

MB 2018-15

Géochimie et pétrogenèse des metabasites du Complexe de Kaslac, Nunavik, Québec

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 



Géochimie et pétrogenèse des metabasites du Complexe de Kaslac, Nunavik, Québec

Pierre-Hugues Lamirande et Carl Bilodeau

MB 2018-15



Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Géochimie et pétrogenèse des metabasites du Complexe
de Kaslac, Nunavik, Québec

Rapport final

Pierre-Hugues Lamirande (Université Laval)

Carl Bilodeau (MERN)

16 avril 2018

Table des matières

Table des figures	Erreur ! Signet non défini.
Introduction	1
<i>Problématique et objectifs de recherche</i>	<i>2</i>
Contexte géologique	3
<i>Contexte régional.....</i>	<i>3</i>
<i>Travaux antérieurs</i>	<i>4</i>
<i>Subdivision et géologie du Complexe de Kaslac</i>	<i>6</i>
Géochimie	11
<i>Échantillonnage</i>	<i>11</i>
<i>Méthode analytique.....</i>	<i>11</i>
<i>Résultats.....</i>	<i>11</i>
Nature des protolithes	11
Éléments majeurs.....	14
Éléments de transition	16
Éléments traces	17
Mobilité des éléments.....	17
<i>HFSE.....</i>	<i>18</i>
<i>LILE.....</i>	<i>18</i>
Profils de terres rares	18
Profils multi-éléments	21
<i>Géochimie des granitoïdes.....</i>	<i>23</i>
Éléments majeurs.....	23
Éléments traces	24
Comparaison avec des roches riches en silice en contexte d'arc.....	26
Discussion.....	28
<i>Environnement géodynamique pour le Complexe de Kaslac.....</i>	<i>28</i>
<i>Arc continental ou océanique ?.....</i>	<i>28</i>
<i>Problématiques complémentaires à résoudre.....</i>	<i>29</i>
Conclusion	29
Références.....	30

Table des figures

Figure 1 - Carte géologique régionale de la Province de Churchill Sud-Est.....	3
Figure 2 –Géologie de la région de Kuujuaq.....	6
Figure 3 - Carte détaillée locale d'une intrusion mafique-ultramafique du Complexe de Kaslac..	7
Figure 4 – Textures caractéristiques des roches mafiques-ultramafiques.....	10
Figure 5 – Diagramme ternaire des cations (Fe+Ti)-Al-Mg de Jensen et Pyke (1982).	13
Figure 6 - Diagramme Mg# vs SiO ₂ /Al ₂ O ₃ montrant les tendances de différenciation possible et des processus cumulatifs	14
Figure 7 – Éléments majeurs en fonction de MgO (% poids).	15
Figure 8 –Diagrammes FeO _(T) et TiO ₂ vs SiO ₂	16
Figure 9 - Variation du Cr et du Ni en fonction de Mg# pour les roches mafiques et ultramafiques du Complexe de Kaslac.....	17
Figure 10 – (a) Diagramme du titane en fonction de Mg# et (b) du vanadium en fonction du titane.	17
Figure 11 - Profils de terres rares normalisées aux valeurs des chondrites de McDonough et Sun (1995).	20
Figure 12 – Diagrammes spider multiéléments normalisés aux valeurs du N-MORB de Sun et McDonough (1989).....	22
Figure 13 –Classification des granitoïdes selon leur proportion modale calculée avec la norme CIPW.	24
Figure 14 – Diagramme AFM pour l’affinité des granitoïdes.	24
Figure 15 - Diagramme A/CKN qui sépare les champs peralumineux (A/CKN > 1) du champ metalumineux (A/CNK < 1).....	24
Figure 16 –Profils de terres rares normalisés aux valeurs des chondrites C1 de McDonough et Sun (1995).	25
Figure 17 –Profils multiéléments normalisés aux valeurs N-MORB de Sun et McDonough (1989).	25
Figure 18 - Diagramme de discrimination tectonique de Pearce et al. (1984) Rb vs Y+Nb.	26
Figure 19 – Comparaison avec des roches riches en silice en contexte d’arc.....	27

Introduction

Les travaux de cartographie régionale effectués par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN) aux étés 2011 et 2015 dans la région de Kuujuaq (SNRC 24K) (Province de Churchill) ont permis de cartographier des roches intrusives mafiques et ultramafiques litées et métamorphisées du Complexe de Kaslac (unité pPkaa2). L'unité est essentiellement composée de métagabbros présentent à la fois des textures réactionnelles et assemblages minéralogiques de haut grade métamorphique et des textures magmatiques primaires relativement bien préservés. Certaines de ces roches ont la particularité de contenir des teneurs notables en oxydes de fer et titane (jusqu'à 25,63 % FeO_t et 3,80 % TiO_2). L'origine de ces roches est incertaine.

Les roches mafiques riches en Fe-Ti (plus de 12 % poids en fer total sous forme FeO et plus de 2% poids en TiO_2), ou « ferrobasaltes » telles que définies par Byerly et al. (1976) et Natland (1980) semblent être uniquement associées à des environnements tectoniques en extension, en domaine continental ou océanique. Raveggi et al. (2007) mentionnent des cas documentés de lithologies similaires. En domaine continental, des ferrobasaltes ont été décrits dans le rift Afar en Éthiopie (Barberi et al., 1975) ainsi que dans les sections nord et sud du rift de la Mer Rouge (Cocherie et al., 1994; Juteau et al., 1983). En domaine océanique, des ferrobasaltes ont été documentés dans des rides médio-océaniques actuelles (Anderson et al., 1975; Kay et al., 1970; Miyashiro et al., 1970) et notamment aux extrémités des rifts (Christie et Sinton, 1981; Sinton et Hey, 1979; Sinton et al., 1983), aux intersections entre les rides médio-océaniques et des failles transformantes (Fornari et al., 1983; Perfit et Fornari, 1983; Perfit et al., 1983) et aux jonctions triples de plaques (Le Roex et al., 1982). De tels basaltes ont également été décrits dans des ophiolites (Harper, 2003).

En contexte d'arrière-arc, Pearce et al. (1994) ont documenté des roches basaltiques riches en Fe-Ti à l'extrémité du centre d'étalement du Central Lau Basin dans l'océan Pacifique. De telles roches sont reconnues également au Protérozoïque d'après des arguments géochimiques. Dans le bloc de Broken Hill en Australie, Raveggi et al. (2007) présente des metabasites similaires, interprétées comme étant issues d'un environnement d'arrière-arc métamorphisé au faciès supérieur des amphibolites et des granulites. D'autres exemples similaires sont retrouvés près de Mount Isa et de Georgetown au nord de l'Australie (Williams, 1998; Wilson et al., 1984; Withnall, 1984).

Au Québec, Montreuil et Constantin (2010) documentent des gneiss mafiques dans le terrane de Renzy (Province de Grenville) dont l'enrichissement en Fe-Ti est associé à un contexte d'arc et d'arrière-arc. Ailleurs dans le Grenville, les gneiss mafiques du Complexe de Bondy (Blein et al., 2003), les amphibolites du domaine Shawanaga (Culshaw et Dostal, 2002; Slagstad et al., 2004) et les enclaves mafiques du domaine Muskoka (Slagstad et al., 2004), ont aussi des signatures géochimiques de bassin d'arrière-arc.

Problématique et objectifs de recherche

L'étude actuelle a pour objectif de proposer un cadre géodynamique régional de mise en place des unités mafiques et ultramafiques du Complexe de Kaslac sur la base d'arguments géochimiques, géochronologiques et pétrographiques. Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un projet de maîtrise à l'Université Laval, en collaboration avec le MERN et la Commission Géologique du Canada (CGC).

