

RP 2004-01

ETUDE LITHOGEOCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DU ND DES ASSEMBLAGES VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES DE LA REGION SUD DU GRAND-NORD QUEBÉCOIS

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 

Étude lithogéochimique et isotopique du Nd des assemblages volcaniques et plutoniques de la région sud du Grand-Nord québécois

Michel Boily¹
Alain Leclair²
Charles Maurice²
Alain Berclaz²
Jean David²

RP 2004-01

Mots-clés : Grand-Nord du Québec, Province du Supérieur, isotopes du Nd, géochimie, roches plutoniques, évolution tectonomagmatique.

RÉSUMÉ

Les roches de la région sud du Grand-Nord québécois (feuilletés SNRC 24D, 24E, 23M, 34A, 34H et 33P) sont constituées de plusieurs suites volcaniques et de cinq séries plutoniques majeures. Ces dernières comprennent : (1) La série des tonalite-trondjémite-granites (TTG) composée des orthogneiss anciens (2833-2803 Ma) et des roches intrusives foliées et granitisées (2758-2719 Ma); (2) la série des granodiorites mégaporphyriques, massives à foliées (2714-2683 Ma); (3) la série des granites tardifs (2701-2683 Ma); (4) la série des roches intrusives, mafiques-ultramafiques (2730-2710 Ma); et (5) la série des granitoïdes à pyroxènes (2729-2690 Ma).

Le volcanisme bimodal mésoarchéen (2,88 Ga) associé à une séquence de *rift* continental (p. ex.: la ceinture volcanosédimentaire de Vénus) engendre des laves mafiques-ultramafiques et des tufs felsiques. Leurs signatures en néodyme isotopique, positives pour les compositions mafiques-ultramafiques ($\epsilon\text{Nd}_t = +1,47$ à $+2,47$) et fortement négatives pour les roches felsiques ($-1,42$ à $-1,75$), indiquent une source mantellique juvénile pour les premiers et une fusion directe d'une croûte sialique (tonalitique ?) plus vieille que 3,0 Ga pour les seconds.

Les granitoïdes foliés à granitisés de la série TTG présentent des teneurs en Al_2O_3 (13,6-18,3 % poids) et Na_2O (3,1-5,5 % poids) ainsi que des rapports $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{nc}}$ (1,6-129,1) et Sr/Y (7-232) élevés qui définissent les caractères chimiques distinctifs des suites TTG archéennes. À l'exception d'un échantillon de trondjémite, l'ensemble des plutons affiche des valeurs ϵNd_t crustales ($+0,0$ à $-2,67$) se situant nettement au-dessous du champ d'évolution du manteau archéen appauvri du Supérieur-Nord. La série des granodiorites porphyriques, massives à foliées, est de composition intermédiaire à felsique ($\text{SiO}_2 = 60,6$ -75,4 % poids) et présente un fractionnement important des ETR ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{nc}} = 10$ -84). Les roches intrusives de la série des granites tardifs possèdent une signature géochimique (p. ex.: $\text{Sr}/\text{Y} = 57$, $\text{Zr}/\text{Y} = 24$ et $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{nc}} = 94$) caractérisant les magmas felsiques issus de la fusion crustale à grande profondeur (c.-à-d. 35 à 40 km). Combinées aux valeurs $\epsilon\text{Nd}_t = (+0,45$ à $-4,43)$, la chimie des séries des granodiorites porphyriques/granites tardifs implique la fusion d'une croûte sialique (tonalitique) formée entre 2811 et 2758 Ma dont certaines composantes enrichies sont plus vieille que 3,0 Ga. La composition isotopique ($\epsilon\text{Nd}_t = +0,40$ à $-1,17$) et géochimique ($\text{Zr}/\text{Y} = 3$ à 8 et $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{nc}} = 3,8$ à 11,4) des gabbros-grabbonorites de la série des roches mafiques-ultramafiques révèle une dérivation d'une source mantellique ayant subi un enrichissement prolongé en ETR légers ($> 2,8$ Ga) ou implique une contamination substantielle de magmas mafiques par une croûte sialique ancienne ($> 3,0$ Ga). Les données géochimiques et isotopiques ($\epsilon\text{Nd}_t = -0,27$ à $-1,90$) provenant de la série des granitoïdes à pyroxène semblent confirmer que les sous-unités Alma1b et Alma1c du Complexe des Loups Marins seraient les équivalents anhydres et de haute température des suites de Desbergères, de Maurel (série des granodiorites mégaporphyriques massives à foliées) et de Tramont (série des granites tardifs). Cependant, la sous-unité Alma1a et l'unité Alma2 du Complexe des Loups Marins sont similaires aux suites de Coursolles et de Favard (série des TTG).

1. GÉON

2. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs

Ainsi, les cinq suites plutoniques générées entre 2758 et 2683 Ma sont associées à des valeurs ϵ_{Nd} (+0,45 à -4,43) qui témoignent soit de la fusion d'une croûte à hétérogénéité isotopique incorporant une composante plus vieille que 3,0 Ga, soit d'une contamination substantielle des magmas primaires par ce matériel crustal. Les données isotopiques du Nd nous indiquent que la croûte mésoarchéenne ne forme probablement pas de fragments de protocraton sur lesquels se greffent les assemblages volcanoplutoniques et volcanosédimentaires néoarchéens, mais qu'elle constitue plutôt une entité plus vaste et intensément recyclée lors des épisodes magmatiques néoarchéens.

L'exploration minière dans la région du Grand-Nord a connu un nouvel essor grâce aux travaux de cartographie menés par le MRNFP dans des secteurs largement méconnus jusqu'à la fin des années 1990. Notre étude, s'appuyant sur la géochimie, agit comme complément à ces travaux en proposant une nouvelle classification des suites volcaniques et plutoniques et en précisant leur évolution tectonomagmatique. Elle contribue également à cibler ou à éliminer des suites quant à leur potentiel minéral. Ainsi, la série des granites tardifs contient des plutons monzogranitiques générés par la fusion en profondeur de la croûte tonalitique et dont les signatures géochimiques les excluent de tout modèle de minéralisation en métaux rares. Par contre, certains pyroxénites et gabbros appartenant à la série des roches mafiques-ultramafiques présentent des variations chimiques similaires à celles des pyroxénites de la suite de Qullinaaraaluk qui sont associées à des indices minéralisés en Ni-Cu-Co.

INTRODUCTION

L'évolution tectonomagmatique de la croûte archéenne demeure un aspect controversé de l'étude de la formation de la croûte terrestre. Ainsi, plusieurs des modèles mis de l'avant pour expliquer la création d'un craton tonalitique entre 3,5 et 2,7 Ga proposent des mécanismes radicalement différents reposant largement sur des études effectuées sur des terrains volcano-sémenaires et volcano-plutoniques souvent peu à modérément déformés et métamorphisés (cf. Zegers et Van Keken, 2002; Smithies, 2000; de Witt, 1998; Martin, 1993, 1999). Toutefois une large proportion de la croûte archéenne (jusqu'à 90 % de la surface de la Province du Supérieur dans le Grand Nord du Québec) est occupée par des terrains plutoniques, certains métamorphisés, et ce n'est que récemment que leur importance a été reconnue dans l'élaboration de modèles tectonomagmatiques (Leclair *et al.*, 2002; Percival et Mortensen, 2002; Whalen *et al.*, 2002; Sawyer, 1998). La cartographie systématique à l'échelle 1:250000 entreprise depuis 1998 par le ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs (MRNFP) dans le Grand-Nord du Québec a fourni une occasion unique d'étudier un large segment de ce type de croûte archéenne (par ex.: Berclaz *et al.*, 2001; Gosselin et Simard, 2000; Parent *et al.*, 2000). En plus de produire des cartes géologiques, ces relevés ont permis de recueillir une banque de données géochimiques, géochronologiques et pétrographiques. Notre étude géochimique profite de ces nouvelles données pour tenter d'élucider l'évolution tectonomagmatique de la partie sud des terrains archéens du Grand-Nord québécois. Ce compte rendu porte sur les travaux géochimiques effectués dans une région située entre les latitudes 55°N et 58°N et les longitudes 70°W et 74°W, soit les feuillets SNRC 24D, 24E, 23M, 34A, 34H et 33P (figures 1 et 2).

OBJECTIFS

Boily *et al.*, (2002) ont complété une étude géochimique des assemblages volcaniques affleurant dans les six feuillets SNRC visés par cette étude. Ainsi, une large proportion de nos travaux est consacrée à la géochimie des suites plutoniques, bien que de nouvelles données isotopiques du Nd proviennent également d'échantillons de roches volcaniques. Les principaux objectifs poursuivis par cette étude sont :

1- D'effectuer une classification des suites plutoniques reconnues lors de la cartographie régionale à l'aide des données pétrographiques et géochimiques.

2- D'identifier la composition des sources des roches plutoniques et volcaniques et de préciser les processus contrôlant leur évolution magmatique en se basant sur les données géochimiques et les analyses isotopiques du Nd

3- De proposer des corrélations entre les différentes unités plutoniques.

4- D'élaborer des modèles tectonomagmatiques.

5- De contribuer à la résolution de certains problèmes pétrogénétiques spécifiques à la région et aux terrains archéens en général, dont le mode de formation des suites TTG et des granitoïdes à pyroxènes (suites « charnockitiques »).

GÉOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA RÉGION DU GRAND-NORD

La région du Grand-Nord est principalement constituée par le bloc de Minto et la sous-province de Bienville. Elle est délimitée à l'est par les roches paléoprotozoïques de la Fosse du Labrador et au nord et à l'ouest par les équivalents de l'orogène Trans-Hudson (figure 1). Au sud et au sud-est, la région est bordée par les roches volcanoplutoniques de la sous-province de La Grande et les roches métamorphiques et plutoniques de la Sous-province d'Ashuanipi. Les travaux de Percival *et al.* (1996, 1992) ont permis de subdiviser le bloc de Minto en domaines lithotectoniques comparables aux sous-provinces du Supérieur, soit les domaines d'Inukjuak, de Tikkerutuk, du lac Minto, de Qalluviartuq, de Goudalie, d'Utsalik, de Lepelle et de Douglas Harbour (figure 1).

Dans la région étudiée, le domaine de Goudalie expose en abondance des fragments de croûte tonalitique ancienne (2,8-3,0 Ga) (figure 2). Les lambeaux et ceintures volcano-sédimentaires présentent des assemblages constituant des fragments d'anciens plateaux océaniques, d'arcs continentaux/océaniques ainsi que des empilements associés à un rift continental (Boily *et al.*, 2002). Ces roches volcaniques sont incluses dans les complexes de Gayot (2881-2875 Ma), de Duvert (2787 Ma) et de Garault (2786 Ma). Le domaine de Goudalie est envahi par de nombreuses suites plutoniques syn- à tardi-cinématiques dont des suites de TTG (2758-2719 Ma), des granodiorites porphyriques (2700-2696 Ma), des granites tardifs (< 2,7 Ga) et des diatexites (2713-2671 Ma) (Simard *et al.*, 2000; Gosselin et Simard, 2000; Parent *et al.*, 2000). Du nord au sud, à partir du contact avec la sous-province de Minto, la sous-province de Bienville préserve sur 200 km une transition graduelle de l'orientation du grain structural qui passe du NNW à EW. De nature essentiellement plutonique, les rares assemblages supracrustaux du Bienville sont métamorphisés au faciès des amphibolites supérieures à celui des granulites. La sous-province est constituée de suites mafiques-ultramafiques (pyroxénites à gabbroïques), de granodiorites porphyriques, de tonalites-trondhjémites, et de granitoïdes à clinopyroxène et/ou orthopyroxène (2720-2690 Ma) (Gosselin *et al.*, 2002, 2001; Ciesielski, 1999). Les lithologies exposées dans le sud du domaine du lac Minto sont très similaires à celles rencontrées

dans la sous-province de Bienville en particulier à l'intérieur des feuillettes SNRC 34A et 33P (figure 2). La principale différence réside dans l'exposition de lambeaux de ceintures volcanosédimentaires appartenant au Complexe de Dupire (2787 Ma) (Parent *et al.* 2000 et Lamothe, 1997). Ces derniers reconnaissent, à l'intérieur du domaine du lac Minto, le sous-domaine de Dupire qui se distingue par la présence de granitoïdes de différentes compositions et par un métamorphisme au faciès des amphibolites (figure 2). Le domaine d'Utsalik est principalement défini par un magmatisme plutonique calco-alcalin tonalitique à granodioritique (à env. 2725 Ma); plusieurs suites contenant du clinopyroxène ou de l'orthopyroxène, tandis que celui du domaine de Tikkerutuk est plus jeune (2702 Ma; Percival *et al.*, 2001; Stern *et al.*, 1994)

LES SÉRIES PLUTONIQUES

Les récents travaux de cartographie menés par les géologues du MNRFPQ combinés aux résultats des études pétrographiques, géochimiques et géochronologiques ont permis de définir cinq séries plutoniques majeures : (1) La série des TTG comprenant des orthogneiss anciens (2833-2803 Ma) et des roches intrusives foliées et granitisées (2758-2719 Ma); (2) la série des granodiorites mégaporphyriques massives à foliées (2714-2683 Ma); (3) la série des granites tardifs (2701-2683 Ma); (4) la série des roches intrusives mafiques-ultramafiques (2730-2710 Ma) et (5), la série des granitoïdes à pyroxènes (2729-2690 Ma) (figure 2). Les descriptions mégascopiques des différentes séries plutoniques proviennent des travaux de Gosselin et Simard, (2000) (région du lac Gayot, SNRC 23M), Simard *et al.* (2000) (région de Maricourt, SNRC 24D); Berclaz *et al.* (2001) (région du lac Aigneau, SNRC 24E et 24F/04); Gosselin *et al.* (2001) (région des lacs des Loups Marins; SNRC 34A); Gosselin *et al.* (2002) (région du lac Bienville, SNRC 33P) et Parent *et al.* (2000) (région du lac Nedlouc, SNRC 34H et 24E). Les âges de cristallisation des roches intrusives sont extraits des travaux de David (en préparation).

La série des TTG

Les orthogneiss anciens

Les orthogneiss anciens appartiennent aux suites de Brésolles (Abre) et de Suluppaugalik (Aspk). La première suite affleure uniquement dans le domaine de Goudalie et occupe une grande surface des feuillettes SNRC 23M et 24D, tandis que la suite Aspk chevauche les domaines de Minto et d'Utsalik dans les feuillettes SNRC 24E et 34H (figure 2). Les gneiss de la suite de Brésolles présentent un aspect rubané souligné par la présence de bandes blanchâtres

tonalitiques et de bandes gris foncé de composition intermédiaire à mafique (diorite et diorite quartzifère). Ils affichent communément un rubanement droit et régulier affecté par de nombreux plissements. On retrouve également des enclaves centimétriques à décimétriques de diorite dans les horizons tonalitiques. Certains des rubans mélanocrates peuvent représenter des enclaves d'amphibolites très étirées. La suite de Suluppaugalik est caractérisée par des tonalites très hétérogènes qui contiennent des enclaves allongées (< 1 m) ou une alternance de bandes de diorites, d'hornblendites et d'amphibolites transposées dans la foliation.

Diagramme Streckeisen (QAP)

Reportées dans le diagramme QAP de Streckeisen, les roches de l'unité de Brésolles affleurant dans la région du lac Bienville (SNRC 33P), présentent une composition essentiellement tonalitique/trondhjémitique avec quelques compositions dioritiques, granodioritiques et granitiques (figure 4a). Il est possible que l'apparition de roches granodioritiques et granitiques soit due à l'injection de magmas plus jeunes associés aux suites granitiques et granodioritiques tardives.

Géochronologie

Deux déterminations isotopiques U/Pb effectuées sur des zircons extraits des rubans de composition dioritique de la suite de Brésolles ont révélé des âges de 2803±8 Ma (SNRC 23M) et de 2811±4 Ma (SNRC 34A) respectivement. Dans la région de Maricourt, Percival *et al.* (2001) ont daté un gneiss tonalitique à biotite et à hornblende à 2833±5 Ma. La suite de Suluppaugalik a généré un âge U/Pb de 2805+9/-4 Ma. La mise en place des orthogneiss anciens s'effectue donc entre 2833 et 2803 Ma (figure 3).

Les TTG foliés et granitisés

Les TTG foliés et granitisés couvrent une vaste superficie et appartiennent aux suites de Favard (Afav) et de Coursolles (Acou). La suite de Favard comprend une unité de diorite foliée (Afav1) et une unité principale de leucotonalite (trondhjémite) à biotite (Afav2). La suite de Coursolles (Acou) est caractérisée par une unité précoce composée de diorites, de diorites quartzifères, de monzodiorites quartzifères et de rares gabbros (Acou1) ainsi que par une unité principale de tonalites à hornblende et à biotite (Acou2). Les roches intrusives des suites Acou et Favard présentent un aspect massif à foliée qui devient localement gneissique. Les diorites et les diorites quartzifères (Acou1) forment, en plusieurs endroits, des masses volumineuses (< 100 m) alternant en rubans avec les tonalites (Acou2) ou des enclaves pluridécimétriques à décimétriques très homogènes et foliées qui localement se résument à des schlierens. Les roches ont également subi une granitisation variable (10 à 60 % en volume) qui se traduit par la présence

de phases de composition granitique à granodioritique. Celles-ci forment des bandes diffuses plus ou moins continues ou des amas distribués de façon hétérogène. Le phénomène de granitisation s'intensifie souvent près des bordures des masses granodioritiques de la suite de Desbergères (Adeb), ce qui présuppose un lien entre la mise en place des plutons et la granitisation.

