

MB 2005-01

LITHOGEOCHIMIE DE LA REGION DU LAC MINTO (34F ET 34G)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Lithogéochimie de la région du lac Minto (34F et 34G)



Serge Chevé MB 2005-01

2005

Québec 

Lithogéochimie de la région du lac Minto (34F et 34G)

Serge Chevé

MB 2005-01

RÉSUMÉ

Cette étude lithogéochimique a été réalisée à partir des résultats d'analyse de 177 échantillons de roches recueillis lors d'un levé géologique effectué au cours de l'été 2003 dans la région du lac Minto, dans le Grand Nord québécois (rapport n° RG 2004-04). Cette région est constituée principalement de roches archéennes intrusives recoupées par des dykes étroits de diabase protérozoïques. L'étude traite des points suivants : 1) les amphibolites et les roches granulitiques intermédiaires à mafiques; 2) les roches tonalitiques; 3) les roches granitiques et granodioritiques; 4) les roches charnockitiques; 5) les intrusions ultramafiques à mafiques; et 6) les dykes de diabase protérozoïques.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction**

Alain Simard

Service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Lecture critique

Pierre Verpaelst

Édition sommaire

Jean Choinière

Dessin

Serge Chevé

Graphisme

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 4 mars 2005

NOTE

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une vérification et une mise en page sommaires destinées à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur avant la remise de la version finale au ministère.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
LITHOGÉOCHIMIE	6
Amphibolites et roches granulitiques intermédiaires à mafiques	6
Roches tonalitiques	8
Roches granitiques et granodioritiques	10
Roches charnockitiques	10
Roches ultramafiques et roches mafiques associées	11
Dykes de diabase protérozoïques	14
RÉFÉRENCES	17
ANNEXE – Tableaux 1 à 6	19

INTRODUCTION

Un nouveau levé géologique, à l'échelle de 1 : 250 000, a été réalisé au cours de l'été 2003 dans la région du lac Minto (SNRC 34G et 34F; Simard *et al.*, 2005). Cette région est située dans le Grand Nord québécois en bordure de la baie d'Hudson (figure 1). Une structure majeure orientée NNW-SSE, la Zone de déformation Innuksuac-Minto, traverse la région et marque approximativement la limite entre les domaines de Tikkerutuk et du lac Minto de la Sous-province de Minto.

La région est constituée principalement des roches d'âge Archéen coupées à plusieurs endroits par des dykes étroits de diabase d'âge Protérozoïque. Le Domaine de Tikkerutuk occupe la partie ouest de la région. Il est constitué de granitoïdes qui contiennent localement des lambeaux restreints de roches volcano-sédimentaires appartenant au Complexe de Melvin. Les granitoïdes sont représentés principalement par les leucotonalites à biotite de la Suite de Favard (2730 – 2749 Ma), par les granodiorites et les granites de la Suite de Desbergères (autour de 2710 Ma) ainsi que par les roches du Complexe de Loups Marins comprenant des tonalites et des granodiorites à plagioclase

bourgogne et à clinopyroxène (2710 – 2730 Ma) et des roches intrusives à orthopyroxène (2720 - 2733 Ma). On trouve également un peu de diorite et de tonalite à hornblende-biotite appartenant à la Suite de Coursolle (2718 et 2750 Ma). La prédominance d'unités tonalitiques, la présence d'unités à clinopyroxène, l'abondance de plagioclases de teinte bourgogne ainsi qu'un phénomène de granitisation régionale qui affecte principalement les unités tonalitiques caractérisent ce domaine. Le Domaine du lac Minto est composé principalement des roches à orthopyroxène de la Suite du lac Minto (autour de 2700 Ma), des granites de la Suite de Morrice et des granodiorites de la Suite de la Rivière aux Feuilles. Il comprend également une quantité importante de diatexites, le Complexe de Roy, qui résultent de la fusion avancée de vastes bassins de roches sédimentaires métamorphisées. Des lambeaux restreints de diorite et de gabbro granoblastiques, appartenant à la Suite de Bacqueville, sont enclavés dans les granitoïdes du Domaine du lac Minto. Ce domaine se caractérise surtout par la prédominance des roches potassiques et par la présence des diatexites. Des petites intrusions mafiques à ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk (2704 - 2719 Ma) ont été observées dans les deux domaines. Ces intrusions d'extension limitée et d'aspect massif offrent un potentiel pour la découverte d'indices de Ni-Cu-EGP.



FIGURE 1 – Localisation de la région du lac Minto (SNRC 34G et 34F) par rapport aux principaux ensembles tectono-stratigraphiques de la partie septentrionale de la Province du Supérieur (modifiée d'après Card et Ciesielski, 1986 et d'après Percival *et al.*, 1992).

LITHOGÉOCHIMIE

Un total de 177 échantillons de roche provenant des différentes unités lithodémiques de la région du lac Minto (Simard *et al.*, 2005) a été prélevé au cours de l'été 2003; tous ont été analysés pour les éléments majeurs et pour les éléments en traces. Les dosages géochimiques ont été effectués au laboratoire de Acme Analytical Laboratories Ltd. de Vancouver. Les éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 et Cr_2O_3) ont été analysés par ICP-ES. Les valeurs de S et de C représentent des dosages totaux réalisés au Leco et la perte au feu (PAF) a été déterminée par gravimétrie après une calcination à 1150 °C. Les éléments en traces (Au, Ag, As, Ba, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr et les éléments des terres rares : La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu) ont été analysés par ICP-MS. Les méthodes de mise en solution et les limites de détection pour chacun des éléments dosés peuvent être consultés dans la brochure du laboratoire ACME au site Internet « www.acmelab.com ».

Les résultats de ces analyses sont disponibles au ministère des Ressources naturelles et de la Faune par la base de données du Système d'information géominère du Québec (SIGEOM). Les tableaux 1 à 6 rapportent la composition moyenne, minimale et maximale ainsi que l'écart type de différentes lithologies types reconnues au cours de notre échantillonnage. Ces données seront discutées dans les paragraphes qui suivent.

Amphibolites et roches granulitiques intermédiaires à mafiques

Les amphibolites et les roches granulitiques intermédiaires à mafiques de la région du lac Minto réfèrent à des unités de roches mafiques à intermédiaires démembrées au sein d'empilements volcano-sédimentaires. Ces unités, considérées comme les plus anciennes de la région, se rencontrent dans les complexes de Melvin (amphibolites de la sous-unité Amel2 et diorites et gabbros granoblastiques de la sous-unité Amel4) et de Roy (amphibolites de la sous-unité Aroy1a) ainsi que dans la Suite de Bacqueville (diorite, gabbro et gabbronorite de l'unité Abcv). Le Complexe de Melvin appartient au domaine de Tikkerutuk alors que le Complexe de Roy et la Suite de Bacqueville se situent dans le domaine du lac Minto. Un total de 23 échantillons de ces différentes unités et sous-unités ont été analysés, auxquels s'ajoutent trois échantillons d'amphibolites provenant de petits lambeaux non inclus dans les unités précédentes.

Quelle que soit leur unité d'appartenance, les amphibolites ont la composition des basaltes subalcalins (figure 2a) et une affinité tholéiitique que le diagramme de Jensen

situé à la limite des tholéiites magnésiennes et des tholéiites ferrifères (figure 2b). Quelques échantillons d'amphibolites dans le champ calcoalcalin correspondent à des échantillons présentant des comportements anormaux et irréguliers témoignant de probables contaminations par les lithologies encaissantes. Les statistiques des amphibolites des groupes AM-MEL-1 (Complexe de Melvin) et AM-ROY-1 (Complexe de Roy) présentées au tableau 1 font abstraction des données de ces échantillons.

Les corrélations linéaires avec la silice enregistrées pour le MgO (figure 2d) et le CaO (non présenté) mettent en évidence un processus de différenciation magmatique que soulignent les diagrammes de variations entre éléments incompatibles telles les variations de Zr vs Y (figure 1f) et de Ti vs Zr (non représenté). Le comportement similaire des amphibolites des complexes de Melvin et de Roy sur ces différents diagrammes suggère en outre que des liens génétiques existent entre ces roches.

Sur les diagrammes discriminants des environnements géodynamiques, les amphibolites de Melvin et de Roy se comparent chimiquement avec les tholeiites d'arc insulaire et les basaltes de type N des fonds océaniques (figures 2c et 2e). Pour les amphibolites de Melvin, les profils des terres rares normalisés à la chondrite C1 confortent ce chimisme en présentant un spectre de profils peu fractionné (figure 2g), qui s'inscrivent entre les profils des MORB de type N et ceux de type E. Dans ce cas, la croissance en parallèle de l'abondance totale des terres rares, de leur fractionnement et du développement d'une anomalie négative en Eu met en évidence les effets d'un processus de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée dominée, en fin d'évolution, par le plagioclase. Les groupements AM-MEL-2, AM-MEL-3, AM-MEL-4 et AM-MEL-5 du tableau 1 résument ces variations. Le diagramme multi-éléments normalisés au MORB de type N (figure 2h) enregistre des profils relativement réguliers avec des concentrations proches des MORB de type N pour les éléments les plus incompatibles (à droite de Hf) et un enrichissement régulier des terres rares légères vers les éléments lithophiles (jusqu'à un facteur 100 pour les échantillons les plus fractionnés).

Les roches granulitiques intermédiaires à mafiques du Complexe de Melvin et de la Suite de Bacqueville se distinguent pour la plupart des amphibolites comme l'illustrent les figures 2b, 2c, 2d, 2e et 2f. À l'appui des diagrammes normalisés à la chondrite C1 (figure 2i) et du diagramme multi-éléments normalisés au MORB de type N (figure 2j), les roches gabbroïques du Complexe de Melvin sont celles qui se rapprochent le plus des amphibolites (tableau 1, groupement GB-MEL-1). Par contre, les roches granulitiques dioritiques s'en différencient nettement. Elles présentent des profils de terres rares plus fractionnés ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{C1}} \sim 20$) et des profils multi-éléments marqués par des anomalies négatives en Ti, Zr, Hf, Ta, Nb, U et Th (figure 2j) qui écartent tout lien génétique avec les amphibolites du même Complexe de Melvin (tableau 1, groupement DT-MEL-1).