La déformation et le métamorphisme de haut grade des roches de la Province de Churchill Sud-Est compliquent l'interprétation géodynamique. Plusieurs auteurs ont montré que certains éléments traces tels les « high field strength elements » (HFSE) et les éléments du groupe des terres rares (ETR) peuvent être relativement immobiles dans les terrains de haut grade métamorphique et peuvent fournir d'importantes informations sur la source et l'évolution des magmas, lesquelles peuvent être ensuite utilisées pour reconstituer l'environnement géodynamique de mise en place (Floyd et Winchester, 1978; Myers et Breitkopf, 1989; Pearce et Cann, 1973; Pearce et Norry, 1979; Winchester et Floyd, 1976, 1977). Les metabasites conservent généralement leur composition originale en éléments immobiles puisque le taux de fusion dans ces roches ne dépassent rarement le pourcentage critique d'extraction de magma (Montreuil et Constantin, 2010; Vigneresse, 2007; VIGNERESSE et al., 1996). Les roches mafiques et ultramafiques du Complexe de Kaslac offrent ainsi une opportunité de mieux comprendre l'évolution tectonique de la partie extrême-ouest de cette partie de la Province de Churchill.

Contexte géologique

Contexte régional

La présente étude est localisée dans la Province géologique de Churchill, au nord-ouest de la municipalité de Kuujjuaq (encadré sur la Figure 1). La Province de Churchill sud-est (PCSE) est limitée par les cratons archéens du Supérieur à l'ouest, de Nain à l'est, et au sud par la province protérozoïque de Grenville (Figure 1). Le PCSE est considérée comme la continuation d'un segment de l'orogénie trans-Hudsonienne (St-Onge et al., 1998).

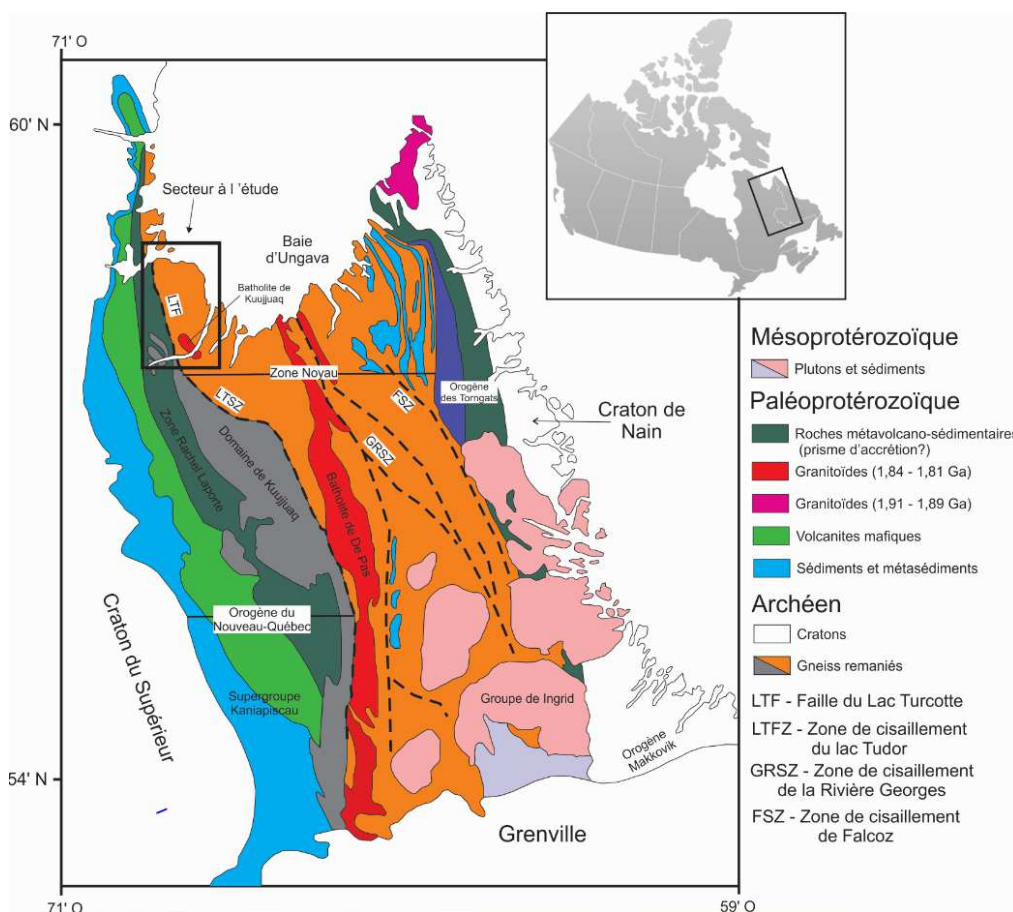


Figure 1 - Carte géologique régionale de la Province de Churchill Sud-Est. Figure adaptée de Wardle et al. (2002).

Dans la région à l'étude, le PCSE est formé de trois domaines lithotectoniques : la Fosse du Labrador, la Zone de Rachel-Laporte et le Domaine de Kuujjuaq. La Fosse du Labrador et la Zone de Rachel-Laporte constituent des ceintures volcanosédimentaires paléoprotérozoïques plissées et chevauchées sur le craton du Supérieur lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec (Clark, 1994;

Hoffman, 1990; Wardle et al., 2002). Le Domaine de Kuujuaq, renfermant notamment le Complexe de Kaslac, fait partie de la « Zone noyau » qui consiste en des terrains archéens retravaillés au Paléoprotérozoïque. Elle se subdivise en différents domaines lithotectoniques délimités par d'importants couloirs de déformation. Son cœur est occupé par le Batholite de De Pas (1861 à 1813 Ga), une supersuite intrusive de composition granitique et charnockitique de plus de 600 km d'envergure, interprété comme un arc magmatique ensialique dans l'arrière-pays de l'orogène du Nouveau-Québec (Dunphy et Skulski, 1996; Martelain et al., 1998; Van der Leeden et al., 1990) comprenant possiblement une composante syn-collisionnelle (Wardle et al. (2002). Selon le modèle de Wardle et al. (2002), la « Zone noyau » est un terrain archéen séparé du craton du Supérieur par un rift à la fin de l'archéen ou au début du Paléoprotérozoïque (1,91 - 1,89 Ga), puis remanié lors de la collision avec le Supérieur lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga).

Travaux antérieurs

Dans la partie ouest de la « Zone Noyau », Perreault et Hynes (1990) ont défini la partie ouest de la « Zone noyau » comme étant le « Terrane de Kuujuaq », comprenant notamment le « Domaine du lac Gabriel » entre les failles du lac Turcotte à l'ouest, et du lac Pingiajjulik à l'est, ainsi que le « Domaine du Lac Berthet », à l'est de la faille du lac Pingiajjulik (Figure 2). Ce dernier a été renommé « Domaine de la Baie-aux-Feuilles » lors des travaux de cartographie de Simard et al. (2013a). Perreault et Hynes (1990) ont également cartographié le « Batholite de Kuujuaq », dont la mise en place est survenue entre 1845 et 1833 Ma. Ce batholite consiste en une série d'intrusifs riches en silice d'affinité calco-alkaline localisés grossièrement le long de la faille du lac Pingiajjulik. Il pourrait être associé à un épisode de magmatisme d'arc continental (Poirier et al., 1990). Ces intrusions sont également interprétées comme une extension possible du Batholite de De Pas (Wardle et al., 2002) ou les vestiges de la racine d'un arc protérozoïque (Perreault et Hynes, 1990).

À noter qu'à suite des travaux de Bardoux et al (1998) dans le cadre du levé lithoprobe (ECSOOT), aucune distinction n'a été établie entre les roches du Batholite de Kuujuaq et celles de la « Zone noyau ». Par conséquent, Wardle et al. (2002) n'ont pas retenu le terme « Terrane de Kuujuaq » et ses limites historiques et définissent le « Domaine de Kuujuaq » qu'ils décrivent comme une unité de gneiss, délimitée à l'ouest par la Zone lithotectonique de Rachel Laporte et par la zone de cisaillement du lac Tudor à l'est (Figure 1).