Diagramme Streckeisen (QAP)

Les proportions modales de quartz, albite et feldspath potassique des roches intrusives constituant les TTG foliées dans la région du lac Bienville mettent en évidence la nature tonalitique/trondhjémitique de la suite de Favard par opposition à l'importance des compositions tonalitiques et dioritiques (diorite, diorite quartzifère, monzodiorite quartzifère) de la suite de Coursolles (figure 4a et b). Notons la présence de roches de composition granitique à granodioritique à l'intérieur de chaque suite. Ceci peut refléter l'existence de matériau d'origine anatectique distribué de façon hétérogène.

Géochronologie

Trois échantillons provenant des trondhjémites de l'unité Afav1 ont procuré des âges U/Pb de 2730 Ma (SNRC 23M), 2749±4 Ma (SNRC 24D) et 2741±4 (SNRC 33P) Ma respectivement. Une injection de trondhjémite attribuée à l'unité Afav1 dans les gneiss de Brésolles a donné un âge comparable de 2754±11/-9 Ma (SNRC 24D). Les tonalites à biotite-hornblende de la suite Acou ont révélé des âges U/Pb de 2758±11 Ma et 2756±8 Ma dans la région des lacs des Loups Marins, tandis qu'ils ont généré un âge beaucoup plus jeune dans la région de Maricourt (2718±11/-8 Ma). Dans la région du lac Bienville (SNRC 33P), une diorite quartzifère de l'unité Acou1 a procuré un jeune âge U/Pb de 2719±2 Ma, ce qui, selon Gosselin *et al.* (2002), suggère deux épisodes magmatiques distincts à l'intérieur de la suite Acou. Ainsi, les suites de Favard et de Coursolles se seraient mises en place entre 2754 et 2730 Ma et 2758 à 2719 Ma respectivement (figure 3).

Géochimie

La série des TTG (Tonalites-Trondhjémites-Granodiorites) constituant les suites de Coursolles et de Favard est dominée par des tonalites et des granodiorites, mais les roches trondhjémittiques et dioritiques-monzodioritiques sont également abondantes (figure 4d). Lorsque l'on considère uniquement les phases tonalitiques-trondhjémittiques et granodioritiques ($\text{SiO}_2=56,2-75,9$ % poids), celles-ci présentent des teneurs en Al_2O_3 (13,6-18,0 % poids) (figure 4g), Na_2O (3,32-5,52 % poids) et Sr (164-717 ppm) (figure 4e) élevées et des concentrations en ÉTRL_o (Éléments des Terres Rares Lourdes) ($\text{Yb}=0,1-2,1$ ppm) et Y (2-38) faibles à modérées. Ainsi, on observe des rapports $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}=5,8-$

111,4; $\bar{x}=33,8$), Sr/Y (8-232; $\bar{x}=90$) et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,7-7,8; $\bar{x}=2,7$) élevés (figure 4f) et Rb/Sr (0,04-0,46; $\bar{x}=0,2$) modérés qui définissent les caractères chimiques distinctifs des suites TTG archéennes tels que décrits par Martin et Moyen (2002), Martin (1999, 1993), Drummond et Defant (1990) et Arth *et al.* (1978). Notons cependant que les variations les plus fortes se produisent à l'intérieur des roches intrusives felsiques (tonalites leucocrates et trondhjémites; c.-à-d. $\text{SiO}_2=66,1-75,9$ % poids). Ainsi, les variations prononcées des rapports $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ (6-111), Sr/Y (11-232) et Zr/Y (8-620) contrastent avec celles exprimées par les roches intrusives mafiques à intermédiaires (c.-à-d. $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ (9-34); Sr/Y (8-99); Zr/Y (1-18) (figure 4c)). Les tonalites leucocrates et les trondhjémites de la suite de Favard expriment bien ces variations qui sont largement attribuables à une diminution drastique en ÉTRL_o (Yb_{NC} (9-1) et Y (2-10 ppm), même si un appauvrissement généralisé en ÉTR est observé (figure 4j et k). Les trondhjémites les plus différenciées ($\text{SiO}_2=70,9-74,4$ % poids) montrent les faibles teneurs en ΣÉTR et des anomalies positives significatives en Eu (figure 4j).

Toutefois, la majorité des tonalite-trondhjémites et granodiorites montrent des profils des terres rares normalisés sur les chondrites qui reflètent également le caractère typique de la série TTG, soit un enrichissement modéré en ÉTRL_é (Éléments des Terres Rares Légères) ($[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{NC}}=1,2-23,4$) et des patrons rectilignes accompagnés de faibles anomalies positives ou négatives en Eu, bien que plusieurs ne montrent aucune anomalie. De plus, ces TTG expriment des faibles concentrations en MgO (0,19-3,19 % poids) (figure 4h) et Cr (16-120 ppm) ainsi que des corrélations négatives entre les teneurs en SiO_2 (% poids) et les concentrations en CaO, TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MgO et Al_2O_3 (%poids) (figure 4g, h). On remarque un recoupement important à l'intérieur des divers diagrammes géochimiques impliquant les suites de Coursolles et de Favard. Toutefois, les roches intrusives de la suite de Favard, y compris les tonalites-granodiorites, semblent plus différenciées comme en témoignent la présence de tonalites siliceuses et de trondhjémites et l'absence de diorites. Ceci se traduit, en autres, par des plus faibles teneurs en ΣÉTR, Y, MgO et Sr (figure 4e-h) ainsi que des rapports plus élevés en Zr/Y et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (figure 4f).

Si on exclut les nombreuses enclaves métavolcaniques et métasédimentaires ainsi que les dykes gabbroïques, la composante TTG des orthogneiss anciens (suites Asp_k et Abre) présente une signature géochimique très comparable à celle de la suite de Favard (figure 4e-h). En effet, les orthogneiss affichent des concentrations en SiO_2 (60,0-76,7 % poids), Al_2O_3 (14,1-17,4 % poids) MgO (0,05-2,76 % poids), Sr (73-708 ppm) et des rapports Zr/Y (5-51), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,55-7,13) et $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ (7,4-129) similaires.

La suite de Coursolles est caractérisée par la présence de diorites, diorites quartzifères et de monzodiorites quartzifères. Ces roches, ferrifères ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}=4,32-13,40$ % poids) et peu magnésiennes (Mg_{no} = 36-63), sont de compositions mafiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2=49,1-63,3$ % poids)

(figure 4h, l). Elles présentent des teneurs modérées à élevées en LILE (Large Ion Lithophile Elements) (par ex.: Ba = 247-1293; \bar{x} = 706 ppm; Rb = 20-149; \bar{x} = 86 ppm), Sr (467-811, \bar{x} = 625 ppm) mais relativement appauvries en Cr (20-120, \bar{x} = 66 ppm). Les rapports Zr/Y (3-18), Rb/Sr (0,03-22), Sr/Y (16-98) sont modérés et varient positivement, tout comme le Mgno, avec la silice. La figure 4l indique clairement que ces roches intrusives intermédiaires sont pour la plupart trop pauvres en SiO₂ et Mgno pour appartenir aux termes mafique-intermédiaires des suites adakitiques. Rappelons que ces dernières sont constituées de volcanites intermédiaires à felsiques générées par la fusion de la plaque océanique dans les arcs océaniques cénozoïques. Plusieurs chercheurs, dont Martin et Moyen (2002), Martin (1999, 1993) et Drummond *et al.* (1996), considèrent que les caractères chimiques distinctifs des TTG (c.-à-d. SiO₂ > 70 % poids; Al₂O₃ > 15% poids; Na₂O/K₂O > 1; Ba et Sr > 500 ppm; Yb < 1 ppm et [La/Yb]_{NC} > 10) montrent qu'elles sont les équivalents archéens des adakites cénozoïques. Toutefois, même si les diorites-monzodiorites du Grand-Nord conservent le caractère sodique (Na₂O/K₂O = 1,2-3,8) et alumineux (Al₂O₃ = 14,1-19,4 % poids) et les teneurs élevées en Sr, Ba et ÉTRLÉ des adakites cénozoïques, elles demeurent moins appauvries en Y et Yb ce qui produit des rapports [La/Yb]_{NC} (6-25) et Sr/Y (16-98) plus modérés. D'autre part, on peut les différencier également des roches intrusives composant la suite dite "sanukitoïde" qui désigne une série de plutons dioritiques-monzodioritiques et granodioritiques syn à post-tectoniques affleurant dans le sud-ouest la province du Supérieur (Stern *et al.*, 1989). Celle-ci, contrairement aux termes dioritiques-monzodioritiques de Coursolles, est caractérisée par des teneurs en Ni et Cr > 100 ppm, un Mgno > 60 et manifeste un enrichissement prononcé en Ba, Sr (600-1800 ppm) et ÉTRLÉ (La_{NC} > 200).

La série des granodiorites porphyriques massives à foliées

Dans la région étudiée, la série granodioritique est constituée des suites de Maurel (Amau) et de Desbergères (Adeb). La plus importante en volume, la suite de Maurel se compose de granodiorites porphyriques et de granites en formant des masses intrusives plurikilométriques ou des dykes à l'intérieur d'unités plus anciennes. La suite de Maurel est caractérisée par une texture porphyrique révélée par des phénocristaux de feldspath potassique (1 à 5 cm) dont le pourcentage varie de 5 à 25 %, mais qui peut atteindre jusqu'à 50 % de la roche. Celle-ci présente un aspect massif ou faiblement folié, sauf près des zones de faille où la foliation s'accroît.

La suite de Desbergères (Adeb) comprend surtout des granodiorites et quelques granites affleurant en masses intrusives de dimension plurikilométrique. On observe fréquemment des cristaux de feldspath potassique (1 à 2 cm) concentrés à l'intérieur d'horizons métriques ou disséminés dans la granodiorite (1 à 2 % de la roche). Les granodiorites

de Desbergères présentent un aspect massif à légèrement folié et d'après leur texture et leur composition, ils ressemblent à la fraction granodioritique des unités « granitisés » de la suite Favard.

Diagramme Streckeisen (QAP)

Dans le feuillet du lac Bienville (SNRC33P), le diagramme QAP révèle qu'en plus des granodiorites et des monzogranites, la suite de Maurel comprend également des monzodiorites quartzifères, des monzodiorites et des tonalites (figure 5a), tandis qu'il confirme la nature granodioritique à granitique de la suite de Desbergères.

Géochronologie

La suite de Maurel a livré, dans la région du lac Gayot, un âge U/Pb de 2685 Ma, tandis qu'une date significativement plus ancienne de 2707±5 Ma a été obtenue dans la région du lac Bienville (SNRC 33P). Un échantillon de granodiorite de la suite de Maurel prélevé dans la région de Maricourt (SNRC 24D) a procuré un âge de 2683 +4/-2 Ma, bien qu'un échantillon de composition similaire recueilli dans la région des lacs des Loups Marins a donné un âge plus ancien de 2714±12 Ma qui correspond à celui obtenu sur la fraction granodioritique issue de la granitisation de la suite de Favard (c.-à-d. 2713±2 Ma) (figure 3). Les âges U/Pb déterminés jusqu'à présent suggèrent que le magmatisme de la série des granodiorites comprend au moins deux épisodes distincts (Gosselin *et al.*, 2002).

Géochimie

La série des granodiorites porphyriques est calco-alcaline et métalumineuse à légèrement peralumineuse (A/CNK = 0,85-1,15). Elle se compose principalement de granodiorites, mais elle comprend aussi des tonalites et des monzogranites avec quelques roches de composition dioritique à monzodioritique. La série est intermédiaire à felsique (SiO₂ = 60,6-75,4 % poids) et appauvrie en Fe₂O_{3T} (5,58-0,96 % poids), MgO (2,78-0,11 % poids) et TiO₂ (0,07-0,82 % poids) (figure 5h). De façon prévisible, les concentrations en MgO, Fe₂O_{3T}, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O et le rapport Na₂O/K₂O, ce dernier reflétant l'affinité potassique de la suite, diminuent avec l'augmentation en silice (figure 5g, h). Les rapports Zr/Y (7-76, \bar{x} = 20) et Rb/Sr (0,06-0,98; \bar{x} = 0,41) sont modérés et relativement constant entre 60-70 % poids SiO₂, bien que des variations importantes soient observées dans les termes les plus siliceux (>70 % poids) (figure 5i). Les concentrations en Ba (320-1900; \bar{x} = 918 ppm) (figure 5e), Zr (78-282; \bar{x} = 161 ppm), Rb (54-284; \bar{x} = 138 ppm) sont également modérées et présentent une diminution avec la silice. Seules les teneurs en Sr (217-948; \bar{x} = 449 ppm) affichent des corrélations négatives avec la silice (figure 5f). Les profils de terres rares normalisés aux chondrites (figure 5b) illustrent un enrichissement en ÉTRLÉ ([La/Sm]_{NC} = 3,2-10,7) et un

appauvrissement modéré à fort en ÉTRL_o ($[La/Yb]_{NC} = 10-84$ et $Yb_{NC} = 12,5-1,1$). Les profils affichent de légères anomalies négatives en Eu ou aucune anomalie. Un seul échantillon présente une anomalie positive prononcée. Ce dernier est également caractérisé par un fort appauvrissement en ÉTRL_o. Le diagramme multiéléments normalisés par rapport au manteau primordial (figure 5c) illustre les anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et P et l'enrichissement en Ba, Th et U qui constituent les traits distinctifs des suites plutoniques archéennes calco-alkalines intermédiaires à felsiques.

La composition chimique et les variations exprimées par la série des granodiorites sont comparées à celles du batholite de Lount lake, sous-province de Winnipeg River (Beakhouse et McNutt, 1991), des plutons de Tipitipisu et de Taylor, sous-province de La Grande (Boily et Goutier, non-publié) et des granodiorites à hornblende de la suite de la Rivière aux Feuilles (Arfe), bloc de Minto (Stern *et al.*, 1994) (figure 5b, c, e-h). Ces plutons et batholites syn- à tardi-tectoniques, souvent de dimensions pluri-kilométriques et de forme tabulaire, présentent une grande homogénéité. Ils sont dominés par des compositions granodioritiques (à hornblende±biotite) à granitique (à biotite), avec des proportions mineures de tonalites, et possèdent un faciès mégaporphyrique à feldspath potassique. Ces suites ou séries granodioritiques calco-alkalines archéennes sont souvent représentées comme les équivalents des roches intrusives tonalitiques-granodioritiques qui forment les batholites continentaux mésozoïques-cénozoïques associés à la subduction d'une plaque océanique sous une marge continentale (par ex.: Batholite Côtier du Pérou (Boily *et al.*, 1989); Sierra Nevada, Californie). Cependant, ces suites phanérozoïques diffèrent par leur nature plus « primitive » (monzodiorite-granodiorite vs. granodiorite-granite), mais surtout par l'absence d'appauvrissement en ÉTRL_o et Y qui conduisent à des rapports Zr/Y (5-7) et $[La/Yb]_{NC}$ (6,8-9,2) plus faibles (figure 5b, e-h).

La série des granites tardifs

Les granites tardifs sont regroupés à l'intérieur des suites de Tramont (Atra), de Morrice (Agdm), de Dufrebois (Aduy) et de La Chevrotière (Alcv). La suite de Tramont (Atra) comprend des masses de dimension pluri-kilométrique ou des dykes et injections multiples à l'intérieur des autres suites volcanoplutoniques. Le granite de Tramont est homogène et présente une texture massive à légèrement foliée. Il est caractérisé par un faible pourcentage de minéraux mafiques (1 à 5 %) dominés par la biotite ou la chlorite. Le granite renferme parfois des enclaves des roches encaissantes (diorites, tonalites, paragneiss), surtout en bordure des roches intrusives.

Dans la région du lac Nedlouc (SNRC 34H), les suites de Morrice (Agdm) et de Dufrebois (Aduy) réunissent l'ensemble des roches intrusives et des dykes de composition granitique à l'exception des monzogranites porphyriques de la suite de La Chevrotière (Alcv). Peu déformés et légèrement foliés, les granites de Morrice présentent une granulométrie grossière qui évolue vers une texture pegmatitique.

Le granite contient de la biotite et de la hornblende et recoupe la plupart des suites plutoniques et volcaniques. Les observations cartographiques montrent la présence de contact graduel entre les diatexites et les granites.

La suite de La Chevrotière (Alcv) comprend des roches intrusives de composition monzogranitique, monzonitique à granodioritique, à phénocristaux de feldspath alcalin affleurant dans les feuillettes du lac Nedlouc (SNRC 34H) et du lac Aigneau (SNRC 24E). La suite recoupe les roches intrusives des suites de la rivière aux Feuilles (Arfe), de Monchy (Amcy) et de Suluppaugalik (Aspk). Les monzogranites et les granodiorites présentent des mégacristaux de microcline et d'orthose (1 à 10 cm). On observe communément une foliation magmatique exprimée par un arrangement trachytoïtal des phénocristaux de feldspath-K. Ces faciès homogènes alternent avec des zones plus déformées qui deviennent hétérogènes sur plusieurs kilomètres de largeur. Les roches intrusives à hornblende et à biotite deviennent alors gneissiques, ocellées, rubanées et mylonitiques.

Diagramme de Streckeisen (QAP)

La composition monzogranitique de la suite de Tramont dans le feuillet SNRC 33P est bien reproduite dans le diagramme de Streckeisen (figure 6a), bien que certaines roches chevauchent le champ des granodiorites.