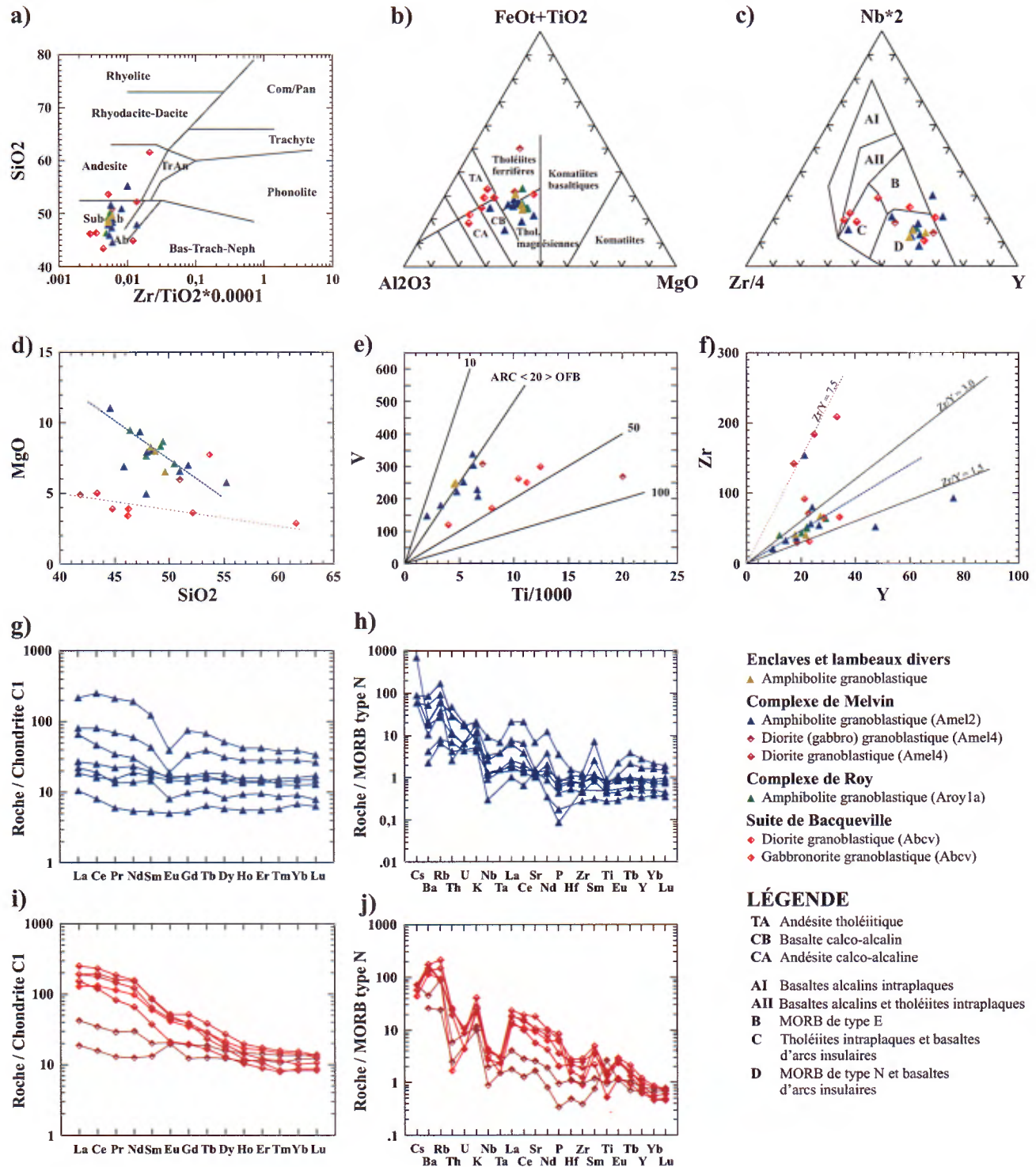


FIGURE 2 - Diagrammes géochimiques des amphibolites et roches granulitiques intermédiaires à mafiques de la région du lac Minto. **a)** Diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **b)** Diagramme de Jensen (1976); **c)** Diagramme discriminant ternaire Nb-Zr-Y de Meschede (1986); **d)** Diagramme binaire MgO vs SiO_2 ; **e)** Diagramme discriminant binaire V vs Ti de Shervais (1982); **f)** Diagramme de variation binaire Zr vs Y. **Amphibolites du Complexe de Melvin**: **g)** Spectres des terres rares normalisées à la chondrite C1; **h)** Diagramme multi-éléments normalisés au MORB de type N. **Diorites et gabbros granulitiques de Melvin et de Bacqueville**: **i)** Spectres des terres rares normalisées à la chondrite C1; **j)** Diagramme multi-éléments normalisés au MORB de type N. Les valeurs de normalisation des diagrammes g, h, i et j sont de Sun et McDonough (1989).

Un lien génétique avec les diorites granoblastiques de la Suite de Bacqueville est par contre probable à la lumière du comportement sur les diagrammes des figures 2i et 2j de l'échantillon de cette formation pour lequel des données complètes de terres rares et d'éléments incompatibles sont disponibles (tableau 1, DT-BVC-1).

Roches tonalitiques

Les roches tonalitiques de la région se rencontrent essentiellement dans le Complexe de Loups Marins (sous-unité Alma1a), la Suite de Coursolles (unité Acou2), la Suite de Favard (unité Afav1) et la Suite de Kakiattuq (unité Akkk). Les trois premiers ensembles sont situés dans le domaine de Tikkerutuk alors que le dernier appartient au domaine du lac Minto. Des vingt-six échantillons analysés, aucun ne provient de la Suite de Coursolles. Les deux échantillons de la Suite de Kakiattuq ont été recueillis dans le secteur du lac Minto. À cet endroit, les leucotonalites de cette unité sont très hétérogènes et elles ont l'apparence de diatexite. Il est possible que les tonalites de ce secteur soient associées aux diatexites du Complexe de Roy. L'échantillonnage ne permet donc pas de comparer adéquatement la chimie des tonalites de la Suite de Kakiattuq avec celle des tonalites des autres unités.

Le caractère tonalitique de la plupart des échantillons sélectionnés est corroboré par les diagrammes de classification normative de Streckeisen et Le Maître (1979) et de Barker (1979) ainsi que par le diagramme de classification chimico-minéralogique de Debon et LeFort (1983). Tous confirment la présence de quelques échantillons localisés dans le champ des granodiorites, voire des granites. Ces échantillons proviennent des suites de Kakkiatuq et de Favard et sont les reflets probables des effets de la « granitisation diffuse » qui caractérise ces deux suites. Le diagramme de Barker de la figure 3a illustre cette situation. Pour ces deux mêmes suites, il met également en évidence quelques échantillons localisés dans le champ des trondhjemites à la limite du champ des tonalites. Le caractère géochimique des leucotonalites de la Suite de Favard rejoint les observations de Simard *et al.* (2001) dans les régions de Gayot et de Maricourt.

Le traitement statistique du dosage des éléments majeurs, mineurs et en traces restreints aux seules véritables tonalites (à l'exclusion des échantillons montrant des compositions granodioritiques ou granitiques) est présenté au tableau 2.

La silice constitue le principal élément majeur qui démarque les tonalites du Complexe de Loups Marins (67,9 % SiO₂) des leucotonalites des suites de Kakkiatuq (70,8 % SiO₂) et de Favard (70,4 % SiO₂). Cette déficience en silice des tonalites des Loups Marins est compensée plus ou moins uniformément par une légère augmentation de chacun des autres éléments majeurs et, en particulier, de ceux caractérisant la chimie des minéraux « colorés », soit Fe₂O₃, MgO et TiO₂. La somme de ces trois éléments oscille en effet entre 4 et 8 % pour les tonalites des Loups

Marins et entre 2 et 5 % pour les leucotonalites de Kakkiatuq et de Favard.

Quelles que soient les unités lithodémiques auxquelles elles appartiennent, les tonalites sont d'affinité calco-alcaline (figure 3b) et présentent un caractère transitionnel hyperalumineux-méta-alumineux (figure 3c). En outre, les appauvrissements linéaires en Al₂O₃, en CaO, en Fe₂O₃, en MgO et en TiO₂, en fonction de l'augmentation de la silice (diagrammes non présentés) témoignent de processus de différenciation magmatique sans toutefois apporter d'informations sur la nature et l'origine du ou des mécanismes qui les gouvernent.

L'analyse des éléments en traces introduit au sein des différentes unités tonalitiques une diversité dont les éléments majeurs ne rendent pas compte, mettant ainsi en évidence les limites de la portée du traitement statistique d'une unité prise dans son ensemble. Des regroupements géochimiques basés sur l'analyse des profils des terres rares (fractionnement [La/Yb]_{CI} et abondance totale des terres rares, comportement de l'euporium) et des profils multi-éléments normalisés aux chondrites ont été réalisés. Les résultats de ces regroupements sont présentés au tableau 2 et illustrés graphiquement aux figures 3f et 3g. Les principales caractéristiques que font ressortir ces regroupements sont les suivantes :

1. Une très forte anomalie positive en Eu (Eu/Eu* > 1,3) se développe sur la plupart des spectres des terres rares des tonalites de la Suite de Favard (groupes TN-FAV-2, TN-FAV-3 et TN-FAV-4). Sur ce point, les deux échantillons du groupe TN-FAV-5 font exception. Avec une anomalie négative prononcée (Eu/Eu* = 0,70), ce sont également des échantillons dont l'abondance et le fractionnement des terres rares (S terres rares = 192 ppm; (La/Yb)_{CI} = 78,6) sont parmi les plus élevés des tonalites de la région du lac Minto.

2. Des comportements non uniformes caractérisent Th et U sur le diagramme multi-éléments (figure 3g), et ce, indifféremment de l'unité tonalitique. Sur le flanc gauche du creux géochimique lié au K, Nb et Ta, des pics prononcés (groupes TN-LMA-3, TN-KKK-3, TN-FAV-3, TN-FAV-4 et TN-FAV-5) ou très atténués (groupes TN-LMA-2, TN-KKK2 et TN-FAV-2) se manifestent pour le Th. Pour le groupe TN-FAV-4, le pic de Th est accompagné d'un fort épaulement en U.

