages 44-58.

ERMANOVICS, I. - VAN KRANENDONK, M.J., 1998 - Geology of the Archean Nain province and Paleoproterozoic Torngat Orogen in a Transect of the North River-Nutak map areas, Newfoundland (Labrador) and Québec. Geological Survey of Canada; Bulletin 497, 156 pages.

FUNK, T. - LOUDEN, K., 1998 - Wide-angle seismic transect across the Torngat Orogen from Churchill to Nain provinces. *In:* R.J.Wardle and J. Hall (compilers). Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (May 4-5, 1998), The University of British Columbia, LITHOPROBE Secretariat; Report Number 68, pages 39-49.

GIRARD, R., 1990a - Géologie de la région du lac Courdon, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles; MB 90-24, 60 pages.

GIRARD, R., 1990b - Évidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2,3 Ga) sur le plateau de la rivière George. Géoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 265-268.

GIRARD, R., 1990c - Les cisaillements latéraux dans l'arrière-pays des orogènes du Nouveau Québec et des Torngats : Une revue. Geoscience Canada; volume 17, numéro 4, pages 301-304.

GOULET, N. - CIESIELSKI, A., 1990 - The Abloviak shear zone and the NW Torngat Orogen, eastern Ungava Bay, Québec. Geoscience Canada; volume 17, number 4, pages 269-272.

HALL, J. - WARDLE, R.J. - GOWER, C.F. - KERR, A. - COFLIN, K. - KEEN, C.E. - CARROLL, P., 1995 - Proterozoic orogens of the Northeastern Canadian Shield : new information from the lithoprobe ECSOOT crustal reflection seismic survey. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 32, pages 1119-1131.

HAMILTON, M.A., 1994 - Tholeiitic and weakly alkalic basaltic volcanism of the Mugford Group, northern Labrador : preliminary geochemical results. Geological Survey of Canada; Current Research, number 1994-C, pages 333-342.

HOFFMAN, P.F., 1988 - United plates of America, the birth of a craton : Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences; volume 16, pages 543-603.

HOFFMAN, P.F., 1990a - Dynamics of the tectonic assembly of Northeast Laurentia in geon 18 (1.9-1.8 Ga). Geoscience Canada; volume 17, number 4, pages 222-226.

HOFFMAN, P.F., 1990b - Subdivision of Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. *In:* Lewry, J.F. and Stauffer, M.R. (editors), The early Proterozoic the Trans-Hudson Orogen of North America. Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-40.

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.

ISNARD, H. - PARENT, M. - BARDOUX, M. - DAVID, J. - GARIÉPY, C. - STEVENSON, R.K., 1998a - U-Pb, Sm-Nd and Pb-Pb isotope geochemistry of the high-grade gneiss assemblages along the southern shore of Ungava Bay. *In:* Wardle, R.J. and Hall, J. (compilers). Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (May 4-5, 1998), The University of British Columbia, LITHOPROBE Secretariat; Report Nunber 68, pages 67-77.

ISNARD, H. - GARIÉPY, C. - STEVENSON, R.K., 1999 - Analyses isotopiques Sm-Nd et Pb-Pb dans le cadre de la campagne de cartographie géologique de la rivière Koroc, projet Grand-Nord. *Dans:* Projet de cartographie du Grand-Nord. Premier atelier annuel (7 et 8 avril 1999). Géologie Québec; Rapport numéro 1, pages 53-58.

JACKSON, G.D. - TAYLOR, F.C., 1972 - Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 9, pages 1659-1669.

JAMES, D.T. - DUNNING, G.R., 1996 - New data from the Southeastern Churchill Province, Western Newfounland. Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (1996), The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report Number 57, pages 133-149.

JAMES, D.T. - CONNELLY, J.N. - WASTENEYS, H.A. - KILFOIL, G.J., 1996 - Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. Revue canadienne des sciences de la terre; volume 33, pages 216-230.

KERR, A. - JAMES, D.T. - FRYER, B.J., 1994 - Nd isotopic and geochemical studies in the Labrador Shield : a progress report and preliminary data from the Churchill (Rae) Province. *In:* LITHOPROBE – ECSOOT; Report 45, pages 51-62.

LOW, A.P., 1896 - Report on explorations in the Labrador peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other rivers in 1892-3-4-5. Geological Survey of Canada; Annual Report 1895, volume VIII, part L, pages 221-222, 339-310.

LOW, A.P., 1899 - Explorations of part of the south shore of Hudson strait and of Ungava Bay. Geological Survey of Canada; Annual Report 1898, volume XI, pages 26- 44.

MACHADO, N. - GOULET, N. - GARIÉPY, C., 1989 - U-Pb geochronology for reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador trough. Journal canadien des sciences de la terre; volume 26, pages 1-15.

MANIAR, P.D. - PICOLLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635 - 643.

MENGEL, F. - RIVERS, T., 1991 - P-T conditions in high-grade rocks northern labrador : P - T - t paths from individual samples and implications for Early Proterozoic tectonic evolution. Journal of Petrology; volume 32, pages 139 - 167.

MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES, 1998 - Résultats d'analyses de sédiments de fonds de lacs, Grand Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01, document sur cédérom.