Les travaux de cartographie de Simard et al. (2013b) ont permis de subdiviser la partie nord-ouest de la « Zone noyau » en deux domaines structuraux délimités par des failles de chevauchement : les domaines de Gabriel et de la Baie-aux-Feuilles (Figure 2). Le Domaine de la Baie-aux-Feuilles a été introduit décrit par Simard et al. (2013b) pour réunir les roches intrusives de haut grade métamorphique, incluant le Complexe de Kaslac (Figure 2), les gneiss tonalitiques et granodioritiques du Batholithe de Kuujuaq et les granitoïdes porphyriques très déformés de la Suite de Tasiakuk. Les auteurs interprètent le Domaine de la Baie-aux-Feuilles comme une écaille chevauchant les roches volcanosédimentaires du Domaine de Gabriel à l'ouest. Le domaine abrite également des gneiss granitiques du Complexe d'Ungava, les métasédiments de la Suite de la Baleine et les granites tardifs de la Suite de Dancelou. Les granitoïdes blanchâtres de la Suite d'Aveneau sont aussi injectés dans la partie sud-est du domaine, le long du chevauchement du lac Pingiajjulik, recoupant ainsi les couloirs de chevauchement dans ce secteur (Figure 2).

Subdivision et géologie du Complexe de Kaslac

Les travaux d'échantillonnage et de cartographie de l'été 2015 ont été réalisés à 80 km au nord-ouest de la municipalité de Kuujuaq. À l'échelle régionale, le Complexe de Kaslac est divisé en deux sous-unités soit (1) les roches intrusives felsiques et intermédiaires (pPkaa1) et (2) les roches mafiques et ultramafiques (pPkaa2) (Figure 2).

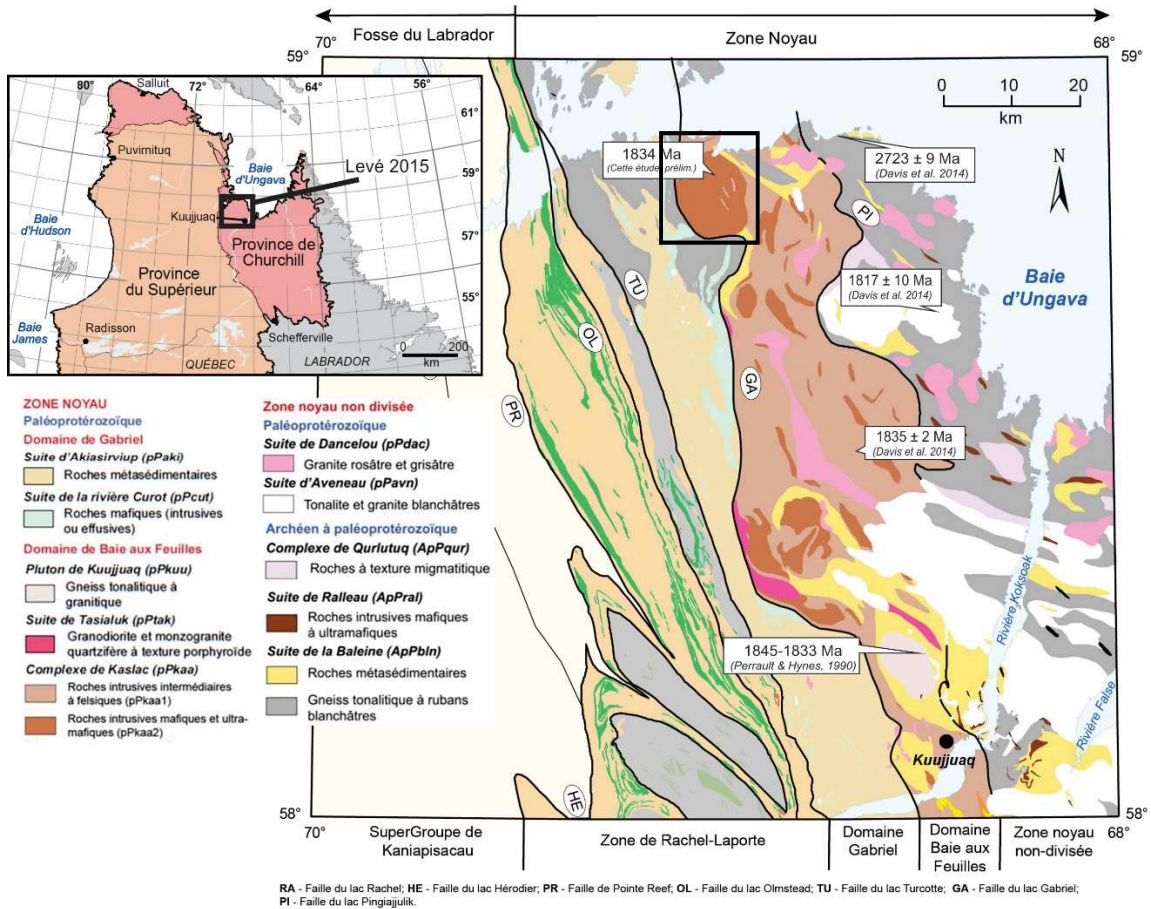


Figure 2 –Géologie de la région de Kuujuaq. Carte adaptée des travaux de Simard et al. (2013b).

Une cartographie plus détaillée dans le secteur nord près de la Baie d'Ungava en 2015 (encadré sur Figure 2) a permis d'identifier de nouveaux faciès, lesquels ont été regroupés selon leurs principales caractéristiques pétrographiques (Tableau 1) (Figure 3).

Tableau 1 - Résumé des principaux groupements lithologiques et leurs caractéristiques pétrographiques.

	Subdivision	Minéralogie	Texture	Roches
Groupe 1	A	Grt + Hbl + Cpx + Ilm + Mag	Porphyroblastique, couronnes de symplectites sur les grenats	Méta- Gabbros très riches en grenats
	B	Hbl + Px + Pl + Mag + Ilm	Granoblastique	Méta- gabbros sans grenat
Groupe 2	A	Pl + Hbl + Cpx + Grt	Granoblastique porphyroblastique	Méta- Leucogabbros
	B	Hbl + Pl + Cpx + Grt	Grt en couronnes sur minéraux mafiques	Méta- Mésogabbros
	C	Hbl + Cpx + Pl + Grt	Granoblastique porphyroblastique	Méta- Mélanogabbros
Groupe 3	-	Ol + Opx + Cpx + Spn + Mag	Cumulats primaires	Webstérites et péridotites

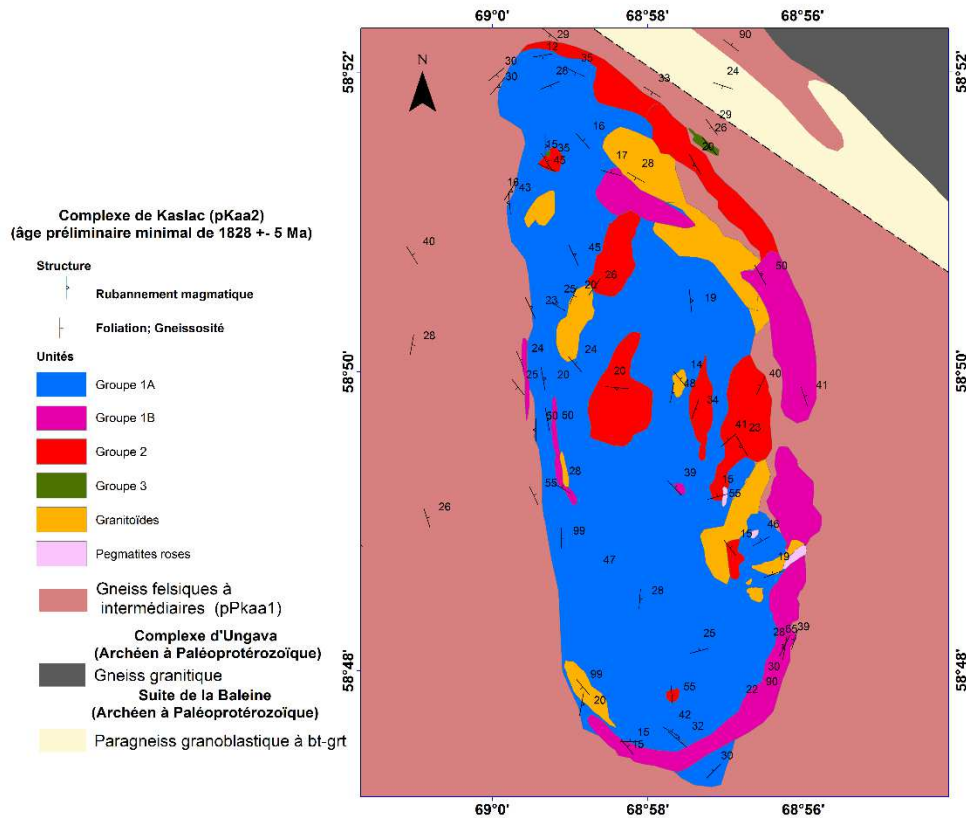


Figure 3 - Carte détaillée locale d'une intrusion mafique-ultramafique du Complexe de Kaslac. Les subdivisions du groupe 2 (A B et C) ont été regroupées car ces roches sont généralement retrouvées ensemble à l'échelle de l'affleurement. Les roches du groupe 1 sont divisées selon la dominance des faciès avec ou sans grenat.