Géochronologie

Un granite appartenant probablement à la suite de Tramont a procuré un âge de 2701 ± 4 Ma, le plus jeune déterminé dans le feuillet du lac Bienville (SNRC 33P). Dans la région du lac Nedlouc, la suite de Morrice est datée à 2682 ± 4 Ma. Un âge imprécis de 2686 Ma fut obtenu dans la région du lac Aigneau (SNRC 24E) pour la suite de La Chevrotière. Toutefois, au nord-ouest, dans le feuillet SNRC 34I (lac La Potherie), cette suite a procuré un âge nettement plus ancien de 2732 ± 4 Ma.

Géochimie

Principalement composée de monzogranites, mais comprenant également d'un peu de tonalites et de granodiorites, la série des granites tardifs est calco-alkaline et légèrement peralumineuse ($ACN/K = 0,81-1,18$, $\bar{x} = 1,06$). Ceci contraste nettement avec le degré de peraluminosité atteint par les monzogranites de type S du Complexe de Preissac-Lacorne ($ACN/K = 1,0-1,4$; Boily, 1995) et le batholite de Ghost Lake (terrain de Sioux Lookout, Ontario; Breaks et Moore, 1992). Bien que nettement siliceux ($\bar{x}SiO_2 = 72,6$ % poids), les granites tardifs présentent un spectre de composition important (c.-à-d. $SiO_2 = 60,6-81,0$ % poids). Ils expriment des variations prévisibles, comme la diminution des concentrations en Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO, MgO, TiO_2 , (% poids) (figure 6d, e), Zr, Sc, Sr et Ba (figure 6b, c) et du rapport Na_2O/K_2O avec la silice, tandis que les concentrations en Rb, Cs (ppm), et le rapport Rb/Sr augmentent. Par contre, les teneurs en Zr, Y, ÉTRL_o, et les rapports K/Rb, Zr/Y et $[La/Yb]_{NC}$ ne montrent

aucune variation avec la silice. Les profils de terres rares normalisés aux chondrites révèlent, à l'exception d'un monzogranite de la suite de Tramont, un fractionnement important ($[La/Yb]_{NC} = 19,7-187$; $\bar{x} = 94$) (figure 6f, g). L'échantillon anomal, un monzogranite à fluorine très différencié ($SiO_2 = 75,5$ % poids, $MgO = 0,05$ % poids; $Rb/Sr = 28$), présente un enrichissement en ÉTRL_o ($[La/Yb]_{NC} = 0,26$), Th (19,3 ppm), U (9,5 ppm), Nb (26,1) et Y (62,9 ppm) accompagné d'une anomalie négative importante en Eu (figure 6f). Bien qu'à la limite du domaine peralcalin, ce monzogranite présente une signature géochimique caractéristique des suites plutoniques anorogéniques (type A) ou intraplaques qui diffèrent nettement de la signature des autres monzogranites appartenant à la suite de Tramont. À ce titre, ce granite pourrait s'apparenter aux syénogranites à fluorine post-tectoniques (2571 ± 2 Ma) qui forment la suite intrusive de Viau comprise dans les sous-provinces de l'Ashuanipi et de La Grande plus au sud-est (Leclair *et al.*, 1998). Les monzogranites des suites de Tramont et de Morrice ne présentent pas d'anomalie en Eu, à l'exception d'un monzogranite différencié ($SiO_2 = 75,0$ % poids; $MgO = 0,05$ % poids) et appauvri en ÉTR (figure 6g). Les roches intrusives de la série des granites tardifs possèdent une signature géochimique distincte caractérisant les magmas felsiques issus de la fusion crustale à grande profondeur (c.-à-d. 35-40 km) (Kapp *et al.*, 2002). Ainsi, les profils de ÉTR normalisés illustrent un appauvrissement prononcé en ÉTRL_o ($Yb_{NC} = 0,3-7,3$). Celui-ci est accompagné par des concentrations faibles en Y (2-37 ppm), mais des teneurs fortes à modérées en Sr (20-565; $\bar{x} = 285$ ppm), Ba (50-2300; $\bar{x} = 886$ ppm) et Zr (32-325; $\bar{x} = 129$ ppm) qui se reflètent dans des rapports Sr/Y (57), Zr/Y (24) et $[La/Yb]_{NC}$ élevés manifestés par les suites adakitiques cénozoïques et également les suites TTG archéennes. Comparativement aux autres suites granitiques archéennes et phanérozoïques (c.-à-d. $SiO_2 > 70$ % SiO_2), les granites tardifs de la région sud du Grand-Nord, présentent un caractère moins différencié, la plupart manifestant des rapports $Rb/Sr < 3$, $K/Rb > 140$ et des concentrations en MgO (0,1-1,1 % poids), Fe_2O_{3T} (0,34-2,95 % poids) supérieures à celles exprimées par les granites archéens de type S (par ex.: les monzogranites du Complexe plutonique de Preissac-Lacorne de la sous-province d'Abitibi et le granite du Vieux-Comptoir, de la sous-province de La Grande. Ces roches, mises en place dans la croûte médiane à supérieure, se distinguent des granites de la série tardive par : 1) un appauvrissement souvent drastique en MgO et Sr et un enrichissement modéré en Y (et ÉTRL_o) (figure 6h, i) accompagné par une décroissance en Fe_2O_{3T} , Zr, TiO_2 , et Ba dans un intervalle restreint de concentrations en SiO_2 (72-76 % poids) et 2), un profil de terres rares moins fractionné (c.-à-d. $[La/Yb]_{NC} < 10$) souligné par des anomalies négatives en Eu (figure 6f). Par contre, les granites du Grand-Nord manifestent des similarités à certains complexes intrusifs monzogranitiques peralumineux tardi-créacés de la Cordillère intérieure de l'Ouest américain (Barton, 1990) dont certains présentent une signature de croûte profonde, tel le pluton d'Ireteba, Eldorado Mountains dans l'état du

Nevada (Kapp *et al.*, 2002). Ces roches intrusives tardi-créacés présentent un caractère nettement peralumineux et affichent des teneurs élevées en Sr (figure 6i), un profil de ÉTR fractionné ($[La/Yb]_{NC} = 7-31$) (figure 6g) sans anomalies significatives en Eu et des faibles valeurs en Y (ppm) (figure 6h). Certains monzogranites affleurant au nord de la région étudiée dans la section de la Rivière aux Feuilles (Stern *et al.*, 1994) et appartenant aux domaines de Goudalie, Minto et Tikkerutuk présentent également des signatures géochimiques similaires (figure 6g, h, i). Bien qu'affichant des anomalies négatives en Eu, ils montrent un profil en ÉTR fractionné ($[La/Yb]_{NC} = 14-63$), un enrichissement en ÉTRL_é et Sr (ppm) et un appauvrissement en Y (ppm).

Les figures 5h-k révèlent que les séries des granites tardifs et des granodiorites porphyriques massifs à foliées expriment une évolution chimique comparable et présentent des recouvrements importants. Ceci peut être en partie attribuable au fait que l'on puisse assigner sur le terrain des roches de compositions granodioritiques à granitiques à l'une ou l'autre des séries; les roches intrusives felsiques à texture porphyrique ou massive se retrouvant dans les deux séries (par ex.: dans les suites de La Chevrotière et la suite de Maurel). Toutefois, il faut considérer l'hypothèse que les deux séries soient cogénétiques. La série des granites tardifs comprendrait les termes finaux de la différenciation à partir des monzodiorites quartzifères et des granodiorites plus mélanocrates de la série des granodiorites. De plus, les âges de cristallisation disponibles, bien qu'en nombres limités, suggèrent que les deux séries sont essentiellement contemporaines (figure 3).

La série des roches intrusives mafiques à ultramafiques

On regroupe une série de dykes, de petites masses et de lambeaux démembrés de composition mafique à ultramafique sous la désignation des suites de Châteauguay (Achg) et de Bacqueville (Abcv). La suite de Châteauguay est reconnue au centre de la région à l'intérieur des feuilletés SNRC 34A, 33P et 24D tandis que la suite de Bacqueville affleure dans les feuilletés SNRC 24E et 34H. La suite Achg comprend l'unité Achg1 composée de dykes de gabbro ou de roches ultramafiques. Les dykes, d'épaisseur décimétrique à décamétrique, présentent un aspect massif à folié tandis que les dykes ultramafiques, de composition variant de pyroxénite à périclote, contiennent des enclaves de tonalite. La seconde unité, Achg2, comprend des dykes de gabbro à pyroxène. La suite de Bacqueville (Abcv) incorpore des dykes démembrés et des lambeaux de diorite et de gabbro à hornblende et à plagioclase±clinopyroxène.

Classification

Seule la suite de Châteauguay dans le feuilleté SNRC 33P a fourni les proportions modales des minéraux mafiques qui sont reportés dans le diagramme triangulaire PG-HB-PX (figure 7a). La majorité des roches consistent en gabbro-norites

à plagioclase+hornblende, avec des proportions mineures de pyroxénites et d'hornblendites à hornblende+plagioclase.

Géochronologie

Aucune datation n'a été effectuée sur les roches de la série mafique-ultramafique. Toutefois, comme les dykes de la suite de Châteauguay recoupent les TTG des suites de Coursolles et de Favard mais sont injectés de pegmatites et de granites appartenant à la suite de Tramont, ils se sont probablement mis en place entre 2720 et 2710 Ma. Puisque certaines roches intrusives de granodiorite de la suite de la Rivière aux Feuilles (Arfe; 2710-2725 Ma) incorporent des lambeaux de dykes de la suite de Bacqueville, cette dernière est probablement plus vieille que 2725 Ma.

Géochimie

Les échantillons pour lesquels nous avons des données géochimiques comprennent presque exclusivement des gabbros et des gabbronorites de la suite de Châteauguay exposée dans les feuillets de Bienville (SNRC 33P) et de Loups Marins (SNRC 34A). La série mafique à ultramafique est d'affinité tholéiitique et métalumineuse. Les gabbros et gabbronorites affichent des concentrations en SiO₂ (44,0-52,8 % poids), MgO (5,2-14,2 % poids), Fe₂O_{3T} (8,4-16,7 % poids), TiO₂ (0,54-1,51 % poids) et CaO (7,5-11,3 % poids) comparables aux valeurs exprimées par les roches volcaniques tholéiitiques magnésiennes des ceintures volcano-sédimentaires du Grand-Nord (Boily *et al.*, 2002) (figure 7b, c, d). Les gabbros présentent des corrélations positives entre les teneurs en TiO₂, Zr, Fe₂O_{3T} et Sr (figure 7b, d) mais négatives avec les valeurs du Mgno (figure 7c). Il faut remarquer que plusieurs gabbros-gabbronorites possédant des teneurs élevées en TiO₂, Sr et Fe₂O_{3T} contiennent de la hornblende verte et de la biotite, tandis que pour les autres, le clinopyroxène (± orthopyroxène) est le minéral mafique dominant (figure 7b, c, d et g). Il est suggéré que les premiers représentent des gabbros plus différenciés, bien qu'il faille considérer que les derniers puissent constituer des cumulats.

Les gabbros et gabbronorites diffèrent des tholéiites magnésiennes par des rapports Zr/Y (3-8) et [La/Yb]_{NC}=3,8-11,4 plus élevés (figure 7e, f, g), un enrichissement en Ba, Th, U et ÉTRLé et des anomalies négatives en certains HFSE (par ex.: Nb, Ta et Zr) accompagnant un appauvrissement en ÉTRLé et Y (figure 7f). Les gabbros illustrés en figure 7e, f sont massifs et n'exhibent pas de texture de cumulats. Leur Mgno élevé (43-75), bien qu'inférieur aux valeurs mantéliques (Mgno=80-85), souligne un caractère relativement primitif. Comme la plupart des éléments lithophiles (à l'exception des ÉTRLé, Y, Sr) sont nettement incompatibles dans les systèmes basaltiques-grabbroïques (c.-à-d. les coefficients de partage $K_{d_{min/liq}}$ étant $\ll 0,2$) l'enrichissement en LILE et ÉTRLé observé refléterait celui de la source mantélique (ou ultramafique dérivée du manteau).

D'autre part, une portion de cet enrichissement a pu être acquis peu après l'injection des magmas/liquides mafiques-ultramafiques (par ex.: par contamination crustale) à la base de la croûte.

La série des granitoïdes à pyroxène

Cette série dite « charnockitique » englobe toutes les suites comprenant des roches tonalitiques, granodioritiques et granitiques à pyroxène. Cartographiée dans tous les feuillets à l'exception de la région du lac Gayot (SNRC 23M), la série comprend les complexes de Du Gué (Adug) et des Loups Marins (Alma) et les suites de Lippens (Allp) et de MacMahon (Acmm).

Le Complexe de Du Gué (Adug) affleure dans les feuillets du lac Aigneau (SNRC 24D) et de Maricourt (SNRC 24E). Il regroupe des roches de composition tonalitique qui alternent avec des niveaux métriques à décamétriques de gneiss tonalitiques, de paragneiss migmatitiques, de diorites, de diatexites et de roches volcaniques mafiques. Le complexe comprend une partie non divisée et des unités informelles de paragneiss migmatitiques (Adug1), de trondhjémites à biotite rouge (Adug2), de roches porphyriques à orthopyroxène (Adug3) et de diatexites (Adug4). La suite de Lippens désigne un assemblage de roches charnockitiques affleurant dans le domaine de Tikkerutuk au sud-ouest du sous-domaine de Dupire (feuillelet SNRC 34H). La suite de Lippens se compose d'une unité d'enderbites (Allp1) et d'une unité d'opdalites (Allp2) homogènes, légèrement foliées et équi-granulaires.

La suite de MacMahon (Acmm) désigne l'ensemble des roches intrusives à orthopyroxène affleurant principalement dans le domaine d'Utsalik (SNRC 34H). La suite est constituée d'enderbites homogènes et foliées contenant parfois des phases porphyriques à phénocristaux de plagioclase. On distingue une unité riche en orthopyroxène et en biotite (Acmm4) d'une unité pauvre en orthopyroxène et riche en clinopyroxène et en hornblende (Acmm3). L'unité Acmm1 comprend des masses intrusives homogènes composées de pyroxénites (clinopyroxénites à wherlites, webstérites à orthopyroxénites et leurs équivalents à plagioclase), de hornblendites et plus rarement de péridotites et de dunites. L'unité Acmm2 présente des gabbronorites et leurs équivalents anorthositiques ainsi que des diorites à orthopyroxène sous forme de bandes massives à foliées qui localement présentent un rubanement métamorphique au faciès des granulites.

Le Complexe de Loups Marins affleure dans la portion ouest des feuillets SNRC 34A et 33P et chevauche le domaine du lac Minto et de la sous-province de Bienville (figure 2). Le complexe est subdivisé en deux unités : Alma1 comprend des roches intrusives riches en clinopyroxène et Alma2, constituée essentiellement de roches à orthopyroxène de composition dioritique à enderbitique. L'unité Alma1 se subdivise en trois sous-unités liées par la pré-

sence du clinopyroxène, de la biotite rouge et de plagioclase de teinte rose saumon à vert pâle. La sous-unité Alma1a contient principalement des tonalites, des trondhjémites, des granodiorites et des diorites à clinopyroxène. La sous-unité Alma1b est formée de granodiorites et de granites à clinopyroxène localement porphyriques et qui présentent une apparence massive à légèrement foliée. La sous-unité Alma1c comprend principalement des granodiorites mégaporphyriques accompagnées de monzodiorites quartzifères et de monzogranites. L'unité Alma2 forme des masses intrusives allongées atteignant jusqu'à 10 km. Elle comprend principalement des diorites quartzifères à orthopyroxène et des enderbites ainsi que des quantités moindres de charnockite, d'opdalite, de jotunitite et de gabbronorite.

Diagramme Streckeisen (QAP)

Le diagramme QAP établi pour le Complexe des Loups Marins dans le feuillet de Bienville (SNRC 33P) suggère que la sous-unité Alma1a et l'unité Alma2 sont largement équivalentes (figure 8f, i). De plus, elles contiennent les équivalents à cpx et opx des roches intrusives de la série des TTG (suites de Coursolles et de Favard). La composition modale des sous-unités Alma1b et Alma1c (SNRC 33P) corrobore en partie l'assertion qu'elles sont équivalentes aux suites de Desbergères (Adeb) et de Maurel (Amau) (série des granodiorites massives à foliées) (figure 8g, h), bien que la sous-unité Alma1b inclut des monzonites quartzifères et des syénites qui ne se retrouvent pas à l'intérieur des suites précédentes. D'autre part, la sous-unité Alma1b contient une proportion importante de monzogranites à clinopyroxène dont certains, très potassiques retrouveraient leur équivalent dans la suite de Tramont (Atra) (série des granites tardifs).

Géochronologie

Un échantillon d'enderbite issu du Complexe de Du Gué a procuré un âge U/Pb de 2729 ± 1 Ma. L'unité Allp1 (suite de Lippens) a fourni un âge U/Pb imprécis de 2725 Ma tandis qu'une date de $2709 \pm 3/-2$ Ma est obtenue sur une enderbite de l'unité Allp2. Deux datations U/Pb effectuées sur des enderbites provenant des unités Acmm3 et Acmm4 de la suite de MacMahon ont révélé des âges de 2717 ± 4 Ma et de 2704 ± 4 Ma respectivement. Un granite à clinopyroxène provenant de l'unité Alma1b (Complexe des Loups Marins) a livré un âge de 2709 ± 2 Ma se rapprochant de celui déterminé pour la suite de Desbergères dans la région des Loups Marins (c.-à-d. 2714 ± 12 Ma). Une granodiorite porphyrique provenant de l'unité Alma1c a procuré un âge de 2713 ± 5 Ma similaire à la suite de Maurel affleurant dans le feuillet SNRC 33P (2707 ± 5 Ma) (figure 3). Dans le cas de l'unité Alma2, une diorite à orthopyroxène échantillonnée dans le feuillet de Bienville a donné un âge U/Pb de 2720 ± 2 Ma, tandis que dans la région des Loups Marins (SNRC 34A) une norite quartzifère a produit un jeune âge de 2690 ± 3 Ma.