MULLEN, E.D., 1983 - $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discrimiant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters; volume 62, pages 53-62.

ORESKES, N. - HITZMAN, M.W., 1993 - A model for the origin of Olympic Dam-type deposits. *In:* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., editors, Mineral Deposit Modeling, Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 615-633.

PARENT, M. - PARADIS, S. J., 1999 - Dynamique polyphasée de l'Inlandsis laurentidien dans la région de la rivière Koroc (24 I) - Implications pour l'exploration géochimique. *Dans:* Projet de cartographie du Grand-Nord. Premier atelier annuel (7 et 8 avril 1999). Géologie Québec; Rapport numéro 1, pages 53-58.

Parr, J.M. - Plimer, I.R., 1993 - Models for Broken Hill-type lead-zinc-silver deposits. *In:* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (editors), Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 253-288.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 12, pages 339-349.

PEARCE, J.A. - HARRIS N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, Part 4, pages 956-983.

PERREAULT, S. - HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujjuaq terrane, New Quebec Orogen. Geoscience Canada; volume17, number 4, pages 238-240.

RIVERS, T. - MENGEL, F. - SCOTT, D.J. - CAMPBELL, L.M. - GOULET, N., 1996 - Torngat Orogen – a Paleoproterozoic example of a narrow doubly vergent collisionnal orogen. *In:* Brewer, T.S. (éditor), Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geological Society; Special Publication Number 112, pages 117-136.

ROBERTS, A.C. - STIRLING, J.A.R. - GRICE, J.D. - FRISCH, T. - HERD, R.K. - JAMBOR, J.L., 1993 - Harrisonite, a new calcium iron silicate-phosphate from Arcedeckne Island, District of Franklin, Arctic Canada. The Canadian Mneralogist; volume 31, pages 775-780.

ROBIN, P.Y. - JOWETT, E., 1986 - Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. Tectonophysic; volume 121, pages 207-223.

ST-ONGE, M. - LUCAS, S.B. - SCOTT, D. - WODICKA, N. 1997 - Crustal-scale architecture and tectonostratigraphy of the Quebec Baffin segment of the Trans-Hudson Orogen. *In:* Wardle, R.J. and Hall, J. (compilers). Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (April 14-15, 1997), The University of British Columbia, LITHOPROBE Secretariat; Report Number 61, pages 186-192.

ST-ONGE, M. - SCOTT, D. - WODICKA, N. - LUCAS, S. - THÉRIAULT, R., 1998 - Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in Northern Quebec and Southern Baffin Island : plate margin configuration between 2.04 – 1.76 Ga. *In:* Wardle, R.J. and Hall, J. (compilers). Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (May 4-5, 1998), The University of British Columbia, LITHOPROBE Secretariat; Report Number 68, pages 151-166.

SCOTT, D.J., 1998 - An overview of the U-Pb geochronology of the Paleoproterozoic Torngat Orogen, Northeastern Canada. Precambrian Research; volume 91, pages 91-107.

SHERVAIS, J.W., 1982 - Ti-V plots and teh petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters; volume 59, pages 101-118.

STOCKWELL, C.H., 1964 - Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Geological Survey of Canada; Paper 64-17.

SUN, S.S. - MCDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In:* Saounders, A.D. and Norry, M.J. (editors), Magmatism in ocean basins. Geological Society of London; Special Publication 42, pages 313-345.

TAYLOR, F.C., 1969 - Reconnaissance Geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Québec and Northern Labrador. Commission Géologique du Canada; Paper 68-43.

TAYLOR, F.C., 1972 - Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Quebec and Northern Labrador, Part III. Commission géologique du Canada; Paper 71-48.

TAYLOR, F.C., 1979 - Reconnaissance Geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Québec, Northern Labrador and Northwest Territories. Commission Géologique du Canada; mémoire 393, 99 pages.

Van Kranendonk, M.J., 1996 - Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Torngat Orogen : evidence from pressure – temperature – time - deformation paths in the North River map area, Labrador. Tectonics; volume 15, pages 843 - 869.

VAN KRANENDONK, M.J. - WARDLE, R.J., 1996 – Burwell domain of the Paleoproterozoic Torngat Orogen, northeastern Canada : tilted cross-section of a magmatic arc caught between a rock and a hard place. *In:* Brewer, T.S. (editor), Precambrian Evolution in the North Atlantic Region. Geological Society; Special Publication Number 112, pages 91-111.

VIDAL, P., 1998 - Géochimie. Série « Géosciences ». Dunod, Paris. 190 pages.

WARDLE, R.J., 1983 - Nain-Churchill Province cross-section, Nachvack Fjord, northern Labrador, *In:* Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Report 83-1, pages 68-89.

WARDLE, R.J., 1998 - The southern Churchill Province : towards synthesis. *In:* Wardle, R.J. and Hall, J. (compilers). Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Transect Meeting (May 4-5, 1998), The University of British Columbia, LITHOPROBE Secretariat; Report Number. 68, pages 224-244.