La distribution des unités mafiques et ultramafiques ainsi que la présence locale de litage magmatique bien développé suggèrent que l'intrusion du Kaslac constitue un stock profond plutôt que des coulées volcaniques ou des filons-couches. Les unités se présentent sous forme de bandes allongées ou de forme ovoïde à irrégulières de quelques kilomètres d'envergure. Elles forment généralement des horizons métriques de plusieurs faciès à l'échelle d'un même affleurement.

Le litage magmatique primaire et la foliation principale sont subparallèles et à environ 30 degrés de pendage. Les unités forment une structure monoclinale légèrement plissée sans répétition apparente des unités. Le faciès principal est celui des metabasites à porphyroblastes de grenat avec oxydes de fer (groupe 1A). Les faciès sans grenat qui sont les plus abondants en bordure de l'intrusion. Au centre et à la bordure nord, on retrouve des assemblages du groupe 2 contenant notamment une grande proportion de leucogabbros.

Le groupe 1A est un ensemble de metabasites riches en porphyroblastes de grenats poeciloblastiques (jusqu'à 50%) à couronnes noires bien développées de hornblende et plagioclase. La matrice est composée d'un assemblage généralement hétérogène de plagioclase + hornblende ± clinopyroxène ± magnétite ± ilménite (Figure 4A). En inclusion dans les grenats, on retrouve un assemblage de clinopyroxène ± hornblende ± plagioclase ± magnétite ± ilménite. Certains échantillons sont également riches en oxydes de fer-titane. Les textures primaires sont complètement oblitérées. Dans les zones plus déformées, la fabrique devient localement gneissique et la proportion modale de minéraux mafiques et de grenats varie selon les rubans compositionnels. Les roches ont la particularité de présenter localement des évidences de fusion partielle incluant des mélanosomes à grenat + clinopyroxène + hornblende, spatialement associées à un faible pourcentage de leucosomes riches en plagioclases (Figure 4B). Ce groupe de roches se présente en niveaux métriques à décimétriques intercalés aux faciès non fusionnés.

Le groupe 1B est constitué de gabbros, gabbronorites et norites sans grenat, renfermant localement des oxydes de fer et de titane. Les pyroxènes sont majoritairement rétrogradés en amphiboles. Les roches arborent une patine altérée qui leur est caractéristique, une texture granoblastique et l'unité ne semble pas avoir été affectée par la fusion partielle.

Le groupe 2 comprend des roches mafiques de composition anorthositique à mélagabbro. Il est subdivisé selon la proportion modale de minéraux mafiques (groupe 2A : anorthosite et leucogabbro, groupe 2B mésogabbro, groupe 2C : mélagabbro). Ces roches sont composées d'une proportion variable de plagioclase, de clinopyroxène généralement remplacé par la hornblende, et localement du grenat. Leurs structures sont généralement foliées, granoblastiques ou mouchetées. Les roches se présentent en niveaux métriques intercalés avec les faciès mafiques des autres groupes selon des contacts diffus à proportion modale des minéraux mafiques et de grenats varie de façon graduelle. Il existe aussi des horizons de plusieurs dizaines de mètres dans lesquels des lits primaires sont préservés des effets du métamorphisme, selon une alternance de bandes centimétriques ondulantes, leucocrates à mélanocrates. Les grenats sont cristallisés en porphyroblastes, associés aux minéraux mafiques (Figure 4C). Dans les endroits très foliés, les grenats ont une structure polycristalline morcelée ou en couronnes diffuses autour des minéraux mafiques (groupe 2B) (Figure 4C).

On retrouve quelques rares lentilles plurimétriques à la patine brun rouille de webstérites et périclites (groupe 3) au sein des faciès mafiques. À l'échelle de l'affleurement, on distingue les

roches de ce groupe en lits primaires décimétriques en alternance avec des lits mafiques de composition variée. On distingue un assemblage composé d'orthopyroxène + olivine + clinopyroxène + spinelle + magnétite, malgré l'altération notable des minéraux causée par la serpentinisation.

La relation entre les roches mafiques et ultramafiques (pPkaa2) et les gneiss felsique à intermédiaires environnants (pPkaa1) (unité en brun pâle sur la Figure 2) est incertaine et sont interprétés comme étant relativement contemporains. Par contre, une variété similaire de roches felsiques et intermédiaires à orthopyroxène et phénocristaux de feldspaths sont injectées dans les faciès mafiques, formant des niveaux de puissance métrique parallèles et localement des brèches magmatiques (Figure 4D). Les relations de terrain montrent que ces roches sont plus jeunes que les faciès mafiques malgré leur déformation.