Géochimie

Étant donné le nombre limité d'échantillons provenant des complexes de Du Gué et de Lippens, nous mettons l'accent sur les deux principales composantes de la série des granitoïdes à pyroxènes pour lesquelles nous possédons une suite représentative d'échantillons, soit le Complexe des Loups Marins (Alma) et la suite de MacMahon (Acmm).

Le Complexe des Loups Marins

Bien que l'unité Alma2 semble posséder des phases granitiques (charnockites) (figure 8a-d), elle affiche des compositions et une évolution chimiques comparables à la sous-unité Alma1a. Les deux suites comprennent des diorites quartzifères à clinopyroxène et/ou orthopyroxène dont les concentrations en SiO_2 (48-60 % poids), MgO (2-8 % poids) et CaO (4-10 % poids) et les rapports Rb/Sr (0,01-0,4), Zr/Y (1-15), sont similaires à ceux des diorites quartzifères et des monzodiorites de la suite de Coursolles (Acou). Tout comme la série TTG, l'unité Alma2 et la sous-unité Alma1c montrent : a) un accroissement progressif du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ à partir des diorites-monzodiorites vers les tonalites (enderbites) et culminant dans les trondhjémites (figure 8b), b) une décroissance en CaO, Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MgO, TiO_2 (% poids) (figure 8c, d), ÉTRL_o, Y (ppm) avec l'augmentation de la silice; c) des rapports Zr/Y (2-46), Sr/Y (8-144) et $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ (12-49) comparables, dont les variations les plus prononcées sont observées dans les intrusifs les plus felsiques (> 70 % poids SiO_2).

Les roches intrusives des sous-unités Alma1b et Alma1c diffèrent de celles de l'unité Alma2 et la sous-unité Alma1a par leur caractère nettement potassique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,95-0,58$), leur composition felsique et des teneurs généralement plus élevées en Rb (75-154 ppm), Sr (286-994 ppm) et Ba (510-3700 ppm) (figure 8a, b). Les monzodiorites, monzonites quartzifères et les syénites appartenant à la sous-unité Alma1b sont de composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 57,4-64,8$ % poids). Elles demeurent enrichies en K_2O (3,59-8,36 % poids), Fe_2O_{3T} (3,4-4,6 % poids), Ba (977-3700 ppm) et appauvries en MgO (1,2-1,8 % poids) (figure 8a, d) relativement aux monzodiorites quartzifères-granodiorites mélanocrates possédant des teneurs en silice comparables. Il est possible qu'elles appartiennent à une unité distincte semblable à celle du pluton de Radisson, affleurant dans l'extrémité sud de la sous-province de Bienville (Goutier *et al.*, 1999). Néanmoins, l'ensemble des deux sous-unités Alma1b et Alma1c, à l'exception des monzonites-monzodiorites, présentent des compositions chimiques similaires et définissent une évolution géochimique comparable à la série des granodiorites porphyriques massives à foliées et probablement aussi à la série des granites tardifs (figure 8a-d). Le diagramme multiéléments (figure 8j) révèle un enrichissement en ÉTRL_e, Ba, Th, U et ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et un appauvrissement en ÉTRL_o et Y typiques des granitoïdes des séries des granodiorites porphyriques et des granites tardifs.

La suite de MacMahon

Les données géochimiques révèlent une suite sodique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-7$) dominée par des phases mafiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2 = 43,6-65,3$ % poids), soit des diorites à hypersthène et des enderbites. Résolument métallumineuses ($\text{A}/\text{CNK} = 0,6-1,0$), ces roches affichent plusieurs des variations chimiques caractéristiques des roches intrusives de la série TTG dont une diminution concentrations en Fe_2O_{3T} , K_2O , CaO , MgO , TiO_2 (% poids) (figure 8c, d), Y (ppm) et une augmentation des rapports Rb/Sr (0,01-0,22) et Zr/Y (3-28) avec la silice. Ces derniers demeurent modérés relativement à ceux exprimés par les roches des sous-unités Alma1 et Alma2 et de la série TTG. Cela s'explique par l'absence de phases felsiques (c.-à-d. trondhjemites (enderbites felsiques)-granites (charnockites)) à l'intérieur desquelles on observe communément d'importantes variations de ces rapports. De plus, la suite de MacMahon comprend des diorites à orthopyroxène ($\text{SiO}_2 = 43,6-54,4$ % poids et $\text{MgO} = 2,68-8,53$ % poids), tandis que la série TTG comprend plutôt des phases intermédiaires constituées de diorites, diorites quartzifères et de monzodiorites quartzifères (c.-à-d. 50-60 % poids SiO_2) (figure 8e). Toutefois, tous possèdent des teneurs en éléments lithophiles et des rapports $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ et Zr/Y comparables, ces derniers exprimant un accroissement modéré avec l'augmentation en silice. Les rapports Zr/Y et $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{NC}}$ des diorites-monzodiorites les plus magnésiennes se rapprochant de ceux d'un basalte ou d'un basalte andésitique, ceux-ci sont les plus susceptibles de refléter la composition de la source fusionnée mantélique ou mafique-ultramafique dérivée du manteau archéen. Les tholéiites magnésiennes et les basaltes-andésites calco-alcalins affleurant dans les nombreuses ceintures volcanosédimentaires de la région représentent de tels magmas (Boily *et al.*, 2002). On remarque que les rapports Zr/Y des tholéiites magnésiennes qui représentent ceux d'un manteau chondritique à appauvri sont légèrement inférieurs à ceux des diorites-monzodiorites, tandis que ceux des basaltes-basaltes andésitiques calco-alcalins qui reflètent une source mantélique modestement enrichie sont comparables (figure 8e).

COMPOSITION ISOTOPIQUE DU Nd DES ROCHES VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES DU GRAND-NORD

Introduction

La composition isotopique du néodyme (rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) et les concentrations en Nd et Sm ont été analysées sur 25 échantillons de roches volcaniques et plutoniques. Les analyses ont été réalisées par la méthode de spectrométrie de masse haute résolution à ionisation au plasma (ICP-HR-MS) au *Pacific Centre for Isotope and Geochemical*

Research de l'Université de Colombie-Britannique. Les résultats des analyses sont présentés au tableau 1. Une description complète de la méthode analytique sera donnée dans le rapport final. Des 25 échantillons analysés, 22 possèdent des âges U/Pb réalisés sur grains de zircon. La détermination des isotopes de l'uranium et du plomb provient des laboratoires du GÉOTOP-UQAM-McGill et a été effectuée selon deux méthodes : a) par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (TIMS) et b), par ablation laser *in situ* et spectrométrie de masse par ionisation au plasma et multi-collection (LA-ICP-MC-MS). Pour un compte-rendu complet des méthodes analytiques utilisées, une description de la morphologie des zircons, une discussion des âges obtenus et la présentation des diagrammes Concordia, le lecteur se référera aux travaux de géochronologie de David accomplis dans le cadre du projet Grand-Nord (en préparation).

Résultats

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initiaux de chaque roche sont exprimés relativement à ceux de la composition du réservoir chondritique universel (CHUR) et énoncés selon la notation ϵNd_i . L'ensemble des résultats est présenté sous forme de diagrammes ϵNd_i vs. Age (Ma) (figures 9, 10 et 11). Les variations des valeurs ϵNd_i sont communément utilisées par les pétrologues et les géochimistes pour : 1) connaître la composition isotopique de la source des magmas ainsi que de son évolution au cours du temps et 2), discerner et quantifier les différents processus magmatiques affectant les liquides primaires lors de leur ascension et différenciation dans le manteau et la croûte terrestre, notamment le processus de contamination par une croûte plus ancienne.

De 2881 à 2786 Ma, les valeurs ϵNd_i permettent de distinguer trois groupes. Le premier comprend les tufs felsiques (2787-2881 Ma) montrant des valeurs ϵNd_i qui s'avèrent nettement négatives (-1,42 à -1,75) pour des volcanites d'âge mésoarchéen. Contrastant avec ces signatures qui se comparent aux valeurs affichées par une croûte tonalitique âgée de ~3,0 Ga, le deuxième groupe exprime des valeurs distinctement positives (+1,47 à +2,47). Celui-ci comprend les laves tholéiitiques magnésiennes et une péridotite (figures 9 et 10). Ces roches se situent à l'intérieur ou légèrement au-dessus du champ d'évolution du manteau archéen appauvri du Supérieur-Nord tel que défini par Stern *et al.* (1994) (figure 10). Notons que la péridotite ainsi qu'une des tholéiites magnésiennes (1998018423) proviennent de la ceinture volcano-sédimentaire de Vénus (Chapdelaine et Archer, 2000) et sont interstratifiés à des coulées et des tufs de compositions intermédiaires à felsiques dont l'échantillon 1999029417 ($\text{SiO}_2 = 75,5$ % poids et $\epsilon\text{Nd}_i = -1,42$) fait partie. Quant au troisième groupe, il est constitué des orthogneiss anciens de la suite de Brésolles (série des TTG) qui manifestent des valeurs ϵNd_i positives (+0,10 à +0,50). Bien qu'une source juvénile dérivée d'un manteau appauvri soit proposée pour cette suite TTG ancienne, il est probable que les magmas primaires ont assimilé des quantités variables de

croûte enrichie plus vieille que 3,0 Ga; quels que soient les mécanismes de formation (par ex.: fusion la plaque océanique en subduction (Martin, 1999) ou fusion à la base de la croûte océanique épaissie (Smithies *et al.*, 2003)). Cette hypothèse serait soutenue par les valeurs ϵNd , affichés par les gneiss tonalitiques contemporains du Complexe de Langelier qui dévient nettement des valeurs mantéliques (+0,8 à -0,6; Isnard et Gariépy, 2004) (figure 10). Ces orthogneiss anciens affleurant à l'intérieur de la sous-province de La Grande (2,95 à 2,78 Ga; Goutier *et al.*, 2002) présentent de fortes similarités dans leur composition, assemblages lithologiques et âge avec les suites de Brésolles et de Sullupaugalik.

Malgré le peu de données provenant de la ceinture de Vénus, les résultats présents appuieraient un modèle géotectonique de rift continental dans lequel les tholéiites magnésiennes, les komatiites et les filons-couches de péridotites seraient issus d'une plume mantélique isotopiquement appauvrie, tandis que les tufs et laves intermédiaires à felsiques seraient formés directement par la fusion de la croûte isotopiquement enrichie et fractionnée (c.-à-d. $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,11$) probablement plus vieille que 3,0 Ga. Ce modèle suggéré par Lafrance (1999) fut également pressenti pour la formation des assemblages volcano-sédimentaires de la sous-Province de la Grande (Skulski *et al.*, 1988 et St-Seymour et Francis, 1988). Étant donné les fortes corrélations établies au niveau des âges et types de roches entre les sous-provinces de La Grande et de Goudalie-sud, il est suggéré que les deux représentent en partie les vestiges d'un rift continental orthogonal mésoarchéen.

Les datations U/Pb effectuées dans la région étudiée semblent indiquer une pause dans l'activité magmatique entre 2787 Ma et 2756 Ma (Figure 2). Ainsi, ce n'est que dans l'ère néoarchéenne, que l'on assiste sur une période relativement restreinte de moins de 70 Ma (c.à.d. 2758 à 2690 Ma) à la mise en place des cinq principales séries plutoniques. Pour chacune, les valeurs ϵNd , révèlent la participation d'une croûte isotopiquement enrichie aussi vieille que 3,0 Ga soit comme matériau source, soit comme contaminant (figure 11). Ainsi, les termes dioritiques à trondhjémiques ($SiO_2=52,8-74,4$ % poids) de la série TTG mise en place entre 2758-2719 Ma (les suites de Coursolles et Favard) montrent des variations importantes des valeurs ϵNd , (+2,04 à -2,67). Toutefois, à l'exception de l'échantillon 1998018406, une trondhjémite siliceuse ($SiO_2= 74,4$ % poids) anormale très appauvrie en ÉTR et manifestant un ϵNd , nettement positif (+2,04), l'ensemble des TTG présente une signature « crustale » ($\epsilon Nd_i=0,0$ à -2,67). Ces valeurs se situent sous celles du manteau exprimées par les suites TTG plus jeunes (2700-2690 Ma) de la sous-province d'Abitibi $\epsilon Nd_i=+2,1$ à +3,6; Bédard et Ludden, 1997) où on ne retrouve pas de croûte plus ancienne que 2,75 Ga (figure 9). Étant donné que la plupart des modèles pétrogénétiques décrivant la formation des suites TTG archéennes préconisent une source mafique-ultramafique juvénile d'origine mantélique (Martin

et Moyen, 2002; Johnson *et al.*, 1997; Arth *et al.*, 1978), les données isotopiques suggèrent une contamination substantielle des magmas primaires par une croûte sialique plus vieille que 3,0 Ga via un processus de type AFC (Assimilation Fractional Crystallisation).

Les valeurs déterminées sur deux échantillons de gabbro de la suite de Châteauguay ($\epsilon Nd_i=+0,4$ et -1,7; $Mgno=57,3-74,8$) (série des roches mafiques-ultramafiques) indiquent une nette déviation de la ligne mantélique appauvrie en tenant compte que leur composition très mafique implique une dérivation ultime d'une source mantélique (figure 9). Ainsi, si on contraste ces valeurs à celles obtenues sur les tholéiites magnésiennes du Complexe de Gayot (2881 Ma et $\epsilon Nd_i=+1,47$ à +2,46; $Mgno=50,7-54,7$), il faut conclure : 1) que les termes mafiques-ultramafiques générés après 2,73 Ga sont issus d'une source mantélique ayant subi un enrichissement en LILE et ÉTRLé pré- 2,8 Ga ou 2), que les magmas parents ont assimilé une quantité de croûte tonalitique ancienne (> 2,8 Ga) à la base de la croûte tectoniquement épaissie suite aux événements tectono-métamorphiques se produisant entre 2,73 et 2,71 Ga (Leclair *et al.*, 2002).

La géochimie des roches plutoniques appartenant aux séries des granodiorites porphyriques ou massives et à la série des granites tardifs suggère une origine purement crustale avec une participation limitée de magmas mafiques dérivés de source mantélique (Cf sections 4.2 et 4.3). Les granodiorites de la suite de Maurel et de Desbergères ainsi que des monzogranites de la suite de Tramont et de Morrice montrent des valeurs ϵNd , variant de +0,45 à -4,43 (figures 9 et 11). La granitisation des suites de Coursolles et de Favard générant des magmas de compositions et âges similaires aux granodiorites et granites démontre également que la croûte tonalitique formée entre 2,76 et 2,73 Ga constitue une des sources potentielles qui ont été fusionnées entre 2714 et 2682 Ma (figure 11). Théoriquement, il est possible de générer la majorité des plutons appartenant aux séries des granodiorites et des granites par fusion de la croûte formée entre 2811 et 2756 Ma (figure 11). Vers 2,7 Ga, celle-ci est largement de composition tonalitique, mais hétérogène au point de vue isotopique, puisque : 1) les magmas primaires de la série TTG ont assimilé des quantités variables de croûte préexistante (> 3,0 Ga) et 2), elle incorpore des fragments de croûte océanique juvénile ($\epsilon Nd_i > +1$) et des vestiges de croûte ancienne enrichie (>3,0 Ga et $\epsilon Nd_i < -3$). La composition isotopique de l'échantillon de la suite de Morrice (1998028977; $\epsilon Nd_i = -4,43$) implique toutefois la participation d'une croûte aussi vieille que 3,2 Ga.

Les analyses isotopiques effectuées sur les plutons de la série des granitoïdes à pyroxène proviennent des suites de Lippens et du Complexe des Loups Marins. Les enderbites-charnockites-diorites à hypersthène de ce dernier expriment des variations des valeurs isotopiques ϵNd , entre -0,27 et -1,90 qui se situent à l'intérieur des intervalles de valeurs observées dans les roches intrusives des séries des granodiorites massives à porphyriques et des granites tar-

difs ($\epsilon\text{Nd}_i = +0,45$ à $-1,15$) ainsi que de la série des TTG foliées ($\epsilon\text{Nd}_i = -1,24$ à $-2,67$) affleurant dans la même région (feuillet SNRC 33P et 34A; tableau 1). Malgré le peu d'analyses, ces données isotopiques soutiennent notre hypothèse, largement appuyée sur la base des données pétrographiques et géochimiques, qui propose que les suites composant la série des granitoïdes à pyroxène soient considérées comme les équivalents anhydres et de haute température des suites constituant les séries des granodiorites et des granites (Maurel, Desbergères et Tramont) et des TTG foliées (Coursolles et Favard). Les matériaux crustaux impliqués dans la formation de ces séries sont de composition chimique et isotopique similaires et seuls les paramètres physico-chimiques (P, T, $x\text{H}_2\text{O}/x\text{CO}_2$) lors de la fusion d'un protolithe et de la cristallisation des magmas diffèrent (Frost *et al.*, 2000). Pour leur part, les échantillons de granitoïdes à orthopyroxène (enderbite-charnockite) de la suite de Lippens affleurant dans la région du lac Nedlouc (SNRC 34H) montrent des valeurs ϵNd_i négatives ($-0,35$ à $-1,24$). Pour fin de comparaison, les granodiorites à pyroxène de la suite de la Rivière aux Feuilles (. 2725 Ma) affleurant plus au nord montrent des valeurs ϵNd_i plus élevées soit de $+1,3$ à $-0,5$ respectivement (Stern *et al.*, 1994 et figure 9).