Des mécanismes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée sont évoqués pour expliquer la pétrogenèse des tonalites des suites TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite), et en particulier pour rendre compte du fractionnement des terres rares et du développement de pics positifs en Eu communément observés dans les trondhjemites-tonalites. Barker et Arth (1976) considèrent que la fusion partielle de 10 à 35 % d'une roche mère basaltique (gabbro à pyroxène-hornblende, amphibolite avec ou sans grenat) peut générer les liquides trondhjemitiques et tonalitiques présentant ces caractéristiques. Tarney *et al.* (1979), privilégient cette hypothèse pour expliquer le contexte géologique et géochimique

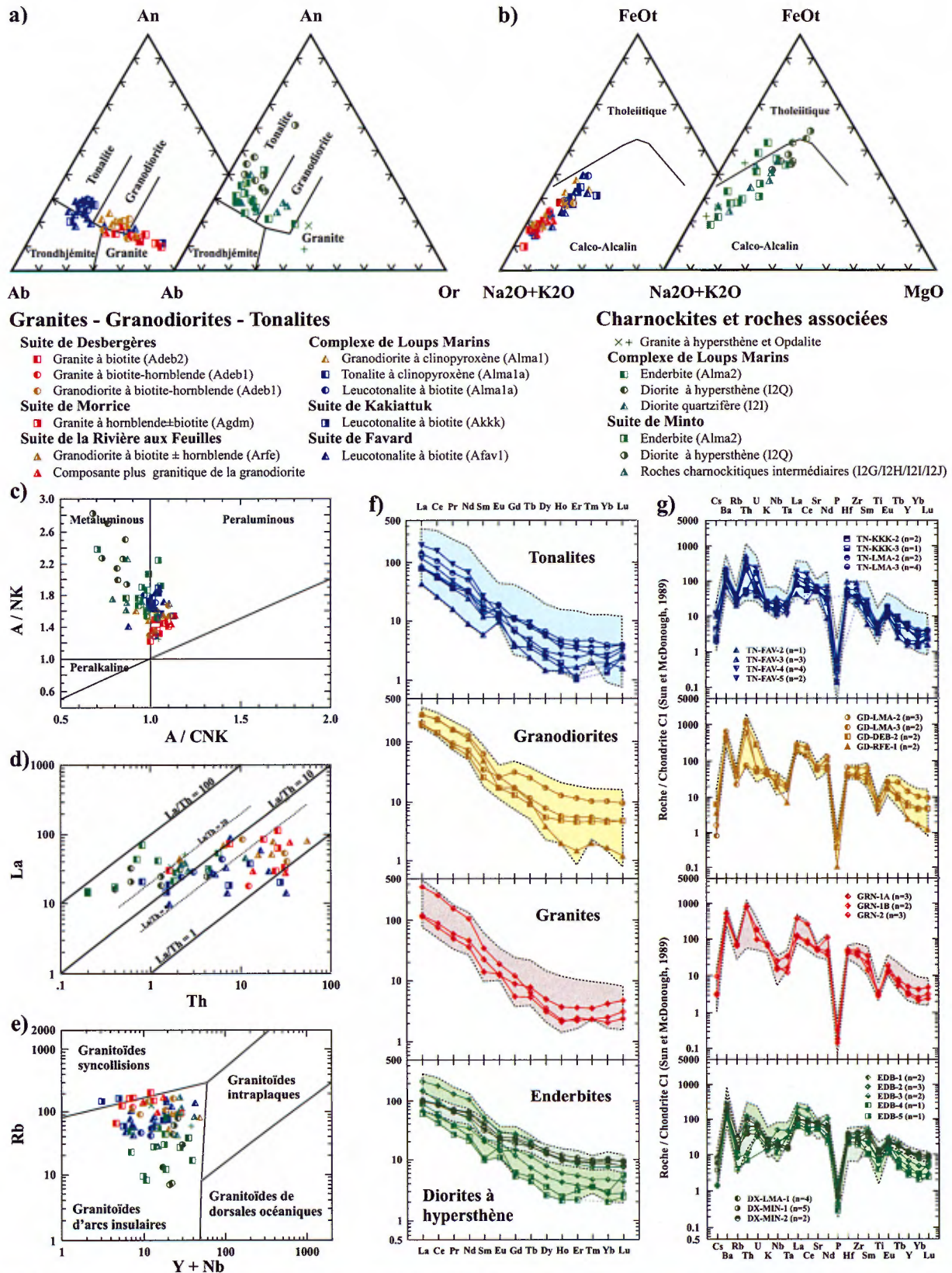


FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des tonalites, granodiorites, granites et charnockites du Complexe de Loups Marins et des suites de Desbergères, Morrice, rivière aux Feuilles, Kakiattuk, Favard, et Minto de la région du lac Minto. **a)** Diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de Barker (1979); **b)** Diagramme AFM, limite des champs tholéiitiques et calco-alcalins de Irvine et Baragar (1971); **c)** Indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); **d)** Diagramme binaire La vs Th; **e)** Diagramme discriminant des environnements géotectoniques des granitoïdes de Pearce *et al.* (1984); **f)** Diagrammes des terres rares normalisées à la chondrite C1; **g)** Diagrammes multi-éléments normalisés à la chondrite C1. Les domaines de variation totale des différentes lithologies sont illustrés en fond coloré sur les diagrammes f et g.

des gneiss trondhjémiques et tonalitiques en Écosse et au Groenland oriental. Un processus de cristallisation fractionnée contrôlé par de la hornblende, du plagioclase et des quantités accessoires d'ilménite (1 à 2 %) et d'allanite (0,3 à 0,8 %) est retenu par Martin (1987) pour expliquer les variations géochimiques en éléments majeurs et en éléments en traces d'une suite de TTG de l'est de la Finlande. Le rôle des phases minérales accessoires, et en particulier celui de l'allanite dans la définition des spectres des terres rares incite à établir un parallélisme avec les spectres observés pour les tonalites de notre étude. Outre son importance dans la définition des spectres de terres rares, notamment dans le développement du pic positif en Eu, ce minéral, reconnu pour ses concentrations significatives en Th et en U, pourrait être à l'origine des fluctuations enregistrées pour ces deux éléments dans les spectres multi-éléments des tonalites. L'allanite est une phase accessoire commune des tonalites de la région du lac Minto; son origine magmatique ou métamorphique n'a pas été précisée.

Roches granitiques et granodioritiques

Les principales roches de composition granitiques et granodioritiques appartiennent au Complexe de Loups Marins (sous-unité Alma1b) et aux suites de Desbergères (unité Adeb), de la Rivière aux Feuilles (unité Arfe) et de Morrice (unité Agdm). Les deux premiers ensembles sont localisés à l'intérieur du domaine de Tikkerutuk alors que les deux derniers se situent dans le domaine du lac Minto. La répartition des 24 échantillons analysés est inégale entre ces ensembles.

La représentation graphique des échantillons sur le diagramme de Barker (figure 3a) confirme, pour la plupart, les observations pétrographiques et les tests de coloration. Pour les fins de statistiques présentées au tableau 3, ces échantillons ont été écartés dans la mesure où les diagrammes de Streckeisen et Le Maître (1979) et de Debon et LeFort (1983) confirmaient le même diagnostic.

Un recouvrement partiel dans l'abondance des éléments majeurs marque les domaines de variation géochimique des granodiorites et des granites. Malgré ce recouvrement, quelques différences significatives marquent ces deux groupes lithologiques, les plus perceptibles se manifestant dans les contenus de la silice et du potassium. Ainsi, comme le révèle les compilations du tableau 3, la variation en SiO₂ des granodiorites se situe entre 64,36 % et 73,30 % avec des valeurs moyennes de 67,45 %, 69,55 % et 69,72 % respectivement dans le Complexe de Loups Marins (GD-LMA-1) et les suites de Desbergères (GD-DEB-1) et de la Rivière aux Feuilles (GD-RFE-1). Les granites, quant à eux, présentent un domaine de variation en silice entre 69,93 % et 75,35 % avec des valeurs moyennes de 72,75 % et 72,39 % pour les granites des suites de Desbergères (GR-DEB-1) et de la Rivière aux Feuilles (GR-RFE-1) alors que l'échantillon de la Suite de Morrice indique

72,98 % SiO₂. Dans le cas du potassium, les variations se situent entre 2,47 % et 4,25 % pour les granodiorites et entre 2,73 % et 5,50 % pour les granites.

Les granodiorites et les granites sont d'affinité calco-alcaline (figure 3b) et leur indice de saturation en alumine les place dans le domaine hyperalumineux (figure 3c; Maniar et Piccoli, 1989). Comme pour les tonalites, des tendances linéaires soulignent les appauvrissements en Al₂O₃, en CaO, en Fe₂O₃t, en MgO et en TiO₂ en fonction de la croissance du contenu en silice (diagrammes non présentés à la figure 3). Dans la plupart des cas, ces tendances se confondent avec celles observées pour les tonalites.

L'étude des éléments en traces menée avec les mêmes critères géochimiques que ceux présentés pour les tonalites introduit quelques regroupements géochimiques au sein des granodiorites et des granites. Ces regroupements mettent en évidence deux groupes géochimiques dans les granodiorites du Complexe de Loups Marins (GD-LMA-2 et GD-LMA-3) et limitent le domaine de variation des granodiorites de la Suite de Desbergères (GD-DEB-2) en écartant les échantillons pour lesquels des comportements irréguliers d'éléments en traces sont notés. La même démarche pour les roches granitiques introduit des regroupements (GRN-1A, GRN-1B et GRN-2) indépendants des unités lithodémiques. Les résultats de ces regroupements sont présentés au tableau 3 et illustrés graphiquement aux figures 3f et 3g.

Le fractionnement des terres rares des granodiorites et des granites est du même ordre avec des rapports (La/Yb)_{C1} variant de 31,2 à 51,8 pour les groupes GD-LMA-2, GD-LMA-3, GD-DEB-2, GRN-1A (Suite de Desbergères) et GRN-1B (Suite de Rivière aux Feuilles). Les granodiorites de la Suite de la Rivière aux Feuilles (GD-RFE-1) et le groupe granitique GRN-2 (échantillons des suites de Desbergères et de Morrice) font exception en montrant des patrons plus fractionnés de 176,4 et de 181,7 suggérant des degrés de différenciation magmatique plus avancés.