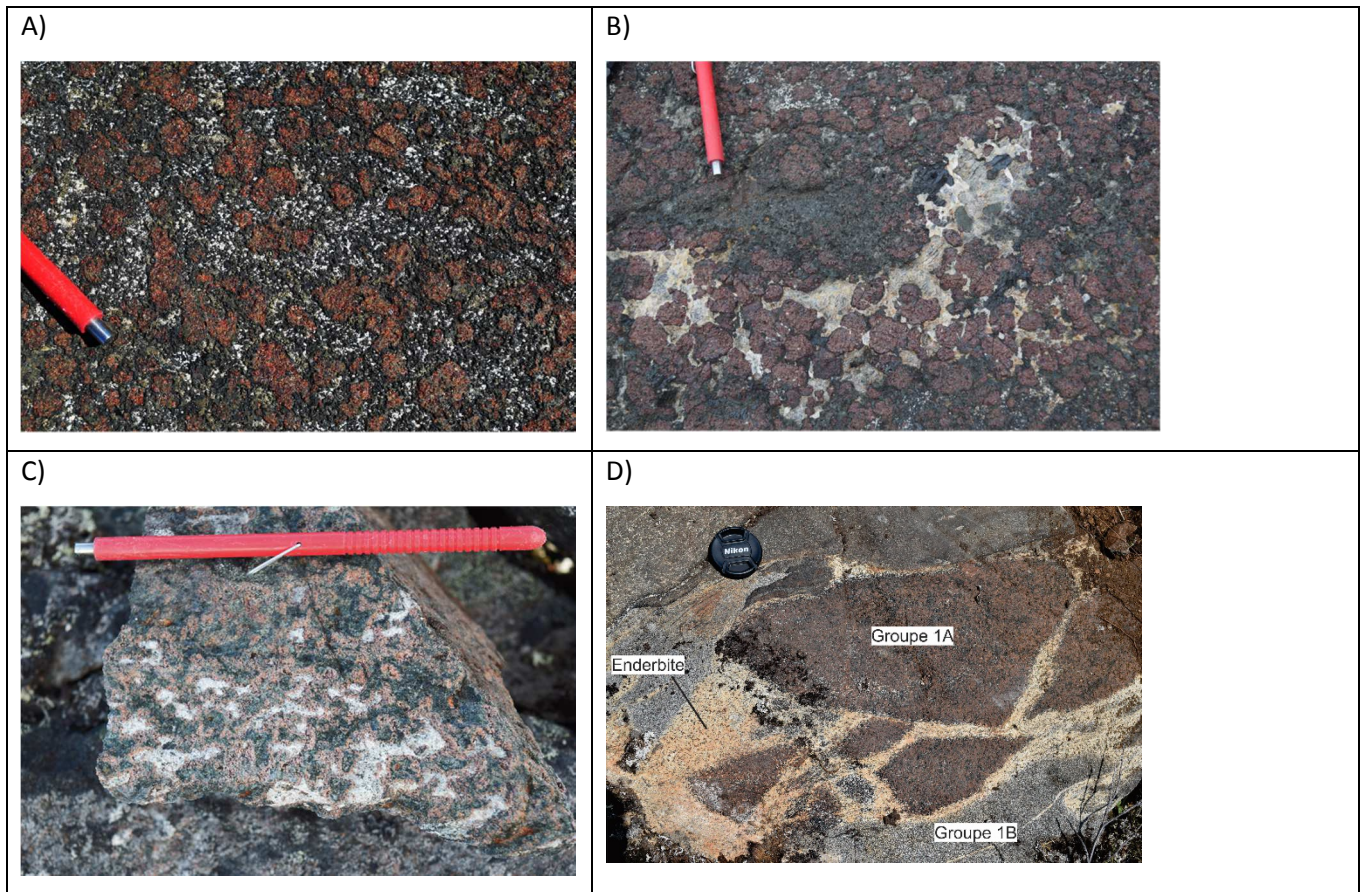


Figure 4 – Textures caractéristiques des roches mafiques-ultramafiques. (A) Porphyroblastes de grenats poeciloblastiques à couronne de symplectite de hornblende et plagioclase. (B) Restite à Grt + Cpx + Hbl avec leucosome riche en plagioclase. (C) Couronne de grenats autour d'amas de hornblende et clinopyroxène (Groupe 2B). (H) Brèche magmatique d'enderbite dans diverses roches mafiques.

Géochimie

Échantillonnage

La majorité des échantillons de roche a été prélevée à l'été 2015 dans le Complexe de Kaslac (pPkaa2) à environ 80 km au N-O de Kuujuaq. Les échantillons comprennent : (1) les différents faciès mafiques-ultramafiques présentés à la section précédente et (2) des échantillons de dykes felsiques métriques à plurimétriques en recoupement avec les roches mafiques. Afin de mieux contraindre les caractéristiques primaires des roches mafiques, les échantillons choisis n'ont pas été affectés par la migmatisation. Les données d'analyses chimiques de la base SIGEOM du MERN ont été utilisées pour les éléments majeurs uniquement. Les échantillons dont la description spécifie une altération (silicification, rouille, sulfure, dyke, etc.) n'ont pas été retenus pour la compilation.

Méthode analytique

Des échantillons homogènes et représentatifs ont été prélevés sur le terrain puis nettoyés et sciés pour l'extraction des croûtes d'altération superficielles. Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire ALS Minerals de Val-d'Or. Environ 3 kg de chaque échantillon a été broyé puis pulvérisé avec un mortier à agate. La mise en solution a été réalisée à partir d'un fondant de tétraborate de lithium. Les éléments majeurs ont été analysés par ICP alors que les éléments traces l'ont été par ICP-MS. Un standard et un blanc ont été insérés à chaque groupe de 10 analyses et une contre-vérification a été effectuée à l'aide des standards du laboratoire.

Résultats

Nature des protolithes

Le contenu en éléments majeurs des roches métamorphiques est en quasi-totalité hérité de leur protolithe initial. Par contre, le Ca, le Na et le K sont susceptibles d'être mobilisés durant le métamorphisme alors que le Ti, l'Al, le Mn et le P devraient être immobiles. Le Si, le Fe et le Mg sont susceptibles d'être mobiles selon un ratio fluide/roche élevé dans les systèmes hydrothermaux importants (Pearce, 1976). La perte en alcalis est une caractéristique assez commune pour les granulites à grenat et de xénolithes crustaux (Heier, 1973; Rudnick, 1992; Rudnick et Presper, 1990; Tarney et Windley, 1977; Taylor et McLennan, 1985), phénomène possiblement attribué à des réactions de déshydratation et d'anatexie lors du métamorphisme prograde.

L'utilisation des éléments majeurs pour la caractérisation des protolithes doit être réalisée avec précaution dans notre cas. Le diagramme « TAS » de Le Maitre (1984) est difficilement applicable en raison de la mobilité des alcalis et de la gamme relativement restreinte de SiO₂. Les simplifications pour les calculs d'une norme CIPW sont telles que les résultats deviennent peu utiles pour la caractérisation des protolithes. En effet, la norme CIPW considère que le magma cristallise à basse pression dans des conditions anhydres, où les minéraux hydratés ne précipitent pas, et que les minéraux ferromagnésiens ne renferment pas d'aluminium. Les échantillons de pyroxénite et de webstérite à spinelle alumineux sont recalculés selon la norme CIPW comme des roches à plagioclases. À hautes pressions lithostatique et d'eau, la cristallisation du plagioclase est fortement inhibée (Yoder et Tilley, 1962), de sorte que le calcium et l'aluminium sont disponibles à incorporer le clinopyroxène. L'absence de phase alumineuse importante provoque une augmentation de la concentration en aluminium dans le magma. Les spinelles cristallisés dans ces mêmes conditions vont enregistrer une concentration élevée en aluminium avec de très faibles ratios Cr/(Cr+Al) (Sigurdsson, 1977; Sigurdsson et Schilling, 1976), tels qu'observés dans les échantillons du Kaslac. La norme CIPW n'est donc pas applicable à l'analyse des résultats. De plus, les diagrammes de classification basés sur les ratios d'éléments traces immobiles (p. ex. Nb/Zr vs TiO₂/Y de Floyd et Winchester (1978)) n'ont pas été utilisés dans cette étude.

Le diagramme (Fe + Ti)-Al-Mg de Jensen et Pyke (1982) est conçu pour distinguer les liquides basaltiques subalcalins. Il est utilisé pour illustrer des différences entre les faciès et d'obtenir une première appréciation des protolithes (figure 5). La quasi-totalité des roches du groupe 1 ont une affinité tholéiitique riche en fer. Seuls deux échantillons de roche mafique sans grenat (groupe 1B) se retrouvent dans le champ des tholéiites magnésiennes et un dans celui des komatiites basaltiques. Les échantillons des groupes 2C et 3 se distinguent facilement par leur caractère plus magnésien, dans le champ des komatiites basaltiques, à la limite avec les komatiites ultramafiques. Le groupe 2B se reporte à la fois dans le champ tholéiitique et calco-alcalin. Le groupe 2A occupe le champ calco-alcalin en raison de leur composition très riche en aluminium. La composition riche en plagioclases du groupe 2 (A et B, particulièrement) pourrait expliquer la raison pour laquelle ces échantillons possèdent une signature calco-alcaline plutôt que tholéiitique, reflétant la présence des cumulats.

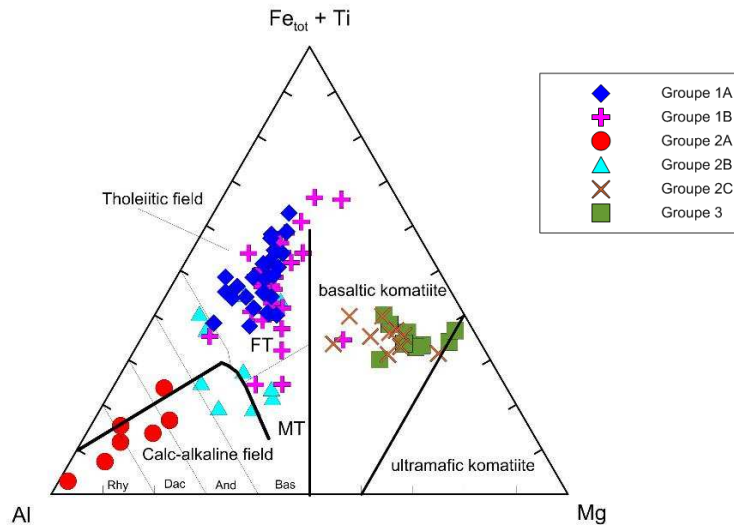


Figure 5 – Diagramme ternaire des cations (Fe+Ti)-Al-Mg de Jensen et Pyke (1982). La légende est la même pour toutes les figures qui suivent dans cette section.