On n'observe aucune corrélation significative entre les valeurs ϵNd_i et les teneurs et rapports élémentaires impliquant les éléments majeurs et en traces. La figure 12 illustre les variations ϵNd_i vs. SiO_2 (% poids) impliquant les plutons néoarchéens que nous avons analysés ainsi que celles exprimées par les plutons de la suite de la Rivière aux Feuilles (Stern *et al.*, 1994). Les récentes données extraites de la thèse de Rabeau (2003) et provenant des roches intrusives néoarchéennes des sous-provinces de Douglas Harbor, Utsalik et Goudalie, situées à environ 200 km au nord-est de la région étudiée, sont également reportées. On observe, dans les deux sections, peu de variations isotopiques entre les compositions mafiques et felsiques. Ce phénomène s'explique par la plus grande capacité des magmas mafiques à intermédiaires d'assimiler du matériau crustal en profondeur lorsque la température des magmas est la plus élevée ($> 1000\text{EC}$) et la différence de température magma-croûte est la plus faible (voir DePaolo, 1981). D'autre part, les valeurs ϵNd_i sont systématiquement plus basses pour les plutons et roches volcaniques archéens provenant de la section sud du Grand-Nord (figures 11 et 12). Seule exception, la sous-province de Douglas Harbour qui possède des roches intrusives dont les valeurs ϵNd_i négatives ($-2,1$ à $-0,1$) se comparent à celles de la section sud. L'explication la plus simple préconise que les magmas produits dans le Douglas Harbour et dans la section sud ont assimilé des fragments de croûte évoluée plus ancienne (c.-à-d. $> 3,0$ Ga) que ceux de la section nord pour lequel Stern *et al.* (1994) ont proposé une interaction entre des magmas d'origine mantélique et une croûte évoluée âgée de 2,8 à 3,0 Ga. Cette assertion est appuyée par les données de Skulski (non-publiées) provenant de diverses roches granitoïdes de la portion ouest et nord-ouest de la sous-Province de Bienville (figure 11). Les

plutons gabbroïques à monzogranitiques (2700-2723 Ma) affichent en majorité des valeurs ϵNd_i négatives ($+0,2$ à $-3,0$) compatibles avec les résultats que nous avons obtenus sur les granitoïdes de la portion est de la sous-province de Bienville et du domaine du lac Minto. Toutefois, les différentes signatures isotopiques caractérisant les deux sections peuvent être interprétées par un accroissement de l'influx de magmas juvéniles d'origine mantélique lors de la génération des différentes suites plutoniques de la section nord, en présumant une contamination par du matériau crustal mésoarchéen d'âge semblable constituant le socle des deux sections. Cette interprétation semble moins probable puisque les récents travaux de cartographies (par ex.: Roy *et al.*, 2003 et Parent *et al.*, 2002) ont démontré que les deux sections possèdent des suites plutoniques dont les types de roches, l'âge et la composition chimique sont largement similaires.

Un proto-craton mésoarchéen étendu à l'ensemble du Supérieur Nord

L'interprétation des résultats de nos données isotopiques repose sur l'existence de segments étendus de croûte mésoarchéenne évoluée dont l'âge varie de 2,81 jusqu'à 3,50 (?) Ga. Les travaux de Skulski *et al.* (1996a) et de Stern *et al.* (1994) menés dans les secteurs adjacents à la région de Nedlouc (SNRC 34G, 34H et 34I) avaient déjà confirmé l'existence de fragments préservés de croûte ancienne âgée entre 3125 et 2950 Ma, principalement dans la section nord de la sous-Province de Goudalie. Percival *et al.* (2001) ont analysé des cœurs de zircons mésoarchéens à l'intérieur de granitoïdes des domaines de Douglas Harbor (à env. 3,0 Ga) et de Tikkerutuk (à env. 2,84-2,83 Ga). Plus au sud, dans la région que nous avons étudiée, aucun fragment de croûte mésoarchéenne n'a été identifié. Cependant, les travaux géochronologiques de David (en préparation) ont souligné la présence d'au moins huit roches volcaniques ou plutoniques qui présentent des populations de zircons montrant des âges hérités mésoarchéens. La plupart se distribuent entre 2,81 et 2,85 Ga; mais plusieurs varient entre 2,92 à 3,10 Ga. Skulski *et al.* (1998) rapportent des âges hérités de 2,80 à 3,06 Ga provenant de roches granitoïdes (2,74-2,68 Ga) affleurant dans un vaste segment de la sous-Province de Bienville. Les évidences les plus probantes de socle mésoarchéen proviennent cependant de la sous-Province de La Grande (Goutier *et al.*, 2001). Un gneiss tonalitique-granodioritique du Complexe de Langelier a procuré un âge de 3360 \pm 7/-6 Ma, tandis que les multiples injections de tonalite qui ont construit le socle montrent des âges variant de 2881 à 2788 Ma. On a reconnu une séquence de plateforme composée d'arénite quartzitique et de conglomérat uranifère qui repose en discordance sur le socle. Certains zircons extraits des quartzites ont fourni des âges très anciens allant de 3262 à 3597 Ma. Nos données isotopiques du Nd, combinées à celles de Skulski *et al.* (1996a,b) et de Stern *et al.* (1994), apportent donc un appui indirect aux données géochronologiques précédentes. Ainsi, il est pro-

posé que la croûte mésoarchéenne ne se présente pas sous forme de fragments de proto-cratons sur lesquels se sont greffés les assemblages volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires néoarchéens, mais constitue un vaste craton continu qui s'étend probablement à l'ensemble du Supérieur-Nord.

CONCLUSIONS

Le présent rapport contient les résultats de nos travaux géochimiques effectués dans les feuillets SNRC 23M, 33P, 34A, 24D, 34H et 24E. Au cours de l'année 2003-2004, nous intégrerons de nouvelles données géochimiques et isotopiques provenant des feuillets 33O, 34B, 34C et 34 N. En plus d'élaborer des modèles tectonomagmatiques, le rapport final produira des modèles quantitatifs expliquant l'évolution magmatique des différentes séries plutoniques reconnues dans cette étude ainsi que des assemblages volcaniques. Toutefois, les résultats que nous présentons permettent de dégager certaines pistes concernant les travaux futurs.

La première conclusion découlant de cette étude est que le magmatisme plutonique et volcanique généré entre 2,9 et 2,7 Ga s'est effectué en présence d'un socle ou proto-craton ancien dont l'âge pourrait varier de 2,9 à 3,5 Ga. Le volcanisme bimodal mésoarchéen (2,88 Ga) associé à une séquence de rift continental (par ex.: la Ceinture de Vénus) engendre des laves mafiques-ultramafiques et des tufs felsiques. Leurs signatures isotopiques, positives pour les compositions mafiques-ultramafiques ($\epsilon Nd_i = +1,47$ à $+2,47$) et fortement négatives pour les roches felsiques ($-1,42$ à $-1,75$), indiquent une source mantélique juvénile pour les premiers et la fusion directe d'une croûte sialique (tonalique) plus vieille que 3,0 Ga pour les seconds. L'influence de cette croûte ancienne se manifeste tout au long de l'époque néoarchéenne. Les cinq séries plutoniques générées entre 2758 et 2690 Ma affichent des valeurs ϵNd_i ($+0,45$ à $-4,43$) qui témoignent soit de la fusion d'une croûte hétérogène incorporant une composante plus vieille que 3,0 Ga et/ou une contamination substantielle des magmas primaires par ce matériau crustal. Nos données isotopiques du Nd indiquent que la croûte mésoarchéenne ne forme probablement pas de fragments de proto-craton sur lesquels se sont greffés les assemblages volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires néoarchéens, mais constitue plutôt un vaste craton qui s'étend probablement à l'ensemble du Supérieur-Nord.

D'autres points importants sont à souligner :

La série TTG comprend une proportion significative de diorites quartzifères et de monzodiorites quartzifères en association spatiale étroite avec les tonalites-granodiorites et trondhjémites (Berclaz *et al.*, 2001). Or la plupart des modèles expliquant la formation des suites TTG proposent un processus de fusion d'une croûte basaltique (amphibolite

grenatifère, élogite) pour produire des termes plus felsiques (c.-à-d. des tonalites; Martin (1999); Johnson *et al.*, (1997)). La présence de termes intermédiaires suggère une des hypothèses suivantes : 1) la fusion d'une croûte de composition plus mafique, voire ultramafique; 2) une dérivation d'une source mantélique (Evans et Hanson, 1992) ou 3) que les diorites et les tonalites-granodiorites-trondhjémites ne soient pas cogénétiques et forment des suites distinctes. Dans ce dernier cas, certaines roches dioritiques à orthopyroxène et à biotite rougeâtre possédant des âges de cristallisation < 2720 Ma pourraient appartenir à la série des granitoïdes à pyroxène. Il est également possible que les suites de Coursolles (Acou) et de Favard (Afav) ne représentent qu'une seule suite à l'intérieur de laquelle plusieurs épisodes du magmatisme TTG se sont produits entre 2758-2719 Ma.

La composition isotopique ($\epsilon Nd_i = +0,4$ et $-1,7$) et géochimique (enrichissement en ÉTRLé et LILE) des gabros-grabbonorites de la série mafique-ultramafique implique une contamination substantielle de magmas mafiques par une croûte sialique ancienne ($> 3,0$ Ga). Toutefois, il est possible que la source mantélique ait subi un enrichissement précoce en ÉTRLé (c.-à-d. $> 2,9$ Ga).

Des compositions et âges similaires entre les roches intrusives des séries des granodiorites porphyriques/granites tardifs et les « mobilisats » dans les suites de Coursolles et Favard pointent directement vers une origine infracrustale pour les deux séries. Toutefois, la présence de monzodiorites quartzifères (c.-à-d. $SiO_2 = 60-65\%$ poids) à l'intérieur de la suite de Maurel signifie qu'une composante plus mélanocrate est impliquée, soulevant la possibilité de la participation de magmas provenant d'une source plus mafique.

Les données géochronologiques ne permettent pas encore de préciser si le magmatisme dit « charnockitique » constitue dans la région sud du Grand Nord un épisode distinct des autres séries de la région. Les données géochimiques et géochronologiques semblent confirmer que les sous-unités Alma1b et Alma1c du Complexe des Loups Marins sont en grande partie les équivalents anhydres et de hautes températures des suites de Maurel, Desbergères et probablement celle de Tramont. Toutefois, la sous-unité Alma1a et l'unité Alma2 bien que largement similaires du point de vue de leur composition chimique aux suites de Coursolles et de Favard semblent néanmoins plus jeunes (< 2720 Ma vs. 2758-2719 Ma). À l'intérieur des feuillets de Bienville (33P) et des Loups Marins (34A), les valeurs isotopiques ϵNd_i ($-0,7$ à $-1,90$; série des granites à pyroxènes et $+0,45$ à $-2,67$ pour les séries des TTG foliées, des granodiorites et des granites) confirment des sources comparables.

Enfin, les chercheurs du MRNFP utilisent la prédominance du clinopyroxène ou de l'orthopyroxène dans la roche pour distinguer les unités de la série enderbite-opdalite-charnockite (opx) des autres unités à cpx. Sur le terrain, cette classification permet de regrouper les roches intrusives en unités cohérentes du point de vue pétrographique et géo-

graphique. Toutefois, les compositions chimiques de l'unité Alma2 (opx) et de la sous-unité Alma1c (cpx) indiquent qu'elles ne forment qu'une seule et même unité, ce qui semble être appuyé par les données géochronologiques préliminaires. Frost *et al.*, (2000) sont arrivés à une conclusion similaire en comparant la géochimie des suites charnockitiques archéennes à opx et à cpx du batholite de Louis Lake (Wyoming).

RÉFÉRENCES

- ARTH, J.G. - BARKER, F. - PETERMAN, Z.E. - FRIEDMAN, I., 1978 – Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *Journal of Petrology*; volume 19, pages 289-316.
- BARTON, M.D., 1990 – Cretaceous magmatism, metamorphism, and metallogeny in the east-central Great Basin. In: *The nature and origin of Cordilleran magmatism*. Édité par J.L. Anderson. Geological Society of America; Mémoire 174, pages 283-302.
- BEAKHOUSE, G.P. - McNUTT, R.H., 1991 – Contrasting types of Late Archean plutonic rocks in northwestern Ontario: implications for crustal evolution in the Superior Province. *Precambrian Research*; volume 49, pages 141-165.
- BÉDARD, L.P. - LUDDEN, J.N., 1997 – Nd-isotope evolution of Archean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 34, pages 286-298.
- BERCLAZ, A. - CADIEUX, A.M. - SHARMA, K.N.M. - PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J., 2001 – Géologie de la région du lac Aigneau (SNRC 24E et 24F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-01, 50 pages.
- BOILY, M. - LACOSTE, P. - LABBÉ, J.Y., 2002 – Géochimie des ceintures et lambeaux volcanosédimentaires du domaine de Goudalie, bloc de Minto, Province du Supérieur, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-03, 50 pages.
- BOILY, M., 1995 – La pétrogénèse du batholite de Preissac-Lacorne : Implications pour la métallogénèse des gisements de MHT. Ministère des Ressources naturelles; ET 95-05, 49 pages.
- BOILY, M. - BROOKS, C. - LUDDEN, J.N., 1989 – Chemical and Isotopic Evolution of the Coastal Batholith of Southern Peru. *Journal of Geophysical Research*; volume 94, pages 12483-12498.
- BREAKS F.W. - MOORE, J.M. Jr., 1992 – The Ghost lake Batholith, Superior province of northwestern Ontario: A fertile S-type peraluminous granite-rare element pegmatite system. *Canadian Mineralogist*; volume 30, pages 835-875.
- CHAPDELAINE, M., - ARCHER, P., 2000 – Les minéralisations en Ni-Cu-Co-ÉGP du projet Gayot, Ceinture de Vénus, Grand-Nord. In : *Explorer au Québec. Redécouvrir l'Abitibi*. Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés; DV 2000-03, page 14.
- CIESIELSKI, A. 1999 – Géologie et lithogéochimie de la partie occidentale de la sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans l'est de la Province du Supérieur, Québec. Commission Géologique du Canada; Dossier Public 3550, 90 pages.
- DePAOLO, D.J., 1981 – Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 53, pages 189-202.
- DE WITT, M.J., 1998 – On archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian research*; volume 91, pages 181-226.
- DRUMMOND, M.S. - DEFANT, M.J. - KEPEZHINSKAS, P.K., 1996 – Petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*; volume 87, pages 205-215.
- DRUMMOND, M.S. - DEFANT, M.J. 1990 – A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*; volume 95, pages 21503-21521.
- EVANS, O.C. - HANSON, G.H., 1992 – Most late Archean tonalites, trondhjemites and granodiorites (TTG) in the SW Superior Province were derived from mantle melts, not by melting of basalts. *American Geophysical Union Abstract Volume*; abstract v22D-3, page 330.
- FROST, B.R. - FROST, C.D. - HULSEBOSCH, T.P. - SWAPP, S.M., 2000 – Origin of the Louis Lake Batholith, Wind River Range, Wyoming. *Journal of Petrology*; volume 41, pages 1759-1776.
- GOSSELIN, C. - ROY, P. - DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (SNRC 33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M. - DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOUTIER, J. - DION, C. - DAVID, J. - DION, D.J., 1999 – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11, 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.
- GOUTIER, J. - OUELLET, M.C. - DION, C., 2001 – Synthèse géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. In : *Projet de cartographie du Grand-Nord : Rapport d'atelier*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-01, pages 57-59
- GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.C. - DAVIS, D.W. - DAVID, J. - PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- ISNARD, H. - GARIÉPY, C., 2004 – Sm-Nd and Pb-Pb signatures of gneisses and granitoids from the La Grande belt: Extent of Late Archean crustal recycling in the northeastern Superior Province, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 68, pages 1099-1113.
- JOHNSON, K. - BARNES, C.G. - MILLER, C.A. 1997 – Petrology, Geochemistry, and Genesis of High-Al Tonalite and Trondhjemites of the Cornucopia Stock, Blue Mountains, Northeast Oregon. *Journal of Petrology*; volume 38, pages 1585-1611.
- KAPP, J.D. - MILLER, C.F. - MILLER, J.F. 2002 – Ireteba Pluton, Eldorado Mountains, Nevada: Late, Deep-Source Peraluminous Magmatism in the Cordillera Interior. *Journal of Geology*; volume 110, pages 649-669.
- LAFRANCE, I., 1999 – Caractérisation des minéralisations nickéli-fères associées à la ceinture archéenne de Vénus, Nouveau