Les profils multi-éléments normalisés aux chondrites présentés à la figure 3g montrent également entre eux des similitudes dans leurs tendances générales. Comme pour les tonalites, une anomalie négative en Nb et Ta caractérise ces profils alors que Th et U manifestent des comportements variables mettant en particulier en évidence dans les granodiorites du Complexe de Loups Marins un groupe riche en thorium (moyenne de 17,2 ppm Th; GD-LMA-2) et un groupe pauvre en Th (moyenne 2,2 ppm; GD-LMA-3). Un épaulement d'uranium caractérise également le profil des granodiorites du groupe GD-DEB-2 de la Suite de Desbergères

Roches charnockitiques

Les roches charnockitiques définissent les unités à orthopyroxène du Complexe de Loups Marins dans le domaine de Tikkerutuk et de la Suite de Minto dans le domaine du lac Minto. Ces roches regroupent des enderbites et des

diorites à hypersthène et, en moindre quantité, des opdalites, des granites à hypersthène (charnockite) et un cortège de roches intermédiaires à orthopyroxène (monzodiorite, monzodiorite quartzifère et diorite quartzifère).

Le traitement global des roches charnockitiques sur le diagramme de Barker de la figure 3a (partie droite) voit leur confinement dans le champ des tonalites, à l'exception de quelques échantillons d'enderbite du Complexe de Loups Marins et de roches charnockitiques intermédiaires de la Suite de Minto qui se situent dans le domaine des granodiorites. Une affinité calco-alkaline ressort du diagramme AFM de la figure 3b (partie droite) et un caractère méta-alumineux du diagramme de Maniar et Piccoli (1989) de la figure 3c.

Le traitement statistique du dosage des éléments majeurs, mineurs et en traces des roches charnockitiques excluant les échantillons hors champ est présenté au tableau 4. Aucune différence significative ne ressort à la comparaison de ces données entre les lithologies équivalentes du Complexe de Loups Marins et de la Suite de Minto. Le comportement des éléments en traces confirme clairement cette assertion dans le cas des diorites à hypersthène comme l'illustrent les ressemblances présentes entre les profils des groupes DX-LMA-1, DX-MIN-1 et DX-MIN-2 sur le diagramme des terres rares (figure 3f) et le diagramme multi-éléments de la figure 3g. Dans le cas des enderbites, l'analyse des profils des terres rares et des profils multi-éléments normalisés aux chondrites permet des regroupements indépendants des unités lithodémiques. Ces regroupements qui soulignent des variations dans le fractionnement $(La/Yb)_{CI}$ et l'abondance totale des terres rares de même que dans le comportement de l'euporium (tableau 4; groupements EDB-1, EDB-2, EDB-3, EDB-4 et EDB-5) sont présentés graphiquement aux figures 3f et 3g. Dans leur présentation générale, ces diagrammes montrent des similitudes avec ceux reconnus dans les tonalites traitées précédemment. Des anomalies positives et prononcées en Eu sont présentes (EDB-4 et EDB-5) de même que des variations relatives de Th et de U. Toutefois, le fractionnement des terres rares y est communément moins accentué et l'abondance des éléments lithophiles, K, U, Th et Rb, nettement plus faible. Ces caractéristiques se traduisent graphiquement sur les diagrammes des figures 3d (La/Th entre 5 et 100 pour les enderbites et entre 1 et 20 pour les tonalites), 3e et 3g.

Roches ultramafiques et roches mafiques associées

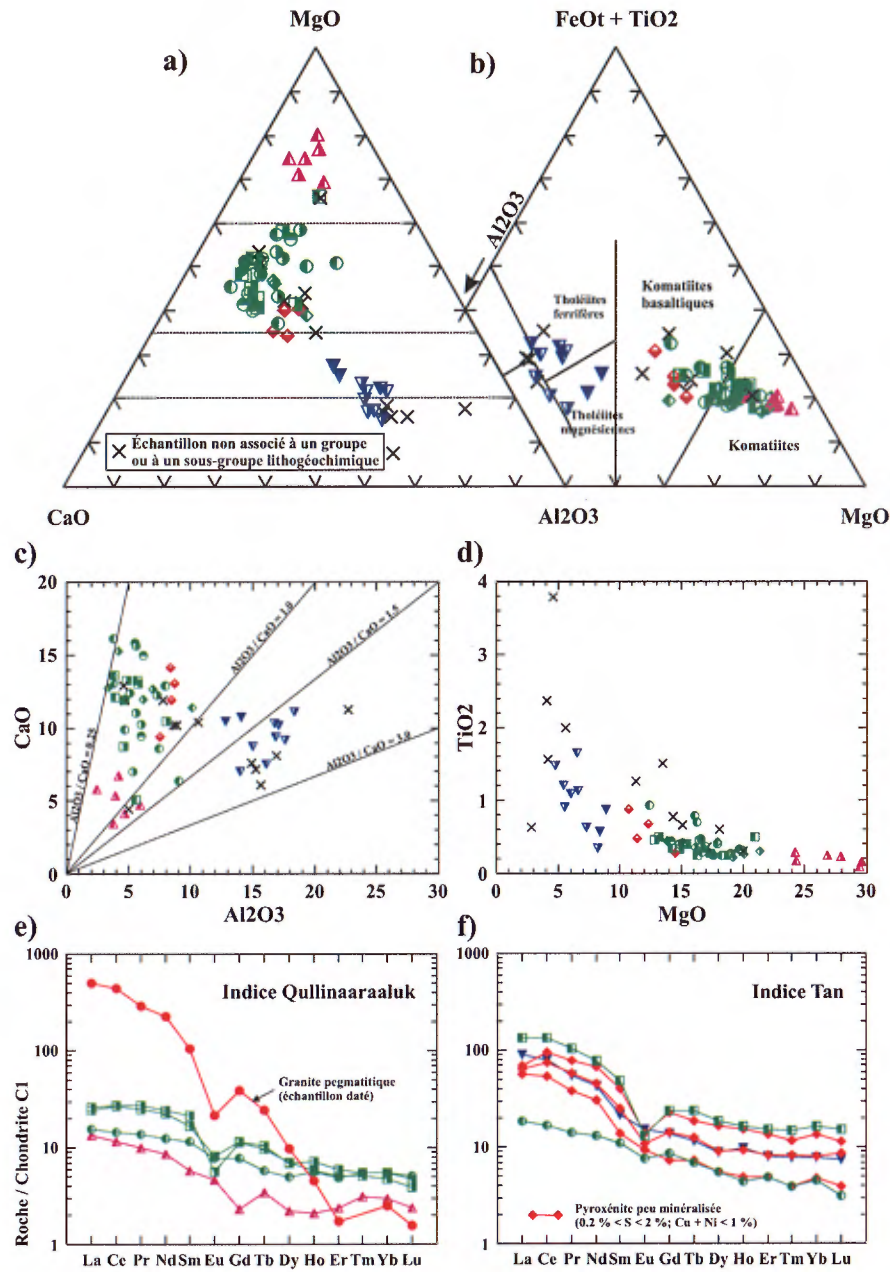
Les échantillons de roches ultramafiques et mafiques traitées dans la présente section proviennent des sous-unités Aluk1 et Aluk2 de la Suite de Qullinaaraaluk. S'y ajoutent quelques échantillons de lithologies secondaires présentes en enclaves majeures (décamétriques à hectométriques) sur des affleurements qui n'ont pas été assignés, à l'échelle cartographique de notre travail, à l'une ou l'autre

des deux sous-unités de la Suite de Qullinaaraaluk. Notre traitement intègre également des données analytiques acquises antérieurement dans les régions du lac à l'Eau Claire (Simard *et al.*, 2004), de la rivière Innuksuac (Simard *et al.*, 2003) et du lac Vernon (Parent *et al.*, 2002). Un total de 69 échantillons sont ainsi considérés dans la caractérisation géochimique que nous dressons ci-dessous.

Traitées globalement, les roches ultramafiques et mafiques de la Suite de Qullinaaraaluk définissent trois grands ensembles pétrogéochimiques (figure 4a et 4b). Ces ensembles correspondent à des péridotites à pyroxènes et hornblende, à des pyroxénites à hornblende et à des gabbros. Plusieurs échantillons riches en MgO (> 18 %) présentent des caractéristiques géochimiques analogues à celles du magmatisme komatiitique (Arndt et Nisbet, 1982; $Na_2O + K_2O < 1\%$; $TiO_2 < 1\%$). Toutefois, aucun critère de terrain ne permet de persévérer dans cette analogie, puisqu'aucune roche extrusive et, par le fait même, aucune texture spinifex n'ont été identifiées sur le terrain.

Les péridotites à pyroxènes et hornblende contiennent plus de 23 % MgO. Elles sont caractérisées pétrographiquement par une texture en cumulat dans laquelle de grandes plages, de gros cristaux ou de petits grains de hornblende verte assurent le lien à l'olivine (25 à 50 %, magnésienne et serpentinisée à des degrés divers) et aux pyroxènes. Deux groupes de péridotites ont été identifiés pour rendre compte des variations en MgO, SiO_2 , Cr, abondance totale des terres rares et du rapport $(La/Yb)_{CI}$. Avec ces éléments de référence, le groupe PRD-2 apparaît comme le groupe le plus magnésien, le plus riche en Cr et en Ni, mais également comme celui pour lequel les terres rares sont les moins fractionnées et les moins abondantes. Les principales caractéristiques géochimiques de ces deux groupes PRD-1 et PRD-2 sont présentées au tableau 5 et traduites graphiquement sur les quelques diagrammes de la figure 4. Retenons plus spécifiquement des diagrammes 4g et 4h, la concentration du fractionnement des terres rares pour les éléments légers et intermédiaires de ce groupe d'éléments (profil relativement plat de la partie terres rares lourdes des profils normalisés) et les pics négatifs en Ti, P, Ta, Nb, K, Rb et Cs des profils multi-éléments normalisés aux chondrites.