Le diagramme de Kempton et Harmon (1992) utilise le Mg# (calculé ici selon $Mg\# = MgO / (MgO + FeO_T)$) en fonction du ratio SiO_2/Al_2O_3 de roches mafiques métamorphisées pour déterminer les caractéristiques évolutives des protolithes. Les avantages d'un tel diagramme est l'utilisation de ratios d'éléments à mobilité très faible à nulle lors du métamorphisme (Guilmette et al., 2009). Tel qu'observé à la Figure 6, les échantillons sont presque tous à l'extérieur du champ des basaltes primitifs, avec des résultats de Mg# < 60. Trois tendances peuvent être observées : (1) une diminution du Mg# pour un même ratio SiO_2/Al_2O_3 indiquant l'accumulation d'oxydes à Fe-Ti, (2) une diminution simultanée du Mg# et du ratio SiO_2/Al_2O_3 indiquant l'accumulation de plagioclase et (3) l'augmentation simultanée de Mg# et SiO_2/Al_2O_3 indiquant l'accumulation de pyroxènes.

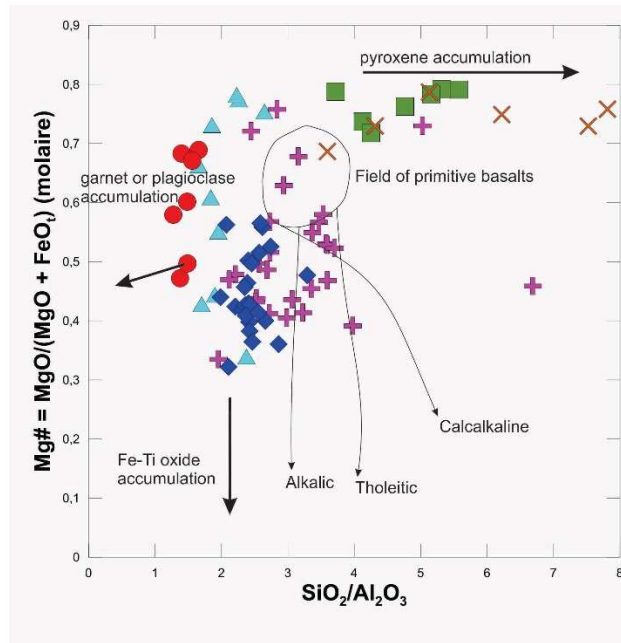


Figure 6 - Diagramme Mg# vs SiO_2/Al_2O_3 montrant les tendances de différenciation possible et des processus cumulatifs (modifiée à partir de Kempton et Harmon (1992)). Cinq roches n'apparaissent pas sur le graphique (trois du groupe 3a, deux du groupe 3b) ne sont pas représentés dans le diagramme car ils ont un ratio SiO_2/Al_2O_3 très élevé.

Ces résultats indiquent que les roches sont en quasi-totalité des cumulats et non des liquides différenciés. Les diagrammes classiques de discriminations d'environnements tectoniques (e.g. Pearce et Cann (1973)) ne seront pas utilisés pour cette raison. Les résultats sont localisés à la limite extérieure du champ de composition d'un basalte primitif, indiquant une affinité représentative du magma parent.

Éléments majeurs

La figure 7 illustre les variations des éléments majeurs en fonction de MgO (%) pour les faciès mafiques et ultramafiques du complexe de Kaslac.

Le groupe 1 montre un enrichissement distinct en fer et en titane (jusqu'à 25,63 % $FeO_{(T)}$, 2,17% TiO_2 avec deux valeurs anormales à 3,52 et 3,80 % TiO_2) attribuable à la présence d'oxydes de fer. Cet enrichissement en fer est plus élevé que ceux des roches des champs de MORB et d'arc insulaire (Figure 7 C), contrairement au TiO_2 qui se retrouve à l'intérieur de ces mêmes champs. (Figure 7 D). Pour un même MgO (%), les roches mafiques sans grenat (groupe 1B) ont sensiblement le même contenu en éléments majeurs que les roches du faciès riche en grenat (groupe 1A) (Figure 7). Cela laisse supposer que la présence de grenat n'est pas liée à une différence chimique dans les roches. Par ailleurs, le diagramme $FeO_{(t)}$ vs SiO_2 (Figure 8 a) montre

une corrélation négative, attribuable davantage à un phénomène magmatique qu'à une altération hydrothermale métamorphisée. Les roches du groupe 1 présentent également des concentrations en CaO (%) caractéristiques d'environnements de MORB et d'arc insulaire. Les roches du groupe 2(A, B et C) n'ont la même tendance d'enrichissement en fer et en titane (Figure 7) et les sous-groupes A et C présentent des signatures à l'extérieur des champs MORB et d'arc insulaire. Le groupe 3 est plus magnésien (23,23 à 35,78 %) et se présente également des valeurs à l'extérieur de la tendance d'enrichissement en fer et en titane.

Tel que mentionné précédemment, le Na et le K sont des éléments pouvant être mobilisés lors d'un métamorphisme élevé et particulièrement lors de la fusion partielle. L'absence de corrélation sur le diagramme alcalis vs silice ou MgO vs silice (non présenté), exprime possiblement la mobilité des alcalis lors du métamorphisme.

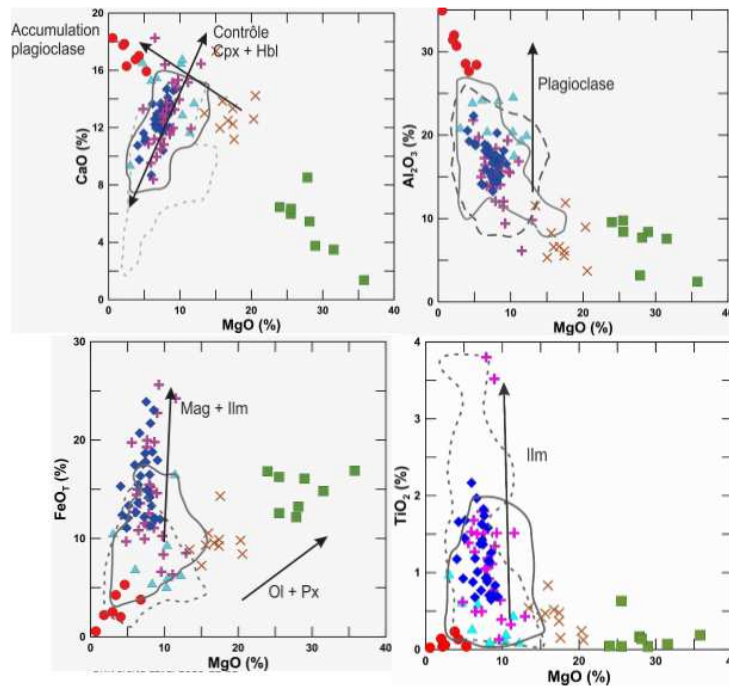


Figure 7 – Éléments majeurs en fonction de MgO (% poids). Champ MORB « slow-spreading » : roches gabbroïques (gabbro à olivine, gabbro, gabbro à oxydes, gabbronorite à oxydes; n = 169) et troctolite (n = 14) de la ride Indienne Sud-Ouest (ODP Leg 176 site 735B) (Dick et al., 2000). Champ arc insulaire : roches gabbroïques de la partie inférieure de l'arc Talkeetna en Alaska (principalement gabbronorite; n=42) (Greene et al., 2006) et granulites mafiques (n =27) de partie inférieure de l'arc Kohistan au Pakistan (Garrido et al., 2006).