- Québec. Mémoire de MSc, Université du Québec à Montréal, xxx pages.
- LAMOTHE, D, 1997 - Géologie de la région du lac Dupire (SNRC 34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec RG 96-01, 17 pages.
- LECLAIR, A. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - PERCIVAL, J.A., 2002 - Les événements tectonomagmatiques du nord-est de la Province du Supérieur : 300 millions d'années d'évolution archéenne. *In* : Projet de cartographie du Grand-Nord : Rapport d'atelier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-01, pages 65-67.
- LECLAIR, A. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M. - DION, D.J., 2000 - Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- LECLAIR, A. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J. - PARENT, M., 1998 - Géologie de la région du Lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.
- MARTIN, H. - MOYEN, J.F., 2002 - Secular Changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*; volume 30, pages 329-322.
- MARTIN, H., 1999 - Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*; volume 46, pages 411-429.
- MARTIN, H. 1993 - The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust-Comparison with modern processes. *Lithos*; volume 30, pages 373-388.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M., 2000 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K.N.M., 2002 - Géologie de la région du lac Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11. 40 pages.
- PERCIVAL, J.- MORTENSEN, J.K. - STERN, R.A. - BÉGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.- SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996 - Granite-greenstone terranes of the Northern Minto block, northeastern Superior province, Quebec. *In*: Current Research 1996-C, Geological Survey of Canada; pages 157-167.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K., 2002 - Water deficient Calc-alkaline Plutonic Rocks of Northeastern Superior Province, Canada: Significance of Charnokitic Magmatism. *Journal of Petrology*; volume 43, pages 1617-1750.
- PERCIVAL, J.A. - STERN, R.A. - SKULSKI, T.A., 2001 - Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 109, pages 203-238.
- RABEAU, O. 2003 - Étude de l'évolution du néodyme dans la croûte continentale du Nord-Est de la Province du Supérieur, Nunavik, Québec. Thèse de MSc., Université du Québec à Montréal, 80 pages.
- ROY, P. - TURCOTTE, S. - SHARMA, K.M.N. - DAVID, J., 2003 - Géologie de la région du lac Montrochard (SNRC 33O). Ministère des Ressources naturelles, Québec, (sous presse)
- SAWYER, E.W., 1998 - Formation and Evolution of Granitic Magmas During Crustal Reworking: the Significance of Diatexites. *Journal of Petrology*; volume 39, pages 1147-1167.
- SIMARD, M. - GOSSELIN, C. - DAVID, J., 2000 - Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SKULSKI, T. - PERCIVAL, J.A. - CIESIELSKI, A., 1998 - Timing and sources of granitoid magmatism, Bienville Subprovince, northern Quebec, GAC_MAC program abstract 23; A174, A175.
- SKULSKI, T. - PERCIVAL, J.A. - STERN, R.A., 1996a - Archean crustal evolution in the central Minto block, northern Quebec. *In*: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 9, Commission Géologique du Canada; Current Research 1995-F, pages 17-31.
- SKULSKI, T., - PERCIVAL, J.A. 1996b - Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence; Vézien greenstone belt, northwestern Superior province, Canada. *Lithos*; volume 37, pages 163-179.
- SKULSKI, T. - HYNES, A. - FRANCIS, D., 1988 - Basic Lavas of the Archean La Grande Greenstone belt: products of polybaric fractionation and crustal contamination. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 100, pages 236-245
- SMITHIES, R.H., 2000 - The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 182, pages 115-125.
- SMITHIES, R.H. - CHAMPION, D.C. - CASSIDY, K.F., 2003 - Formation of Earth's early Archean continental crust. *Precambrian Research*; volume 127, pages 89-101.
- STERN, R.A. - PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K., 1994 - Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Research*; volume 65, pages 115-153.
- STERN, R.A. - HANSON, G.N. - SHIREY, S.B., 1989 - Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 26, pages 1688-1712.
- ST-SEYMOUR, K. - FRANCIS, D., 1988 - Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guey greenstone belt, New Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, volume 25, pages 691-700.
- WHALEN, J.B. - PERCIVAL, J.A. - McNICOLL, V.J. - LONGSTAFFE, F.J., 2002 - A Mainly Crustal Origin for Tonalitic Granitoid Rocks, Superior Province, Canada: Implications for Late Archean Tectonomagmatic Processes. *Journal of Petrology*; volume 43, pages 1551-1570.
- ZEGERS, T.E. - VAN KEKEN, P., 2002 - Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology*; volume 29, pages 1083-1086.

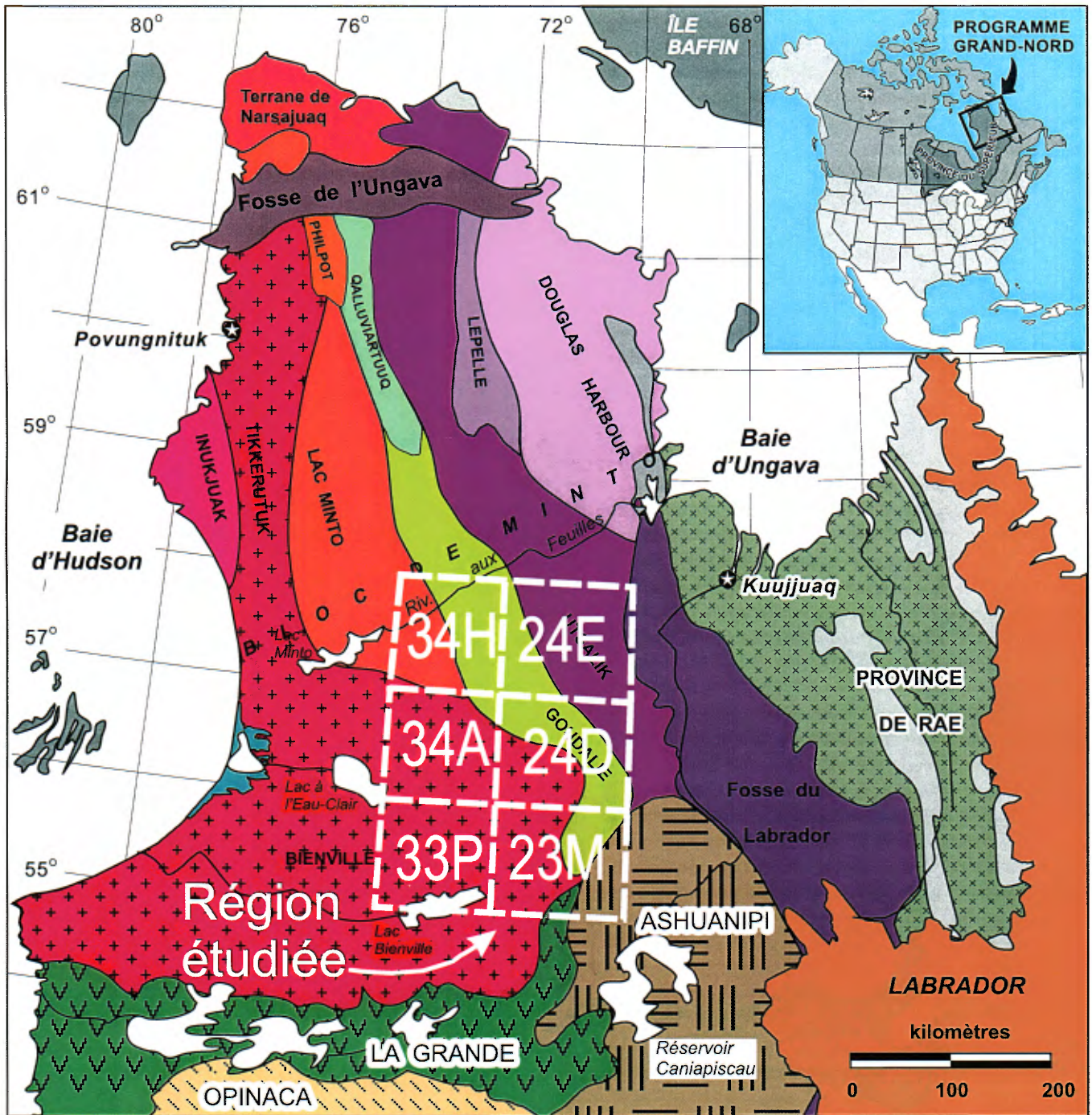


Figure 1 - Géologie de la région du Grand-Nord du Québec et localisation des feuillets SNRC sur lesquels porte notre étude géochimique.

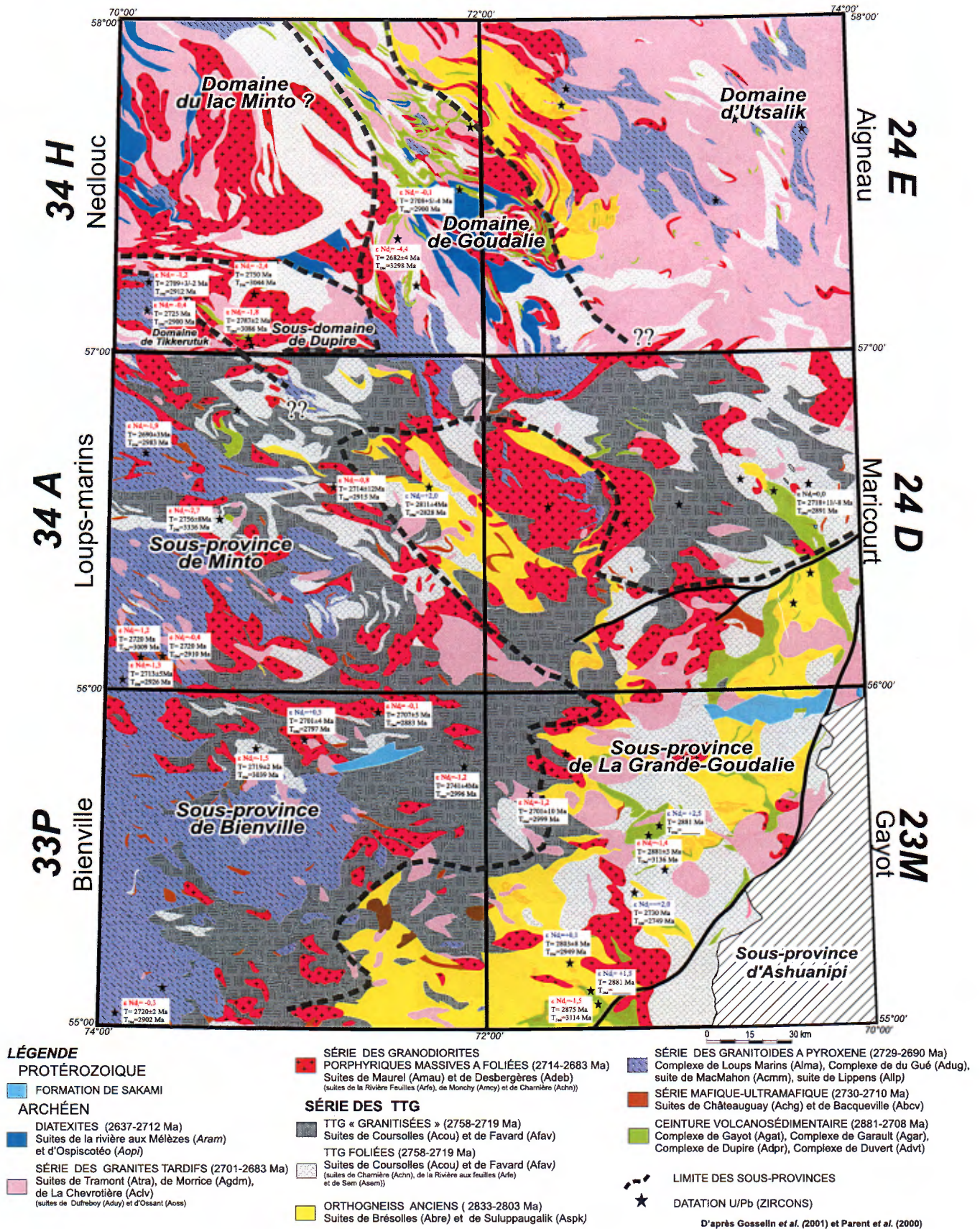


Figure 2 - Carte géologique simplifiée des six feuillets SNRC étudiés mettant en évidence les cinq séries plutoniques qui composent l'armature des cratons archéens.

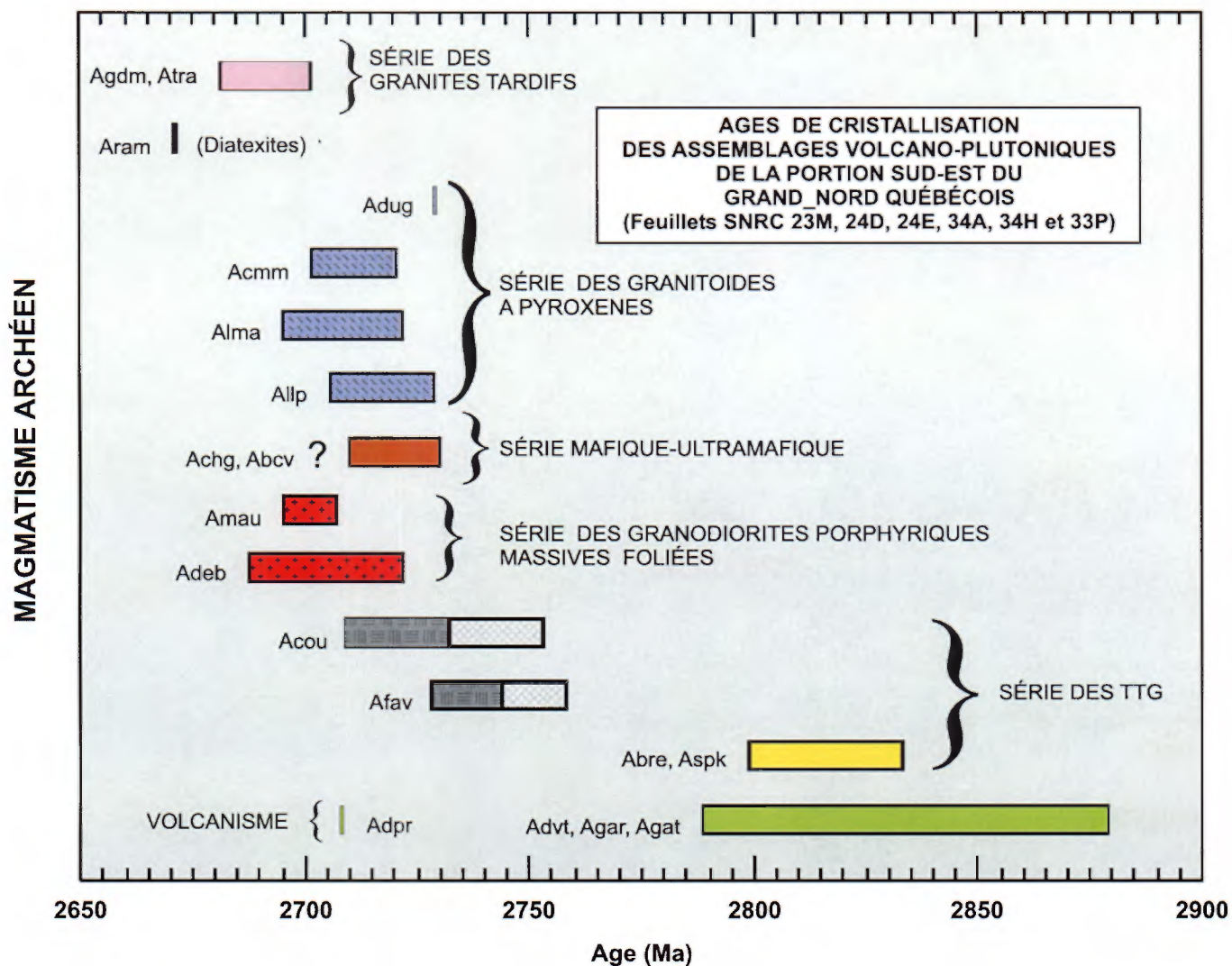


Figure 3 - Géochronologie des roches intrusives formant les cinq séries plutoniques et les roches volcaniques des ceintures volcanosédimentaires situées dans la région sud du Grand-Nord du Québec.

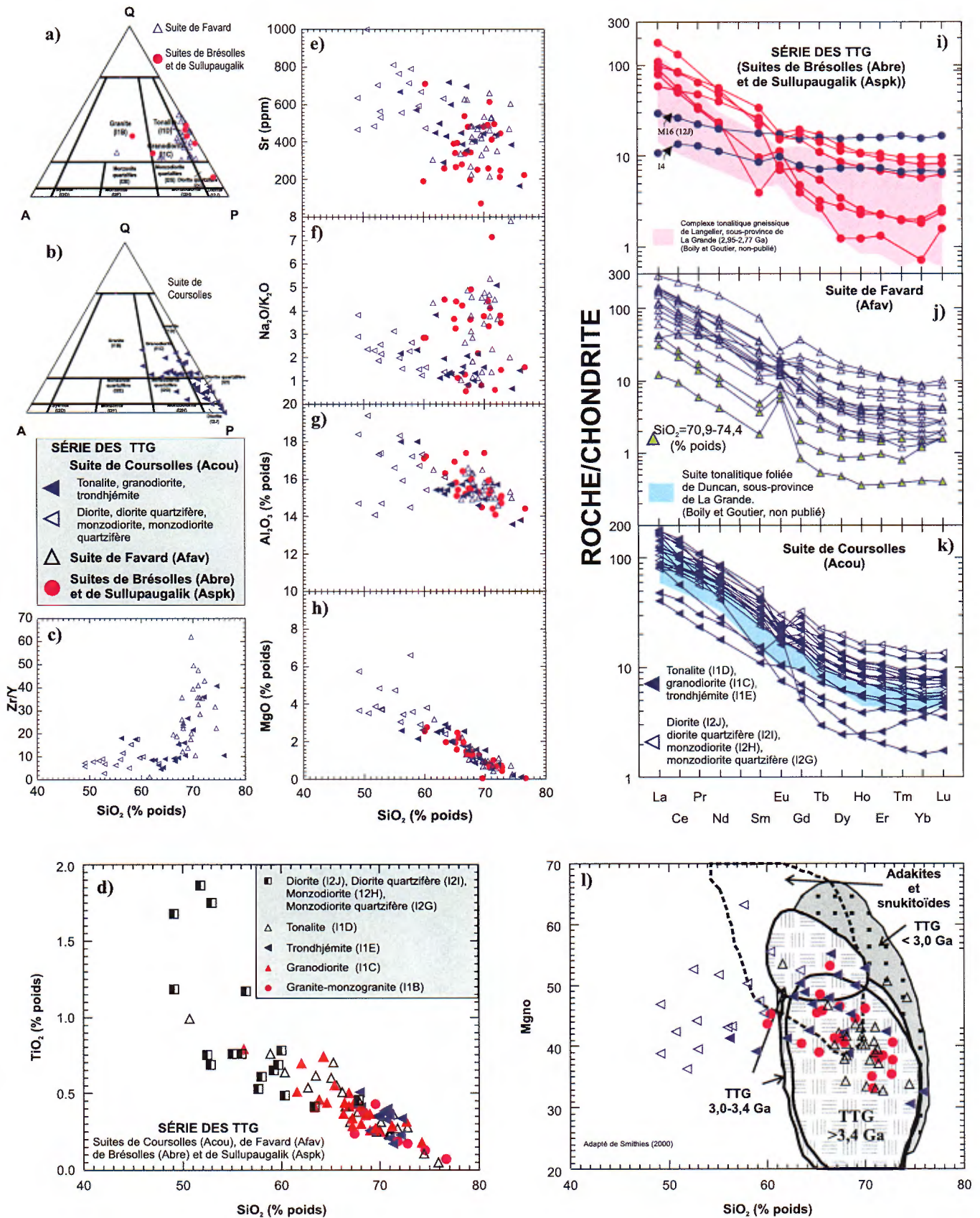


Figure 4 - Géochimie de la série des TTG.