Les pyroxénites à hornblende définissent l'ensemble lithologique le plus abondant des roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk. Sur la base des éléments majeurs, cet ensemble s'inscrit dans la continuité géochimique des péridotites à hornblende (figures 4a et 4b) avec des rapports Al_2O_3/CaO (figure 4c) et Al_2O_3/TiO_2 compris respectivement entre 0,25 et 1,00 (moyenne d'environ 0,50) et 10 et 25 (moyenne d'environ 15,25). Le contenu en MgO oscille entre 11 et 22 % alors que celui de la silice se situe entre 45 et 53 %. Cette uniformité apparente cache cependant des variations plus subtiles mises en évidence par les rapports $(La/Yb)_{CI}$ et Eu/Eu^* et par les profils multi-éléments normalisés aux chondrites. Ainsi, la présence d'un hiatus marqué dans le rapport $(La/Yb)_{CI}$ pour des valeurs comprises entre 6 et 7 nous a incités à définir deux groupes majeurs



Voir les diagrammes des Terres Rares pour le symbolisme des groupes lithogéochimiques

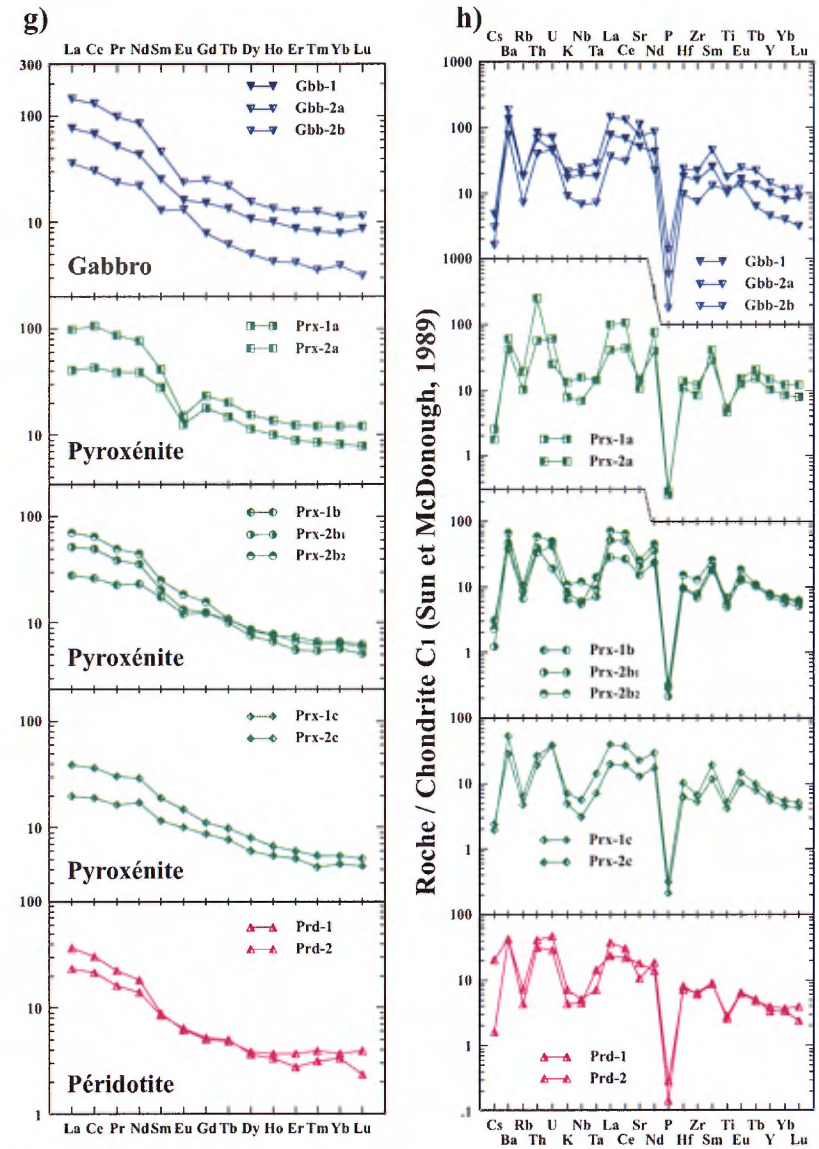


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des gabbros et roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraalik. **a)** Diagramme ternaire $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$; **b)** Diagramme ternaire de Jensen (1976); **c)** Diagramme binaire CaO vs Al_2O_3 ; **d)** Diagramme binaire TiO_2 vs MgO ; Diagrammes des terres rares normalisés à la chondrite C1 : échantillons de **e)** l'indice Qullinaaraalik et **f)** de l'indice Tan; Principaux groupes lithogéochimiques de gabbro, de pyroxénite et de périidotite normalisés à la chondrite C1 : **g)** spectres des terres rares, et **h)** diagrammes multi-éléments.

de pyroxénites. Le groupe PRX-1 correspond à celui pour lequel les pyroxénites ont des rapports $(La/Yb)_{ci}$ inférieurs à 6 (entre 2 et 6) et le groupe PRX-2 à celui pour lequel le rapport $(La/Yb)_{ci}$ est supérieur à 7 (entre 7 et 13, à l'exception de 2 échantillons). Le rapport Eu/Eu^* a été utilisé subséquemment pour mettre en évidence l'intensité du développement de l'anomalie négative ($Eu/Eu^* < 1,0$) ou positive ($Eu/Eu^* > 1,0$) en Eu dans le spectre des terres rares normalisées aux chondrites. Les paramètres utilisés pour la définition de ces groupes et sous-groupes sont rapportés au tableau 5. Il en est de même pour les moyennes des principaux dosages géochimiques et de quelques rapports caractéristiques des échantillons appartenant aux sous-groupes ainsi définis. Les figures 4g et 4h illustrent pour les éléments des terres rares et pour les éléments lithophiles incompatibles les variations ainsi détectées. Elles font ressortir en particulier un enrichissement progressif des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes qui accompagne : 1) l'intensité du pic négatif en Eu, et 2) une croissance de l'abondance totale des terres rares et de l'abondance des éléments lithophiles incompatibles. D'autre part, les spectres des diagrammes multi-éléments de la figure 4h révèlent de grandes similitudes avec ceux des péridotites. Toutefois, l'intensité de ces pics négatifs en Ti, P, Sr, Ta, Nb, K, Rb et Cs apparaît d'autant plus marquée que l'abondance des éléments incompatibles est plus grande comme le soulignent en particulier les rapports La/Ta et La/Nb du tableau 5.

Les signatures géochimiques fines que nous venons de décrire ne peuvent être clairement mises en évidence à partir de la minéralogie principale des pyroxénites (clinopyroxène – orthopyroxène – hornblende \pm biotite \pm plagioclase) ou de critères texturaux (certains échantillons ayant préservés des textures nettement magmatiques alors que d'autres présentent des textures métamorphiques granulitiques). Les variations détectées sont probablement plus à mettre en relation avec la chimie des phases minérales principales ou avec des variations subtiles dans l'abondance et la chimie des minéraux accessoires.

Quelques échantillons considérés comme des gabbros et des gabbronorites sur le terrain se distribuent dans l'aire de dispersion des pyroxénites à hornblende (losanges bruns partiellement remplis des figures 4a, 4b, 4c et 4d) parmi les échantillons les plus pauvres en MgO (10 à 13 %) de ce groupe. Les particularités géochimiques de chacun de ces échantillons ne permettent pas de les assigner clairement à l'un des sous-groupes reconnus dans les pyroxénites, pas plus qu'elles ne permettent d'établir un lien pertinent avec les gabbros que nous traiterons dans les prochaines lignes. Ces spécimens semblent correspondre à des faciès plus différenciés, plus plagioclasiques, ou à des faciès « contaminés » de pyroxénite à hornblende.

Les gabbros définissent le troisième ensemble lithologique de la séquence de roches ultramafiques et mafiques de la Suite Qullinaaraaluk. La géochimie de leurs éléments majeurs les isole nettement des pyroxénites à hornblende

et permet de les affilier à une série magmatique d'affinité tholéiitique (figures 4a et 4b). Toutefois, tous les gabbros ne présentent pas les mêmes caractéristiques lorsque les éléments mineurs et en traces sont considérés. Le rapport Al_2O_3/CaO permet d'isoler, avec un rapport situé entre 1,0 et 1,5, deux échantillons de gabbro fortement magnésiens (groupe GBB-1 : MgO moyen de 8,61 %); pour les autres gabbros, ce même rapport se situe entre 1,5 et 3,0. Tous les gabbros ont un rapport $(La/Yb)_{ci}$ supérieur à 7,0 et, à l'exception des deux échantillons du groupe GBB-1, ils présentent un pic d'Eu modérément négatif (groupe GBB-2a) ou faiblement positif (groupe GBB-2b). Les observations pétrographiques permettent de reconnaître dans le groupe GBB-2a des gabbronorites leucocrates et à texture primaire magmatique bien préservée. Dans le groupe GBB-2b, elles définissent des gabbros métamorphisés au faciès des amphibolites dans lesquels persistent des îlots à texture ophitique. Les moyennes des principaux dosages géochimiques et de quelques rapports caractéristiques des trois sous-groupes de gabbro sont présentées au tableau 5. Comme pour les pyroxénites à hornblende, l'abondance des terres rares et des éléments incompatibles (figures 4g et 4h) apparaît d'autant plus élevée que le pic négatif en Eu est prononcé. Pour le sous-groupe Gbb-2c, les pics positifs en Eu (figure 4g) et en Sr (figure 4h) et la plus faible abondance des éléments incompatibles suggèrent l'incorporation, dans la paragenèse de ces roches, de quantités significatives de plagioclases de cumulus et/ou intratelluriques.