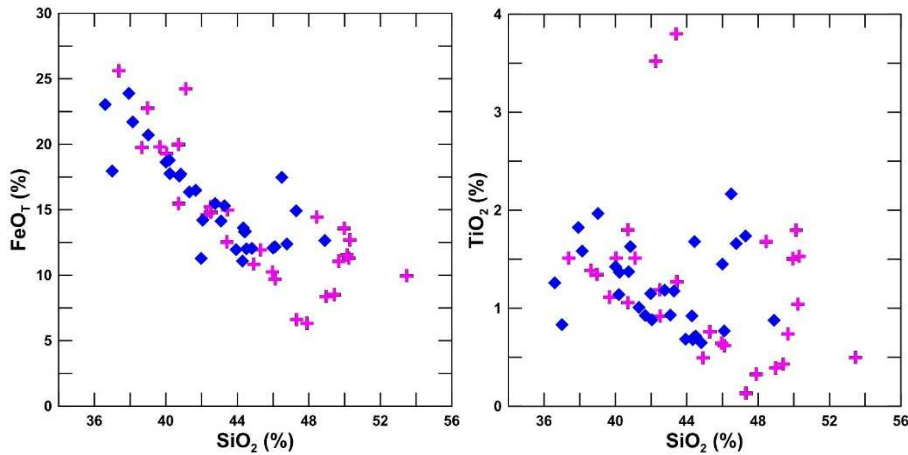


Figure 8 –Diagrammes $FeO_{(T)}$ et TiO_2 vs SiO_2 .

Éléments de transition

Pour le groupe 1, les valeurs de Cr et Ni sont relativement faibles, mais montrent tous les deux une bonne corrélation positive avec Mg# ($Mg\# = MgO/(FeO_T + MgO)$ molaire) (Figure 8 Figure 9). Les metabasites du groupe 1 se distinguent notamment par un Mg# très faible, compris entre 32 et 58. La présence notable d'oxydes de fer contribue à la diminution du Mg# puisque Fe^{3+} et Fe^{2+} n'ont pas été titrés à l'analyse et que le Mg# est calculé selon le fer total. Les valeurs de Cr, Ni et Ti du groupe 1 ainsi que leur Mg# sont plutôt en corrélation avec champ des arcs insulaires (Figure 9 et 10).

Les roches des groupes 2A et 2B ont une plus grande variété de Mg#, mais leurs teneurs en Ni et Cr sont également faibles. Les roches des groupes 2C et 3 ainsi que certains échantillons plus magnésiens du groupe 1B ont les valeurs plus élevées en Ni, Cr, Ti et Mg# s'accordant davantage avec le type ride océanique rapide.

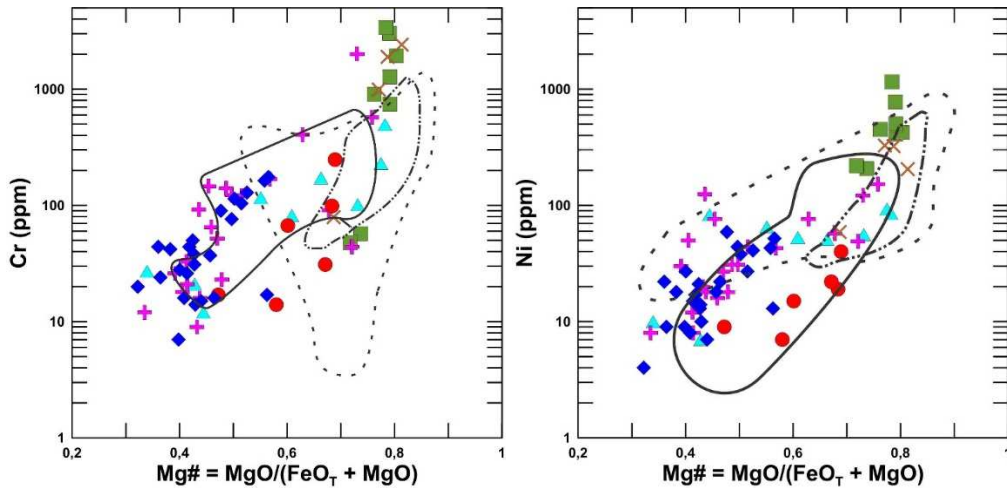


Figure 9 - Variation du Cr et du Ni en fonction de Mg# pour les roches mafiques et ultramafiques du Complexe de Kaslac. Source des champs MORB et arc insulaire comme dans la Figure 7. Champs de ride médio-océanique rapide : massif de Kafhifah dans l'ophiolite d'Oman (tracés de Garrido et al. (2006)).

On remarque que les roches riches en grenat (groupe 1A) et les roches sans grenat (groupe 2B) ont un contenu assez similaire en Cr, Ti et V (Figure 9, Figure 10). Si le grenat était d'origine ignée, les roches riches en grenat auraient titrées des valeurs plus élevées en V pour une même quantité de Cr et Ti (e.g. Garrido et al., 2006). Pour cette raison, les grenats semblent plutôt d'origine métamorphique.

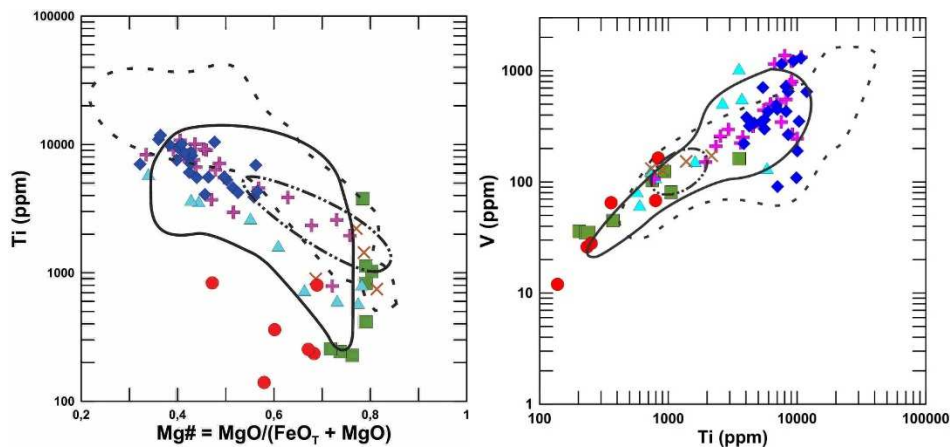


Figure 10 – (a) Diagramme du titane en fonction de Mg# et (b) du vanadium en fonction du titane. Champs comme à la Figure 9.

Éléments traces

Mobilité des éléments

Le Zr est utilisé pour étudier l'évolution des éléments mobiles dans un magma, mais peut être considéré comme un élément immobile lors du métamorphisme, sauf s'il participe à des réactions

impliquant des phases porteuses comme le zircon, la titanite, la baddéléyite, la biotite titanifère, etc.) (Jiang et al., 2005). Dans les échantillons du Kaslac, les concentrations du Zr sont très faibles, majoritairement inférieures à 30 ppm, affectant la précision de l'interprétation, de plus que les valeurs sont arrondies à +/- 1 ppm et que le seuil de détection est de 1 ppm. Les valeurs des éléments comparés dans un graphe se retrouvent parfois découplées et superposées pour une même valeur de Zr. Il n'est donc pas recommandé d'utiliser le Zr pour l'interprétation des tendances évolutives des magmas ou l'évaluation quantitative des ratios.

HFSE

Les « HFSE », tels que le Ta, la Nb, le Zr, et le Hf, sont communément appauvris dans tous les échantillons, à l'exception du Ti pour les roches du groupe 1. Cette caractéristique est interprétée comme étant pétrogénétique plutôt qu'à leur mobilité à la suite d'un phénomène de lessivage métamorphique ou hydrothermal. Puisque l'abondance des « HFSE » est très faible et que plusieurs valeurs près du seuil de détection, ces éléments ne sont pas utilisés de manière quantitative.

LILE

Les « LILE » sont considérés comme étant possiblement mobiles lors du métamorphisme. Les échantillons analysés renferment des valeurs très faibles de Rb et Cs (< 10 ppm et < 2 ppm respectivement) pour un seuil de détection élevé de 1 ppm. Il est impossible dans ces conditions d'éviter le découplage des valeurs sur les graphes. Il en va de même pour Th et U, dont près de la moitié des valeurs sont très basses et sous les seuils de détection (<0,05 ppm pour le Th) compliquant l'évaluation quantitative de leur mobilité.

Profils des terres rares

Les profils des terres rares normalisés aux valeurs des chondrites C1 de McDonough et Sun (1995) sont présentés à la Figure 11.