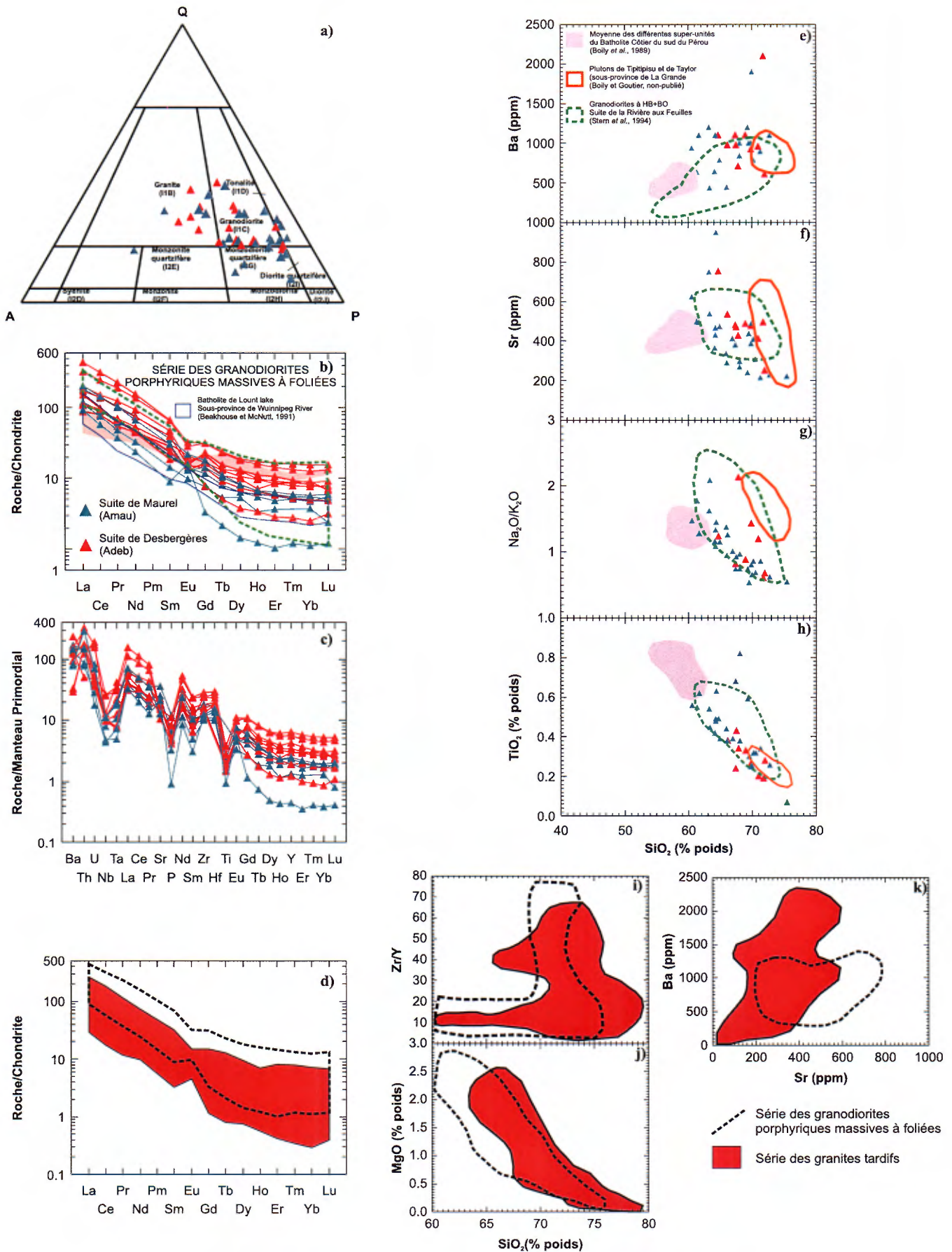


Figure 5 - Géochimie de la série des granodiorites porphyriques massives à foliées.

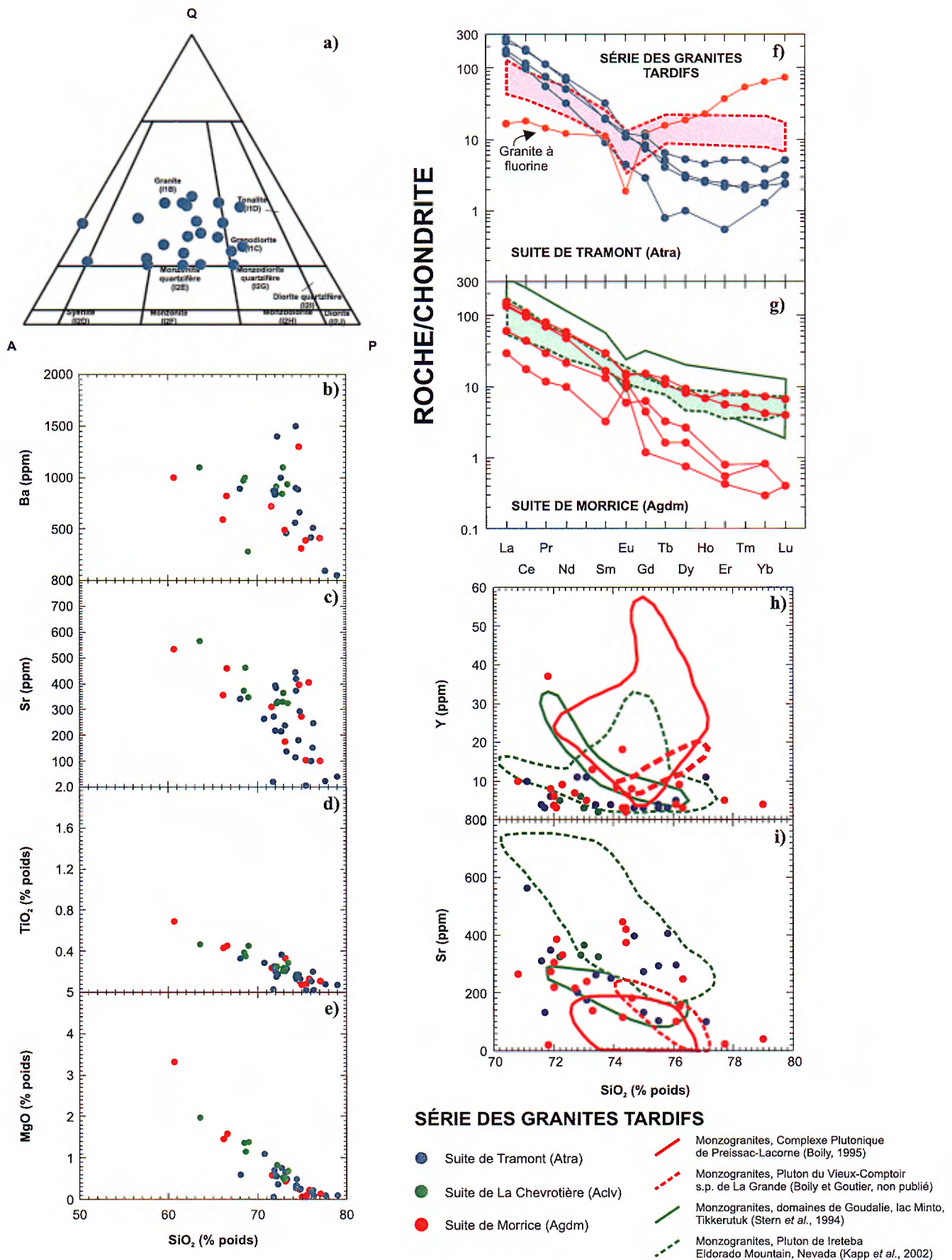


Figure 6 - Géochimie de la série des granites tardifs.

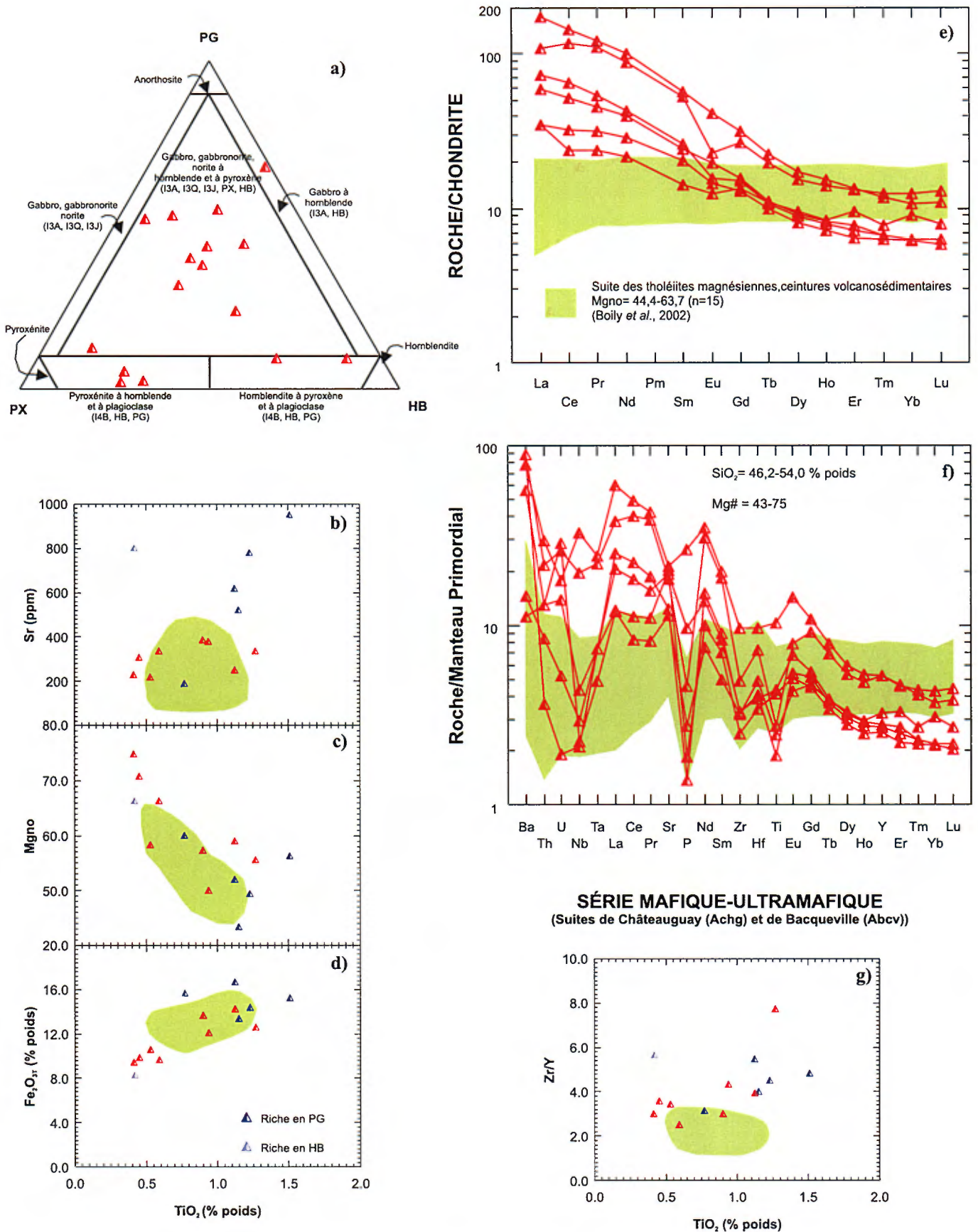


Figure 7 - Géochimie de la série des intrusifs mafiques-ultramafiques.

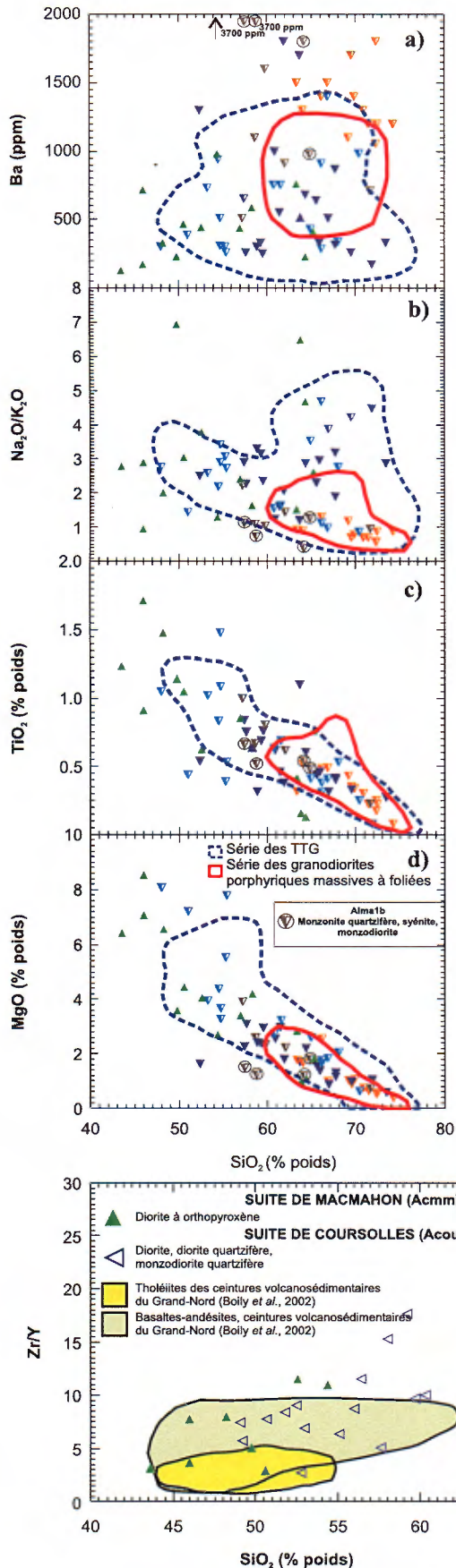


Figure 8 - Géochemie de la série des granitoïdes à pyroxène.

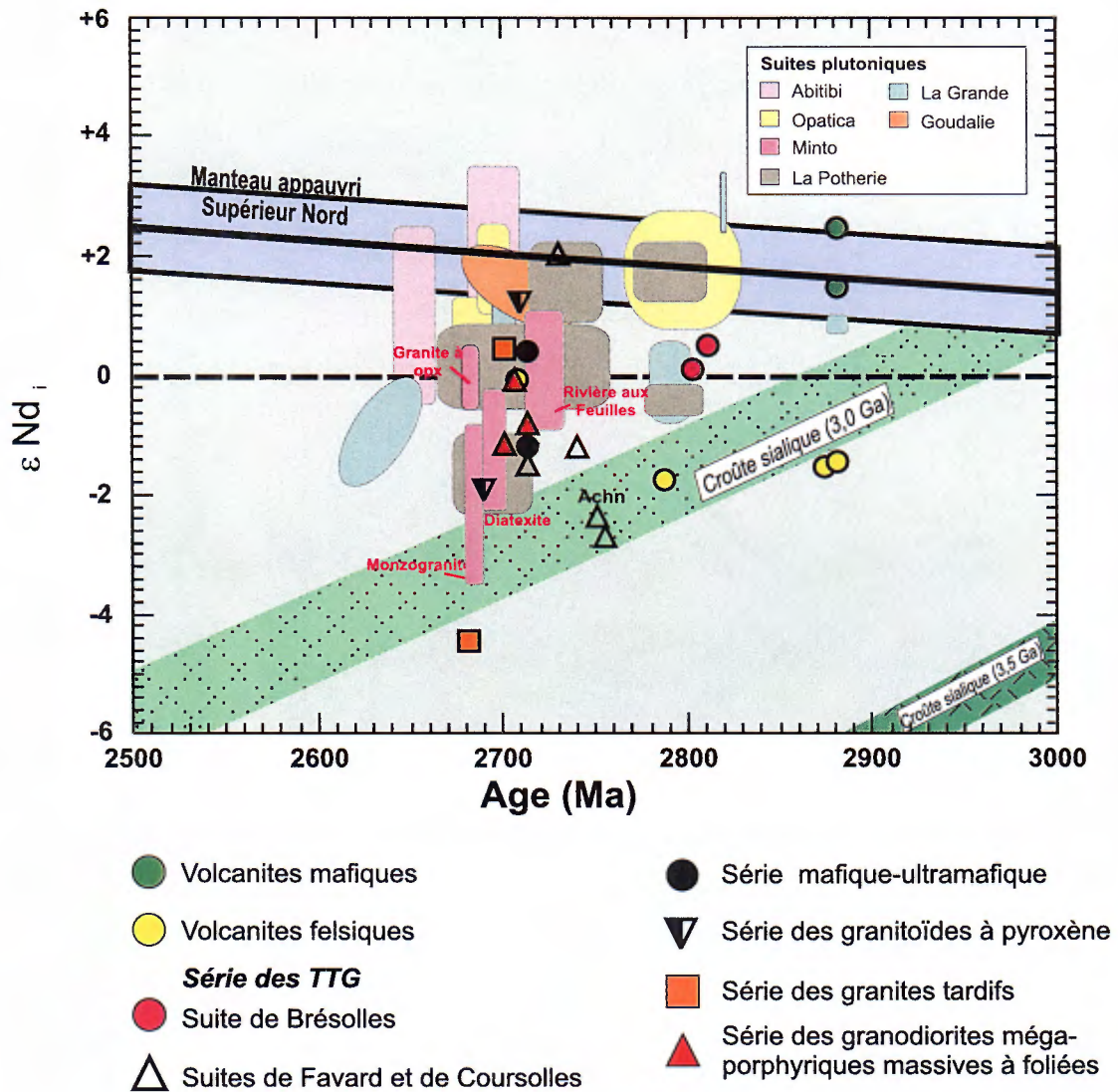


Figure 9 - Diagramme opposant ϵ_{Nd_i} et l'Age exprimant les variations à l'intérieur des roches plutoniques/orthogneissiques et volcaniques provenant de la région sud du Grand Nord du Québec.