La plupart des échantillons de roches ultramafiques et mafiques de la Suite de Qullinaaraaluk traitées ci-dessus proviennent de sites isolés et sans relations spatiales ou stratigraphiques connues les uns par rapport aux autres. Dans ces conditions, la mise en évidence d'un ou de plusieurs processus magmatiques cohérents à l'échelle régionale pour expliquer les variations observées s'avère hasardeuse. Deux sites, soit ceux des indices minéralisés de Qullinaaraaluk et de Tan, ont été l'objet d'un échantillonnage plus diversifié et offrent la possibilité de s'engager dans cette démarche. Les diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites des figures 4e et 4f suggèrent en effet la présence de deux lignées magmatiques, l'une plus pauvre initialement en éléments incompatibles et au patron de terres rares moins fractionné (indice Qullinaaraaluk) que l'autre (indice Tan). Sur cette prémisses, les variations enregistrées dans les pyroxénites à hornblende au travers des sous-groupes PRX-1a, PRX-1b et PRX-1c d'une part, et les sous-groupes PRX-2a, PRX-2b₁, PRX-2b₂ et PRX-2c d'autre part, pourraient être l'expression de cette dualité. Les similitudes dans les patrons des diagrammes multi-éléments montrent clairement que ces deux lignées sont nées et ont évolué dans des conditions physicochimiques semblables. Des hétérogénéités dans la région source ou des différences de fusion partielle du matériau source pourraient expliquer les différences originales de chacune des deux lignées. Par contre, une différenciation par cristallisation fractionnée contrôlée dans une large mesure en fin

de processus par le plagioclase est postulée pour les deux lignées.

L'indice de Qullinaaraaluk appartient au domaine du lac Minto alors que l'indice Tan est situé dans le domaine de Tikkerutuk. La possibilité d'une régionalisation des deux suites ultramafiques postulées apparaît ainsi envisageable. La distribution spatiale des échantillons affiliés à chacune d'elles ne la soutient cependant pas et la présence à l'indice Tan d'un échantillon de pyroxénite peu fractionné l'illustre (figure 4h). La présence de minéralisation sur ces deux sites suggère en outre que cette discrimination géochimique ne constitue pas, a priori, un métallotecte majeur pour évaluer le potentiel métallifère des roches ultramafiques de la Suite de Qullinaaraaluk.

L'isolement des points représentatifs des analyses des gabbros de ceux des pyroxénites à hornblende, tel qu'exprimé par la géochimie des éléments majeurs (figures 4a, 4b, 4c et 4d), questionne la présence d'un lien pétrogénétique entre ces deux ensembles pétrogéochimiques. L'échantillon du sous-groupe GBB-1 présent à l'indice Tan (figure 4f) provient d'une zone riche en plagioclase et à caractère dioritique, isolée au sein des pyroxénites à hornblende. L'autre échantillon de ce même sous-groupe appartient à un corps hectométrique, massif et homogène. Les échantillons de gabbro des deux autres sous-groupes se répartissent à peu près également entre des affleurements dépourvus de matériau ultramafique et des affleurements où ces deux lithologies se côtoient intimement, mais où les relations sont communément masquées par de nombreuses injections felsiques qui confèrent à l'ensemble une structure de brèche ou de mégabrèche. L'origine des gabbros ne semble donc pas unique. Produits de fin de cristallisation du magmatisme ultramafique ou d'un véritable magmatisme mafique indépendant du magmatisme ultramafique, ségrégations majeures enrichies en plagioclases au sein des corps de roches ultramafiques, produits de contamination ou d'assimilation métamorphique par l'encaissant, constituent autant de possibilités pour expliquer leur formation.

Dykes de diabase protérozoïques

Des dykes de diabase protérozoïques d'épaisseur variable (quelques décimètres à quelques mètres, rarement décimétriques) caractérisent près d'une centaine d'affleurements visités au cours de l'été 2003. Les trois principales orientations de ces dykes sont E-W, NW-SE (N330°) et WNW-ESE (N300°); elles sont accompagnées de deux orientations de moindre importance, ENE-WSW (N070°) et N-S. Afin de caractériser la géochimie de ces dykes et, en particulier, de détecter une éventuelle signature géochimique directionnelle, un total de 28 échantillons représentant les cinq directions et répartis sur l'ensemble du territoire cartographié au cours de l'été 2003 a été analysé pour les éléments majeurs et les éléments en traces.

L'affinité tholéiitique des dykes apparaît clairement sur le diagramme ternaire de Jensen (1976) de la figure 5b. La

dispersion des points sur ce diagramme met cependant en évidence deux regroupements majeurs, l'un dans le domaine des ferrotholéiites, l'autre dans celui des tholéiites magnésiennes. Cette distinction est soutenue dans la plupart des diagrammes de variation binaire mettant en relation le magnésium avec un élément majeur ou un élément en traces compatible ou incompatible. La relation Cr-MgO de la figure 5a illustre ce propos et justifie l'individualisation des tholéiites magnésiennes pour définir les diabases du groupe 1 du présent rapport. Des fluctuations géochimiques affectent également les ferrotholéiites. Celles-ci s'expriment essentiellement par le comportement des éléments compatibles et quelques rapports caractéristiques entre ces éléments. Les diagrammes Zr/Y vs Ti/Y et (La/Yb)_{Cl} vs La_{Cl} des figures 5c et 5d mettent en évidence quelques paramètres qui nous ont permis d'identifier trois groupes géochimiques parmi les ferrotholéiites. De l'ensemble des données initiales, quelques échantillons exhibent isolément des particularités géochimiques qui ne permettent pas de les rapprocher des groupes géochimiques précédemment définis. Les effets d'une carbonatation prononcée et la présence d'amygdales comblées de quartz ou de chlorite caractérisent quelques-uns de ces échantillons. Une contamination crustale du magma lors de la mise en place ou la présence d'une signature géochimique particulière peu exprimée dans la région du lac Minto constituent d'autres explications pour rendre compte de ces particularités. Nous n'élaborerons pas davantage sur ces échantillons dans les lignes qui suivent. Les compositions géochimiques minimales, maximales et moyennes des groupes géochimiques précédemment définis sont présentées au tableau 6.

Les diabases du groupe 1 sont des tholéiites magnésiennes qui se distinguent des ferrotholéiites des groupes 2, 3 et 4 par des contenus plus élevés en MgO (7,72 %), en Cr (196 ppm) et en Ni (81 ppm) et par des contenus plus faibles en alcalis (< 2,5 % Na₂O + K₂O), en TiO₂ (0,96 %), en terres rares (somme ETR = 42,7 ppm) et en la plupart des éléments incompatibles immobiles ou mobiles comme l'illustrent les diagrammes de la figure 5e. Du point de vue de la minéralogie, cinq des sept échantillons qui représentent le groupe 1 contiennent de 5 à 10 % d'olivine. Les deux autres sont légèrement feldspatho-porphyriques et une légère altération caractérise la matrice interstitielle de la trame plagioclasique sans que des traces d'olivine ne soient observées. Du point de vue de la structure, six des dykes analysés appartiennent au réseau de dykes NNW-SSE (N322° à N330°), le septième de direction N295° ayant été associé au réseau WNW-ESE. Du point de vue de la distribution spatiale, les sept échantillons du groupe 1 se distribuent dans un corridor de direction N320° à N330° d'une trentaine de kilomètres de large traversant la région du feuillet 34G approximativement du NW au SE et interceptant le lac Minto dans sa partie médiane. Buchan *et al.* (1998) a daté à 1998 Ma un essaim de dykes de diabase de direction W-NW à NW à l'extrémité SW du lac Minto. Cet

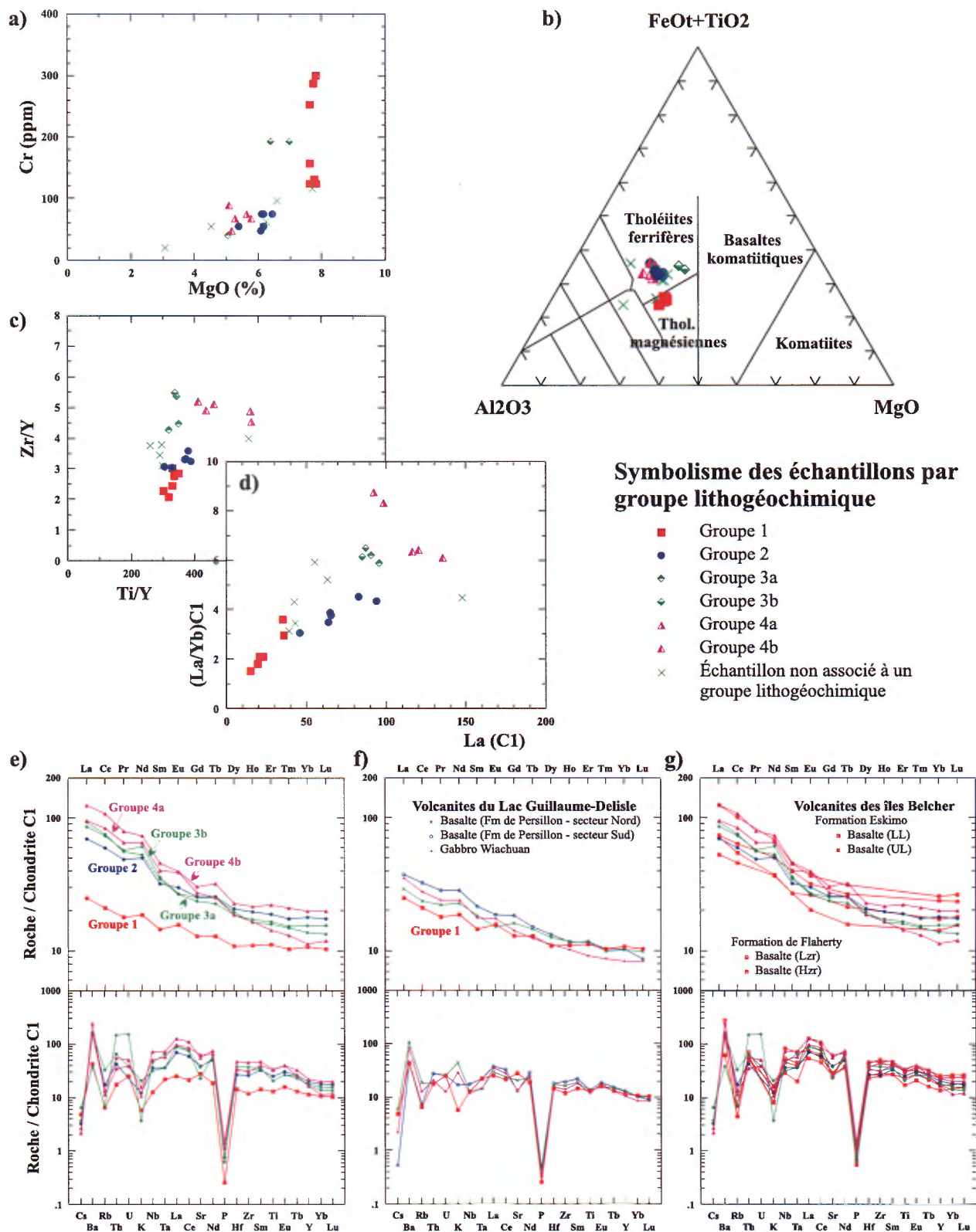


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des dykes de diabase de la région du lac Minto. a) Diagramme binaire Cr vs MgO; b) Diagramme ternaire de Jensen (1976); c) Diagramme binaire Zr/Y vs Ti/Y; d) Diagramme binaire (La/Yb)C1 vs (La)C1; e) Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés à la chondrite C1 : e) groupes lithogéochimiques de la région du lac Minto; f) comparaison des spectres du groupe 1 avec les volcanites du Lac Guillaume-Delisle; g) comparaison des spectres des groupes 2, 3a, 3b, 4a et 4b avec les volcanites des îles Belcher.