WARDLE, R.J. - VAN KRANENDONCK, M.J., 1996 - The Paleoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada : orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation. *In:* Brewer, T.S., editor; Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geological Society; Special Publication, 112, pages 137 - 154.

WARDLE, R.J. - RYAN, B. - ERMANOVICS, I., 1990 - The Eastern Churchill Province, Torngat and New Quebec orogens: an overview. Geoscience Canada; volume 17, numero 4, page 217-226.

ANNEXE

PHOTOS 1 À 12



PHOTO 1 - Gneiss tonalitique avec enclaves d'amphibolite du Complexe de Kangiqsualujjuaq.



PHOTO 3 - Granite à phénocristaux de feldspath du Complexe de Baudan.



PHOTO 5 - Bandes de marbres intercalées dans les paragneiss du Groupe de Lake Harbour.

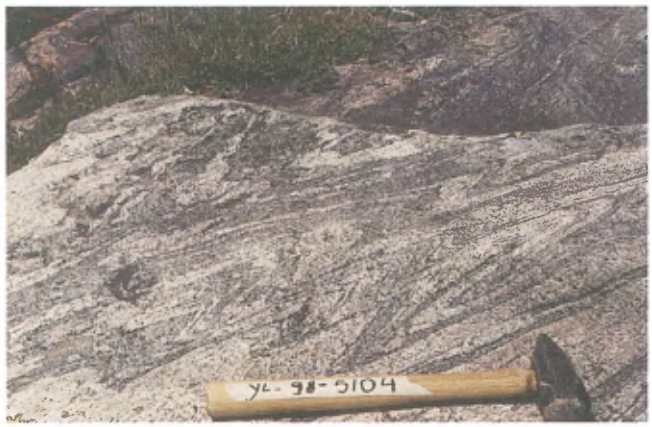


PHOTO 2 - Gneiss granitique microplissé du Complexe de Baudan.



PHOTO 4 - Séquence de quartzite (clair) du Groupe de Lake Harbour avec filons-couches de métagabbro de la Suite mafique de Nuvulialuk. Le filon-couche le plus épais a une puissance d'environ 50 mètres.



PHOTO 6 - Alternance de quartzite et de paragneiss près de la base du Groupe de Lake Harbour.



PHOTO 7 - Gneiss tonalitique (en haut) chevauchant une bande de métagabbro de la Suite mafique de Nuvulialuk.



PHOTO 9 - Paragneiss à biotite et à grenat avec bandes centimétriques de quartzite et de gneiss quartzeux du Complexe de Sukaliuk.

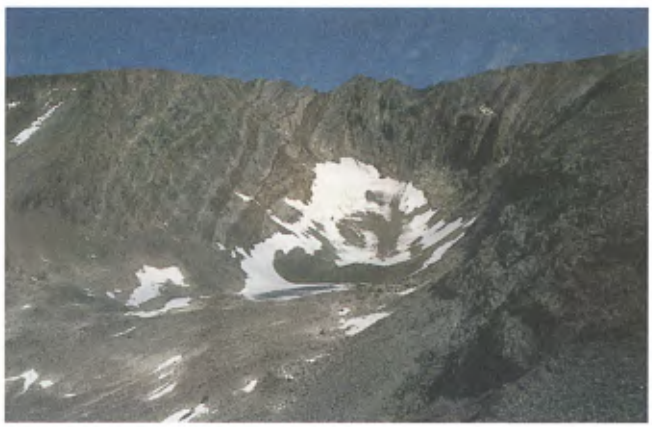


PHOTO 11 - Bandes de roches anorthositiques alternant avec des bandes plus sombres de grenatites dans le Complexe d'Iberville, Mont Iberville. La bande sombre à gauche de la glace a une épaisseur d'environ 30 mètres.

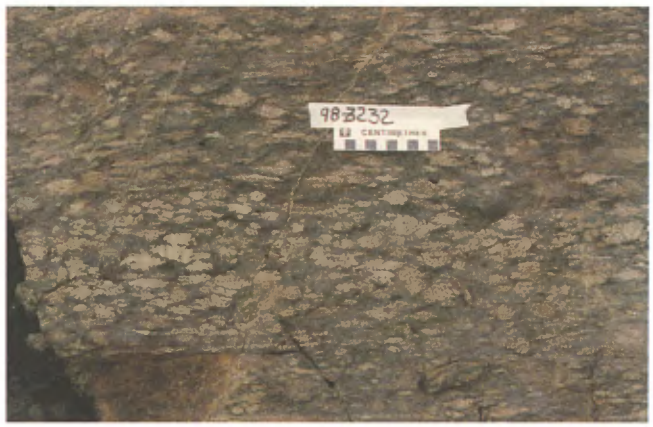


PHOTO 8 - Péridotite à phénocristaux d'orthopyroxène de la Suite mafique de Nuvulialuk.



PHOTO 10 - Gneiss de Tasiuyak à quartz, feldspath et grenat, contenant une forte linéation subhorizontale. La cascade fait environ deux mètres de hauteur.



PHOTO 12 - Anorthosite très foliée avec des bandes décimétriques d'amphibolites dans le Complexe d'Iberville.

Québec

Ministère des
Ressources naturelles