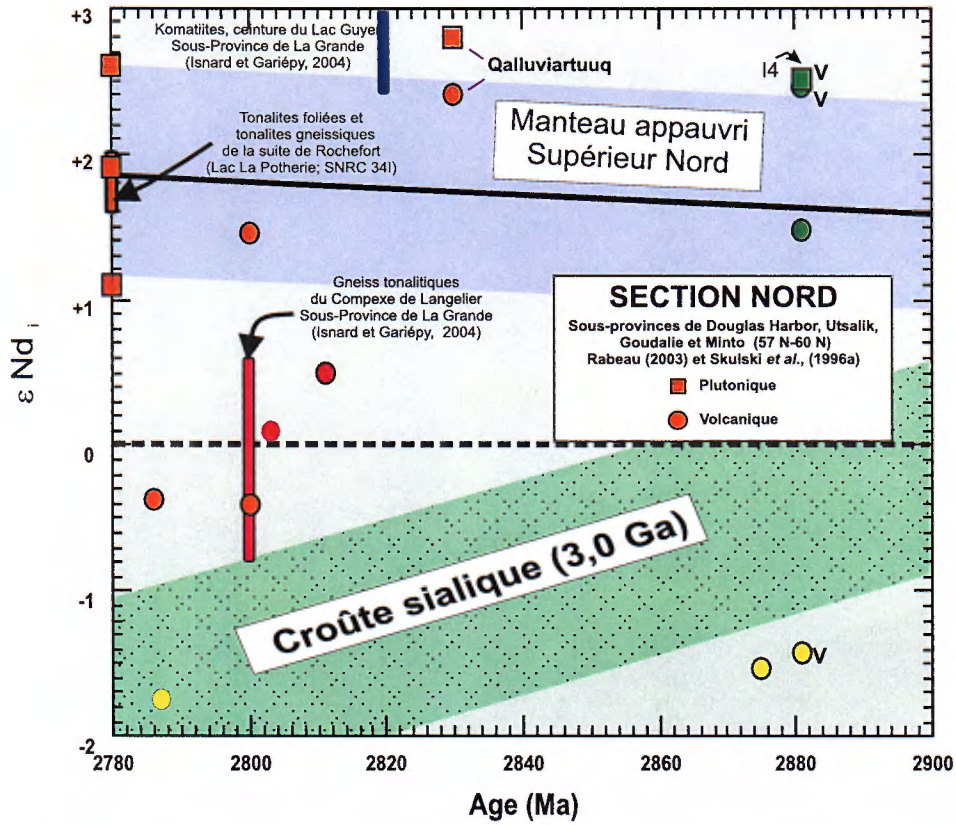


Figure 10 - Diagramme opposant ϵNd_i et l'Age illustrant les variations exprimées par les roches volcaniques et plutoniques d'âge mésoarchéen du Grand-Nord québécois.

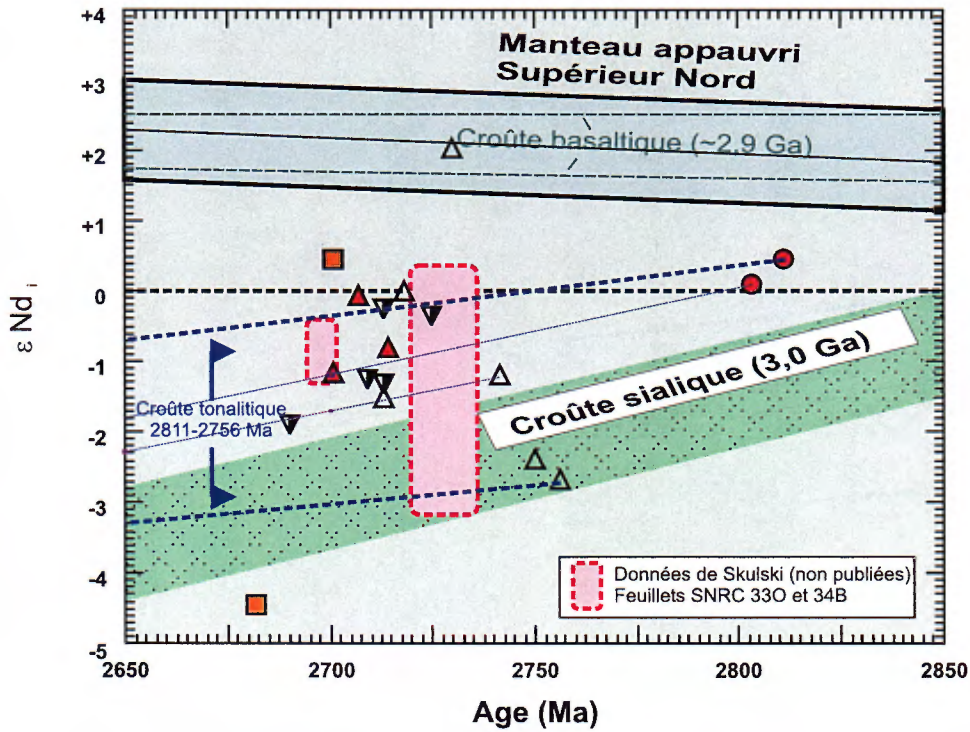


Figure 11 - Diagramme opposant ϵNd_i et l'Age illustrant les variations exprimées par les roches plutoniques de la région étudiée.

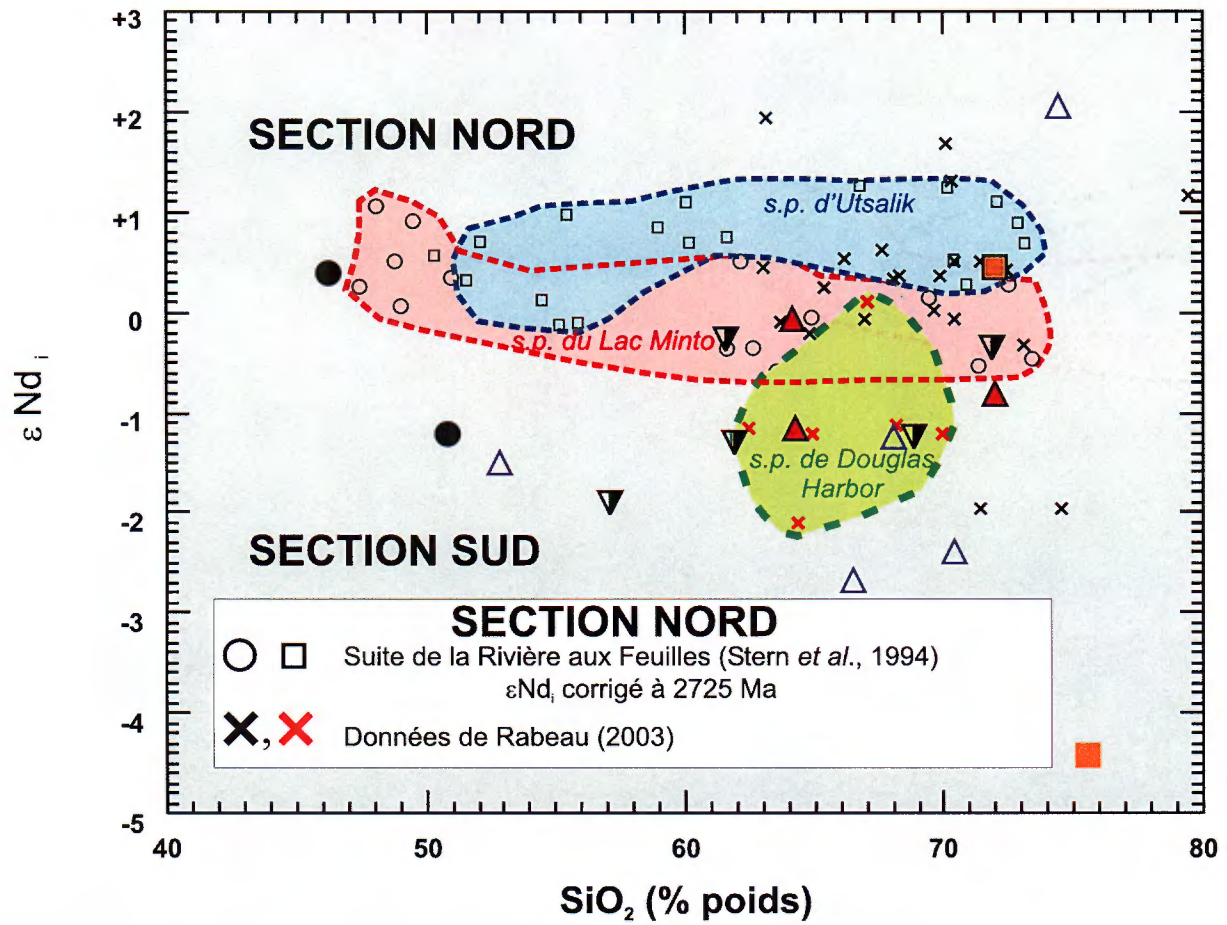


Figure 12 - Diagramme opposant εNd_t et SiO_2 (% poids) illustrant les variations des roches plutoniques néoarchéennes provenant d'un échantillonnage le long des sections nord et sud (cette étude) du Grand-Nord québécois.

Tableau 1 - Compositions isotopiques du Nd des roches volcaniques et plutoniques de la région sud du Grand-Nord québécois.

| No éch. | Région | SNRC | Suite | Type | Age (Ma) Σ | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd } i}$ | $T_{\text{DM}} (\text{Ma})$ |
|--|---------------|-------|--------|----------------------------|-------------------|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| Mégasuite TTG | | | | | | | | | | | |
| 1998018405 | Lac Gayot | 23M05 | Abre | I1D (M1) | 2803±8 | 3,73 | 21,66 | 0,1041 | 0,510931±3 | +0,09 | 2949 |
| 2000024115 | Loups-marins | 34A09 | Abre | I2J | 2811±4 | 4,08 | 17,56 | 0,1329 | 0,511479±2 | +0,46 | 2828 |
| 2000024029 | Loups-marins | 34A14 | Acou | I1D, HB+BO | 2756±8 | 3,00 | 12,11 | 0,1497 | 0,511649±3 | -2,67 | 3336 |
| 2001038415 | Bienville | 33P | Acoul | I2J, PG verts, HB, GM à GG | 2719±2 | 7,63 | 37,40 | 0,1233 | 0,511249±2 | -1,50 | 3039 |
| 2001037099 | Bienville | 33P | Afav | I1C, HB±BO | 2741±4 | 2,72 | 15,26 | 0,1077 | 0,510967±3 | -1,24 | 2996 |
| 99-MAR-3100 | Lac Maricourt | 23D | Acou | I1D, HB+BO | 2718+11/-8 | 3,66 | 20,25 | 0,1092 | 0,511070±5 | 0,00 | 2891 |
| 1998018406 | Lac Gayot | 23M06 | Afav2a | I1D, FO | 2730 | 0,22 | 1,48 | 0,0898 | 0,510818±5 | +2,04 | 2749 |
| Mégasuite des granites tardifs | | | | | | | | | | | |
| 2001037069 | Bienville | 33P | Atra | I1B, HB+BO < 2% | 2701±4 | 3,22 | 34,31 | 0,0567 | 0,510168±2 | +0,45 | 2797 |
| 1998028977 | Lac Nedlouc | 34H08 | Agdm | I1B | 2682±4 | 1,83 | 8,57 | 0,1291 | 0,511217±5 | -4,43 | 3298 |
| Mégasuite des granodiorites porphyriques massifs à foliés | | | | | | | | | | | |
| 2001037083 | Bienville | 33P | Amau | I1C, HB+BO | 2707±5 | 5,50 | 31,00 | 0,1072 | 0,511038±2 | -0,06 | 2883 |
| 1998018403 | Lac Gayot | 23M13 | Amau? | I1C-I1D, HB ± PO | 2701±10 | 4,32 | 21,17 | 0,1233 | 0,511274±3 | -1,15 | 2999 |
| 2000024104 | Loups-marins | 34A10 | Adeb | I1C (I1E), BO, MA ±PO | 2714±12 | 4,73 | 30,87 | 0,0926 | 0,510734±3 | -0,81 | 2915 |
| 1998028964 | Lac Nedlouc | 34H03 | Achn1 | I1C | 2750 | 3,80 | 24,74 | 0,0928 | 0,510633±4 | -2,39 | 3044 |
| Mégasuite mafique-ultramafique | | | | | | | | | | | |
| 2000024120 | Loups-marins | 34A | Achg | I3A, MX | 2720* | 2,94 | 13,02 | 0,1365 | 0,511582±4 | +0,40 | 2910 |
| 2000024121 | Loups-marins | 34A | Achg | I3A, BO (M7) | 2720* | 3,81 | 18,83 | 0,1223 | 0,511248±5 | -1,17 | 3009 |
| Mégasuite des granites à pyroxènes | | | | | | | | | | | |
| 1998028956 | Lac Nedlouc | 34H04 | Allp1 | I1T | 2709+3/-2 | 5,00 | 18,70 | 0,1616 | 0,511950±3 | -1,24 | 2912 |
| 1998020798 | Lac Nedlouc | 34H04 | Allp2 | I1T | 2725 | 2,14 | 13,52 | 0,0957 | 0,510805±2 | -0,35 | 2900 |
| 2000024114 | Loups-marins | 34A12 | Alma | I1T, GG | 2690±3 | 10,87 | 64,92 | 0,1012 | 0,510848±2 | -1,90 | 2983 |
| 2000038420 | Bienville | 33P | Alma2 | I2Q, RU de I1C | 2720±2 | 4,70 | 27,31 | 0,1040 | 0,510963±4 | -0,27 | 2902 |
| 2000024106 | Loups-marins | 34A04 | Alus | I1C, PO, HJ | 2713±5 | 10,83 | 79,99 | 0,0818 | 0,510517±3 | -1,31 | 2926 |
| Roches volcaniques | | | | | | | | | | | |
| Volcanites mafiques | | | | | | | | | | | |
| 1998018452 | Lac Gayot | 23M | Agat1 | V3 (M16) | 2881* | 2,16 | 6,36 | 0,2053 | 0,512878±7 | +1,47 | 3299 |
| 1998018423 | Lac Gayot | 23M | Agat1 | V3 (M16) | 2881* | 1,62 | 4,95 | 0,1981 | 0,512792±7 | +2,46 | 2675 |
| Volcanites felsiques | | | | | | | | | | | |
| 1998028963 | Lac Nedlouc | 34H03 | Adpr3 | V1, TU | 2787±2 | 3,10 | 16,50 | 0,1135 | 0,511021±5 | -1,75 | 3086 |
| 1998028959 | Lac Nedlouc | 34H09 | Adv1 | V1, TU | 2708+5/-4 | 5,05 | 26,01 | 0,1173 | 0,511219±2 | -0,05 | 2900 |
| 1999029417 | Lac Gayot | 23M11 | Agat1 | V1, TX | 2881±3 | 2,78 | 14,99 | 0,1121 | 0,510958±3 | -1,42 | 3136 |
| 1998018468 | Lac Gayot | 23M03 | Agat1 | V1, TU | 2875 | 3,23 | 19,17 | 0,1018 | 0,510761±7 | -1,53 | 3114 |

$$\epsilon_{\text{Nd } i} = ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} T / {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} T - 1) * 10^4$$

$$T_{\text{DM}} = \ln((1 + ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}) / ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}))) * 1/\lambda$$

Σ Datations U/Pb sur zircon provenant de David (en préparation)

* Ages présumés

$${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} T = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{éch}} (e^{\lambda T} - 1) \quad {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$$

$${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,1967$$

$$\lambda = 6,54 * 10^{-12}$$

$${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} T = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} (e^{\lambda T} - 1) \quad {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0,513090$$

$${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0,2150$$

CHUR=Chondritic Universal Reservoir