essaïm, défini comme « l'essaïm de Minto », est caractérisé par une diabase à augite titanifère pouvant contenir jusqu'à 30 % d'olivine. Dans ce même essaïm, des quantités mineures d'orthopyroxène sont présentes dans les dykes dépourvus d'olivine. Par leur minéralogie et leur orientation, les diabases du groupe 1 montrent des similitudes avec l'essaïm de Minto. L'absence de données analytiques pour ce dernier ne permet pas de confronter plus avant une éventuelle affiliation géochimique.

Le groupe 2 définit un ensemble géochimique constitué de six échantillons provenant de cinq dykes E-W et d'un dyke N-S de 5 m d'épaisseur distribués dans les deux tiers sud des feuilletés 34F et 34G. Parmi les ferrotholéiites, les diabases du groupe 2 se caractérisent par des rapports Zr/Y et Ti/Y respectivement situés entre 3 et 4 (moyenne 3,26) et 300 et 400 (moyenne 357), soit les rapports les plus faibles enregistrés dans les ferrotholéiites (figure 5c) de la région du lac Minto. Une même situation caractérise l'abondance totale des terres rares (somme moyenne de 107 ppm) et le fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($(La/Yb)_{ci}$ entre 3,0 et 4,5 avec une moyenne de 3,84; tableau 6 et figures 5d et 5e).

Les diabases des groupes 3 et 4 ont en commun de présenter des rapports Zr/Y et $(La/Yb)_{ci}$ les plus élevés des ferrotholéiites ($Zr/Y > 4$ et $(La/Yb)_{ci} > 5$). Il en est de même pour le contenu total en éléments des terres rares avec respectivement 123 ppm et 144 ppm pour les groupes 3 et 4. Le critère discriminant entre ces deux groupes réside dans le contenu en TiO_2 . Ce dernier est relativement constant à l'intérieur de chacun des groupes avec 1,52 % pour le groupe 3 et 2,40 % pour le groupe 4, et ce, pour des concentrations très semblables en Zr (132 ppm et 140 ppm) et en Y (27 ppm et 29 ppm). Comme l'illustrent les diagrammes des figures 5c et 5d, quelques fluctuations internes se manifestent à l'intérieur de chacun de ces deux groupes. L'identification des sous-groupes 3a, 3b, 4a et 4b vise à mettre en évidence ces fluctuations particulières (tableau 6). Graphiquement, sur le diagramme multi-éléments de la figure 5e, les plus tangibles de ces fluctuations se manifestent par une accentuation marquée des pics négatifs en K, Rb et Sr et des pics positifs en Th et U du sous-groupe 3b par rapport au sous-groupe 3a. D'autre part, par la concentration en Cr (192 ppm), Ni (78 ppm) et Cu (190 ppm), le sous-groupe 3b présente des caractéristiques comparables à celles du groupe 1 (figure 5a).

Les quatre échantillons de diabase du groupe 3 proviennent de dykes de directions différentes, à l'exclusion de la direction E-W régionalement dominante. Les cinq échantillons du groupe 4, quant à eux, se dispersent de part et d'autre d'une direction générale E-W en adoptant des attitudes variant de NE-SW à ESE-WNW. Ces derniers offrent en outre la particularité d'être regroupés dans la partie NW de la région cartographiée.

Les principaux diagrammes discriminants d'environnement géotectonique (Pearce et Cann, 1973; Meschede, 1986; Wood, 1980) permettent de définir un environnement de basaltes intraplaques (WPB) pour les diabases du groupe 4 (voir également figure 5c). Sur ces mêmes diagrammes, l'assignation des diabases des autres groupes à un environnement précis est plus aléatoire puisque le champ de dispersion de leurs points représentatifs chevauche d'un diagramme à l'autre, les champs des basaltes de rides médio-océaniques (de type N ou E), des basaltes intraplaques, voire des basaltes d'arcs insulaires (tholéiitiques ou calco-alcalins). Ce type d'ambiguïtés soulignées et discutées par Pearce (1996 et références attenantes) est réduite par une approche probabilistique plus large de ce dernier auteur. Tant sur le diagramme de Pearce et Cann (1973) que sur celui de Wood (1980), cette approche permet de reconnaître dans l'aire de dispersion des diabases de la région du lac Minto, la signature géochimique de basaltes continentaux développés à l'aplomb d'une croûte continentale atténuée. Les anomalies négatives en Nb et Ta (par rapport à La et Th) et en Ti (figures 5e) sont conformes au spectre attendu des tholéiites continentales, que celles-ci soient produites par la fusion à des degrés divers du manteau lithosphérique sous-continentale (Turner et Hawhesworth, 1995) ou, comme Arndt *et al.* (1993) l'envisagent, par l'assimilation des matériaux crustaux à faible concentration en Nb et Ta encaissant les magmas initiés à la base de la croûte continentale. Selon cette dernière hypothèse, le magma des diabases du sous-groupe 3b, plus riches en Th et en U, porterait les marques d'une contamination crustale plus importante ou de composition plus felsique.

Dans le contexte régional, la possibilité de lien génétique entre les dykes de diabase et les séquences volcaniques continentales et d'âge Protérozoïque de la Formation de Persillon (Groupe du Golfe de Richmond; Labbé et Lacoste, 2004) ou des formations de d'Eskimo et de Flaherty (Îles Belcher; Legault *et al.*, 1994) peut être brièvement évalué à la lumière des profils des terres rares et des diagrammes multi-éléments normalisés des figures 5f et 5g. Ces diagrammes illustrent, d'une part, un lien pétrogénétique possible entre les diabases du groupe 1 et les volcanites de Persillon et, d'autre part, des comportements géochimiques proches entre les diabases des groupes 2, 3 et 4 et les volcanites des îles Belchers. Dans le premier cas, rappelons qu'un âge de 2025 ± 25 Ma, proche de celui de l'essaïm de Minto (Buchan *et al.*, 1998) est postulé par Chandler et Parrish (1989). Dans le second cas, une analyse comparative plus fine doit être menée dans la mesure où le spectre des terres rares est significativement plus aplati dans le domaine des terres rares lourdes pour les volcanites des îles Belcher.

RÉFÉRENCES

- ARNDT, N.T. - CZAMANSKE, G.K. - WOODEN, J.L. - FEDORENKO, V.A., 1993 - Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*; volume 223, pages 39-52.
- ARNDT, N.T. - NISBET, E.G., 1982 - What is a Komatiite? *In* : Komatiites (N.T. Arndt and E.G. Nisbet, eds), George Allen & Unwin; London, pages 19-27.
- BARKER, F., 1979 - Trondhjemite : definition, environment and hypotheses of origin. *In* : Trondhjemites, Dacites and Related rocks (F. Barker, ed.); Elsevier, Amsterdam, pages 1-12.
- BARKER, F. - ARTH, J.G., 1976 - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and the archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*; volume 4, pages 596-600.
- BUCHAN, K.L. - MORTENSEN, J.K. - CARD, K.D. - PERCIVAL, J.A., 1998 - Palcomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*; volume 35, pages 1054-1069.
- CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHANDLER, F.W. - PARRISH, R.R., 1989 - Age of the Richmond Gulf Group and implications for rifting in the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Precambrian Research*; volume 44, pages 277-288.
- DEBON, F. - LEFORT, P., 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*; volume 73, pages 135-149.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JENSEN, L. S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of natural Resources, Division of Mines, Ontario, Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- LABBÉ, J.Y. - LACOSTE, P., 2004 - Minéralisations en Cu-Ag dans les basaltes protérozoïques de la région du lac Guillaume-Delisle, Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2004-02, 32 pages.
- LEGAULT, F. - FRANCIS, D. - HYNES, A. - BUDKEWITSCH, P., 1994 - Proterozoic continental volcanism in the Belcher Islands : implications for the evolution of the Circum Ungava Fold Belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 1536-1549.
- MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARTIN, H., 1987 - Petrogenesis of archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*; volume 28, pages 921-953.
- MESCHEDE, M., 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*; volume 56, pages 207-218.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M. - LACOSTE, P., 2002 - Géologie de la région du lac Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 pages.
- PEARCE, J. A., 1996 - A user's guide to basalt discrimination diagrams. *In* : Trace element geochemistry of volcanic rocks : applications for massive sulphide exploration (D.A. Wyman, ed.); Geological Association of Canada, Short Course; volume 12, pages 79-113.
- PEARCE, J. A. - CANN, J. R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. - GALE, G.H., 1977 - Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London; Special Publication*, 7, pages 14-24.
- PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, volume 25, pages 956-983.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BEGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- SHERVAIS, J.W., 1982 - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 59, pages 101-118.
- SIMARD, M. - GOSSELIN, C. - DAVID, J., 2001 - Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M., 2003 - Géologie de la région de la rivière Innuksuac (34K et 34L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-10, 43 pages.
- SIMARD, M. - PARENT, M. - THÉRIAULT, R. - DAVID, J. - LACOSTE, P. - SHARMA, K.N.M., 2004 - Géologie de la région du lac à l'Eau Claire (34B et 34C). Ministère des Ressources naturelles, Faune et Parcs, Québec; RG 2003-08, 46 pages.
- SIMARD, M. - CHEVÉ, S. - DAVID, J. - LABBÉ, J.-Y. - SHARMA, K.N.M., 2005 - Géologie de la région du lac Minto (34F et 34G). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-04.
- STRECKEISEN, A. - Le MAITRE, R.W., 1979 - A chemical approximation of the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neue Jahrbuch Mineral. Abh.*; volume 136, pages 169-206.
- SUN, S.S. - McDONOUGH, W.F., 1989. - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *In* : Magmatism in ocean basins (A.D.

- Saunders and M.J. Norry, eds), Geological Society of London; Special Publication 32, pages 313-345.
- TARNEY, J. - WEAVER, B. - DRURY, S.A., 1979 - Geochemistry of archaean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and East Greenland. *In* : Trondhjemites, Dacites and Related rocks (F. Barker, ed.), Elsevier, Amsterdam; pages 275-299.
- TURNER, S. - HAWKESWORTH, C., 1995 - The nature of the sub-continental mantle : constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, volume 120, 295-314.
- WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

TABLEAU 5 - Composition géochimique des roches ultramafiques et des roches mafiques associées de la Suite de Qullinaaraaluk.

	Péridotites		Pyroxénites							Gabbro		
	PRD-1	PRD-2	PRX-1a	PRX-1b	PRX-1c	PRX-2a	PRX-2b1	PRX-2b2	PRX-2c	GBB-1	GBB-2a	GBB-2b
(La/Yb) _{c1}	---	---	< 6.0	< 6.0	< 6.0	> 7.0	6.0 < - < 10.0	> 10.0	> 7.0	---	---	---
Eu/Eu*	---	---	< 0.7	0.7 < - < 0.9	0.9 < - < 1.1	< 0.7	0.7 < - < 0.9	0.7 < - < 0.9	0.9 < - < 1.1	---	---	---
Al ₂ O ₃ /CaO	---	---	---	---	---	---	---	---	---	1.0 < - < 1.5	1.5 < - < 3.0	1.5 < - < 3.0
N	3	3	5	8	4	4	6	3	3	2	4	4
SiO ₂ (%)	42,62	47,54	52,23	49,44	49,43	51,65	50,11	50,16	49,79	49,35	47,67	48,48
TiO ₂ (%)	0,21	0,19	0,39	0,51	0,31	0,34	0,36	0,40	0,38	0,73	1,27	0,84
Al ₂ O ₃ (%)	4,29	4,03	5,58	5,73	5,16	4,76	5,81	5,92	6,23	13,45	15,48	17,46
Fe ₂ O _{3t} (%)	14,28	13,89	11,77	12,77	10,56	11,03	11,17	9,89	10,14	10,87	14,62	11,79
MnO (%)	0,17	0,19	0,19	0,19	0,17	0,20	0,17	0,15	0,16	0,17	0,16	0,11
MgO (%)	28,13	25,97	14,95	16,77	18,36	17,20	16,99	16,40	17,30	8,61	6,12	6,44
CaO (%)	5,44	4,66	11,47	11,43	13,17	11,03	11,44	13,44	12,37	10,62	8,18	10,20
Na ₂ O (%)	0,69	0,49	1,03	0,89	0,80	0,80	1,00	1,13	0,89	3,12	3,09	2,68
K ₂ O (%)	0,28	0,46	0,51	0,42	0,32	0,86	0,53	0,71	0,47	1,10	1,39	0,58
P ₂ O ₅ (%)	0,04	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,06	0,09	0,09	0,16	0,38	0,05
Cr ₂ O ₃ (%)	0,44	0,20	0,06	0,12	0,26	0,17	0,28	0,21	0,10	0,04	0,01	0,01
PAF (%)	3,43	1,90	1,66	1,28	1,28	1,63	1,93	1,50	1,90	1,55	1,20	1,25
C total (%)	0,16	0,22	0,20	0,16	0,12	0,13	0,17	0,18	0,19	0,24	0,09	0,17
S (%)	0,06	0,11	0,27	0,31	0,12	0,27	0,22	0,10	0,16	0,15	0,16	0,20
Sc (ppm)	22	24	61	55	57	46	47	49	48	37	30	24
V (ppm)	96	92	217	233	188	128	166	165	156	208	339	267
Cr (ppm)	3018	1341	380	793	1758	1143	1916	1441	655	267	53	55
Co (ppm)	124,2	119,5	75,0	86,0	78,5	81,0	77,7	66,4	75,6	51,1	46,4	60,0
Ni (ppm)	528,6	259,3	117,0	141,5	157,6	466,9	138,8	113,8	144,7	79,3	28,1	51,3
Cu (ppm)	30,8	53,7	126,7	109,7	96,0	350,5	115,5	34,6	140,0	197,4	57,0	82,0
Zn (ppm)	40	33	18	18	11	28	16	13	17	28	66	30
Rb (ppm)	10,0	17,0	23,7	15,4	11,0	43,6	19,8	24,4	14,8	41,7	43,5	16,3
Sr (ppm)	129,2	75,9	107,0	111,2	93,1	75,5	152,7	185,1	161,6	364,8	527,4	790,3
Y (ppm)	5,2	6,2	15,9	12,1	8,5	23,0	11,0	12,3	10,5	15,5	22,4	7,0
Zr (ppm)	23,2	24,9	46,3	26,6	20,3	32,2	29,8	49,3	25,5	60,1	84,5	28,3
Nb (ppm)	1,1	1,3	1,7	1,3	0,8	3,8	1,5	3,0	1,4	4,7	5,9	1,7
Cs (ppm)	0,3	3,8	0,5	0,6	0,5	0,3	0,2	0,4	0,4	0,9	0,3	0,6
Ba (ppm)	101	101	102	91	69	146	112	162	128	319	454	184
Hf (ppm)	0,9	0,8	1,5	1,0	0,7	1,2	1,0	1,6	1,1	1,9	2,5	1,0
Ta (ppm)	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,1
Th (ppm)	0,9	1,2	1,7	1,0	0,6	7,2	1,2	1,7	0,8	2,4	2,0	1,1
U (ppm)	0,2	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,2	0,4	0,3	0,6	0,4	0,4
La (ppm)	5,6	8,7	9,6	6,7	4,7	23,2	12,1	16,7	9,3	18,2	34,3	6,5
Ce (ppm)	13,1	18,7	26,4	16,1	11,7	64,3	30,1	39,6	22,5	41,2	78,7	18,5
Pr (ppm)	1,52	2,12	3,68	2,18	1,58	8,21	3,72	4,75	2,86	4,87	9,16	2,28
Nd (ppm)	6,5	8,6	18,3	10,8	8,0	35,6	16,6	20,9	13,5	19,9	39,7	10,2
Sm (ppm)	1,3	1,4	4,3	2,7	1,8	6,3	3,2	3,9	2,9	3,9	7,0	2,0
Eu (ppm)	0,37	0,36	0,73	0,71	0,59	0,88	0,78	1,07	0,86	0,93	1,39	0,76
Gd (ppm)	1,07	1,03	3,66	2,56	1,81	4,81	2,61	3,24	2,32	3,12	5,05	1,63
Tb (ppm)	0,19	0,18	0,56	0,41	0,29	0,76	0,38	0,41	0,37	0,50	0,82	0,23
Dy (ppm)	0,93	0,99	2,89	2,18	1,54	3,92	1,93	2,24	2,06	2,74	3,91	1,27
Ho (ppm)	0,19	0,21	0,57	0,43	0,31	0,77	0,38	0,45	0,38	0,57	0,76	0,24
Er (ppm)	0,46	0,62	1,47	1,22	0,85	2,05	0,93	1,12	1,00	1,45	2,10	0,69
Tm (ppm)	0,08	0,10	0,22	0,17	0,11	0,31	0,14	0,16	0,14	0,21	0,32	0,09
Yb (ppm)	0,57	0,63	1,40	1,15	0,77	2,06	0,96	1,10	0,93	1,34	1,91	0,67
Lu (ppm)	0,06	0,10	0,20	0,16	0,11	0,31	0,13	0,15	0,13	0,22	0,29	0,08
Al ₂ O ₃ /CaO	0,83	0,92	0,50	0,58	0,40	0,53	0,53	0,47	0,52	1,27	1,91	1,72
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21,14	25,14	14,69	12,13	16,84	14,46	17,45	15,27	16,06	19,49	12,45	26,99
Na ₂ O + K ₂ O	0,97	0,95	1,54	1,31	1,12	1,66	1,52	1,84	1,37	4,21	4,48	3,26
Zr/Y	4,65	4,57	3,03	2,19	2,38	1,48	2,77	4,16	2,42	3,86	3,73	4,05
La/Ta	43,17	94,00	72,50	39,33	53,00	143,61	118,00	130,33	56,00	72,92	81,94	93,00
La/Nb	5,04	6,54	6,97	6,25	6,54	6,88	8,25	6,62	7,44	3,87	5,66	5,62
Eu/Eu*	0,91	1,01	0,53	0,80	0,99	0,47	0,80	0,90	0,97	0,80	0,70	1,24
(La/Yb) _{c1}	7,04	10,59	4,85	4,16	4,44	8,17	8,98	10,78	7,14	9,77	12,83	9,65
(La/Sm) _{c1}	2,90	4,27	1,40	1,58	1,74	2,36	2,69	2,96	2,04	3,20	3,07	2,78
(Tb/Yb) _{c1}	1,49	1,30	1,83	1,63	1,70	1,72	1,73	1,69	1,84	1,69	1,94	1,66
± ETR	31,9	43,7	73,9	47,4	34,2	153,4	74,0	95,7	59,3	99,0	185,4	47,0

Résumé

Cette étude lithogéochimique a été réalisée à partir des résultats d'analyse de 177 échantillons de roches recueillis lors d'un levé géologique effectué au cours de l'été 2003 dans la région du lac Minto, dans le Grand Nord québécois (rapport no RG 2004-04). Cette région est constituée principalement de roches archéennes intrusives recoupées par des dykes étroits de diabase protérozoïques. L'étude traite des points suivants : 1) les amphibolites et les roches granulitiques intermédiaires à mafiques; 2) les roches tonalitiques; 3) les roches granitiques et granodioritiques; 4) les roches charnockitiques; 5) les intrusions ultramafiques à mafiques; et 6) les dykes de diabase protérozoïques.