Les roches du groupe 1A et 1B présentent dans les deux cas des valeurs au-dessus des chondrites où les terres rares légères (LREE) et les terres rares lourdes (HREE) sont fractionnées. On note un enrichissement en LREE, bien que quelques échantillons aient subi un appauvrissement ($(La/Sm)_N = 0,85$ à $3,98$ et $(La/Sm)_N = 0,46$ à $2,76$ respectivement). Le fractionnement des HREE est de l'ordre $(Gd/Yb)_N = 1,22$ à $2,97$ et $(Gd/Yb)_N = 1,31$ à $2,07$, respectivement. La plupart des échantillons des deux groupes présentent également une anomalie positive en europium.

Les roches leucocrates des groupes 2A et 2B sont caractérisées par plusieurs échantillons dont les valeurs sont inférieures ou près des valeurs chondritiques. On note dans les deux cas un enrichissement marqué des terres rares légères ($(La/Sm)_N = 2,29$ à $14,23$ et $(La/Sm)_N = 1,32$ à $7,00$, respectivement) et un fractionnement des HREE ($(Gd/Yb)_N = 1,55$ à $4,31$ et $(Gd/Yb)_N = 1,72$ à $2,66$, respectivement). C'est dans ces deux groupes que les anomalies positives en europium sont systématiques et très marquées.

Le groupe 2C montre un enrichissement peu prononcé en LREE ($(La/Sm)_N = 1,06$ à $2,66$) et un léger fractionnement des HREE ($(Gd/Yb)_N = 1,57$ à $2,86$). Les valeurs sont au-dessus des chondrites, à l'instar des groupes 2A et 2B. Le groupe 3 montre quant à lui un enrichissement assez net en LREE ($(La/Sm)_N = 2,29$ à $14,23$) et une perte en HREE ($(Gd/Yb)_N = 1,55$ à $4,31$), dont les valeurs sont d'un ordre de magnitude en-dessous et au-dessus les chondrites. Les mêmes caractéristiques de fractionnement en HREE et en LREE sont retrouvées dans les environnements d'arcs et les basaltes intraplaques océaniques (Figure 11).

Les profils de terres rares suggèrent une source enrichie dans laquelle le grenat représentait possiblement une phase constitutive en faible quantité ou une phase magmatique fractionnée. La présence de profils avec une perte en terres rares légères dans les roches des groupes 1A et 1B laisse supposer la participation d'une composante appauvrie en LREE dans la genèse de ces roches (type N-MORB ou BAAB).

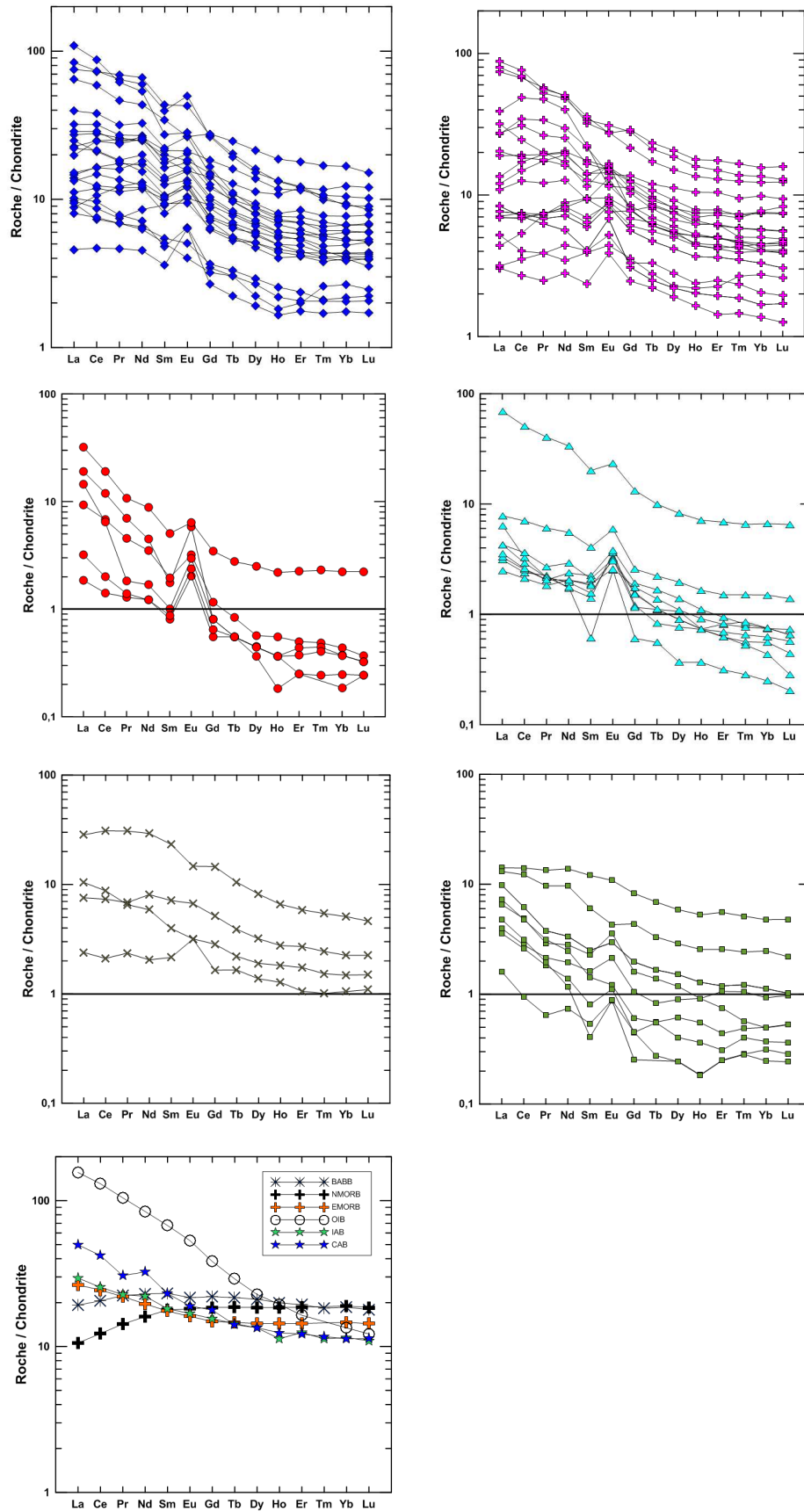


Figure 11 - Profils de terres rares normalisés aux valeurs des chondrites de McDonough et Sun (1995).

Profils multiéléments

Les profils multiéléments normalisés aux valeurs des N-MORB (Sun et McDonough, 1989) (Figure 12) mettent en évidence une anomalie négative systématique en Nb et Ta. Certains échantillons du groupe 1A et 1B ont la particularité d'avoir des valeurs de Nb au-dessus des valeurs N-MORB. De façon générale, une anomalie négative en Zr et Hf est aussi observée. Une perte des HFSE indique l'implication d'une composante de subduction dans la genèse de ces roches. Seul un échantillon du groupe 2B montre une anomalie positive de Zr et Hf, reflétant possiblement la concentration locale de minéraux porteurs de zircons. Les teneurs en titane restent tout de même près des valeurs caractéristiques des N-MORB. On remarque que les terres rares lourdes sont sous les valeurs N-MORB. Cela indique une source encore plus appauvrie. Plusieurs échantillons de tous les faciès confondus montrent des valeurs de LREE sous la norme N-MORB, mais présentant tout de même un patron de terres rares enrichi ($La/SmN > 1$). Ce phénomène s'explique par l'enrichissement d'une source préalablement appauvrie. Les profils multiéléments (Figure 12) l'enrichissement relatif du Sr tous les faciès, à l'exception du groupe 3, dans lequel les roches ne contiennent pas de plagioclase. Un découplage élevé LILE/HFSE sur un diagramme normalisé aux valeurs N-MORB est une caractéristique typique des roches en contextes d'arc (Winter John, 2010). Les profils des échantillons du Kaslac s'apparentent à un contexte d'arc océanique et continental et également aux bassins d'arrière-arc.

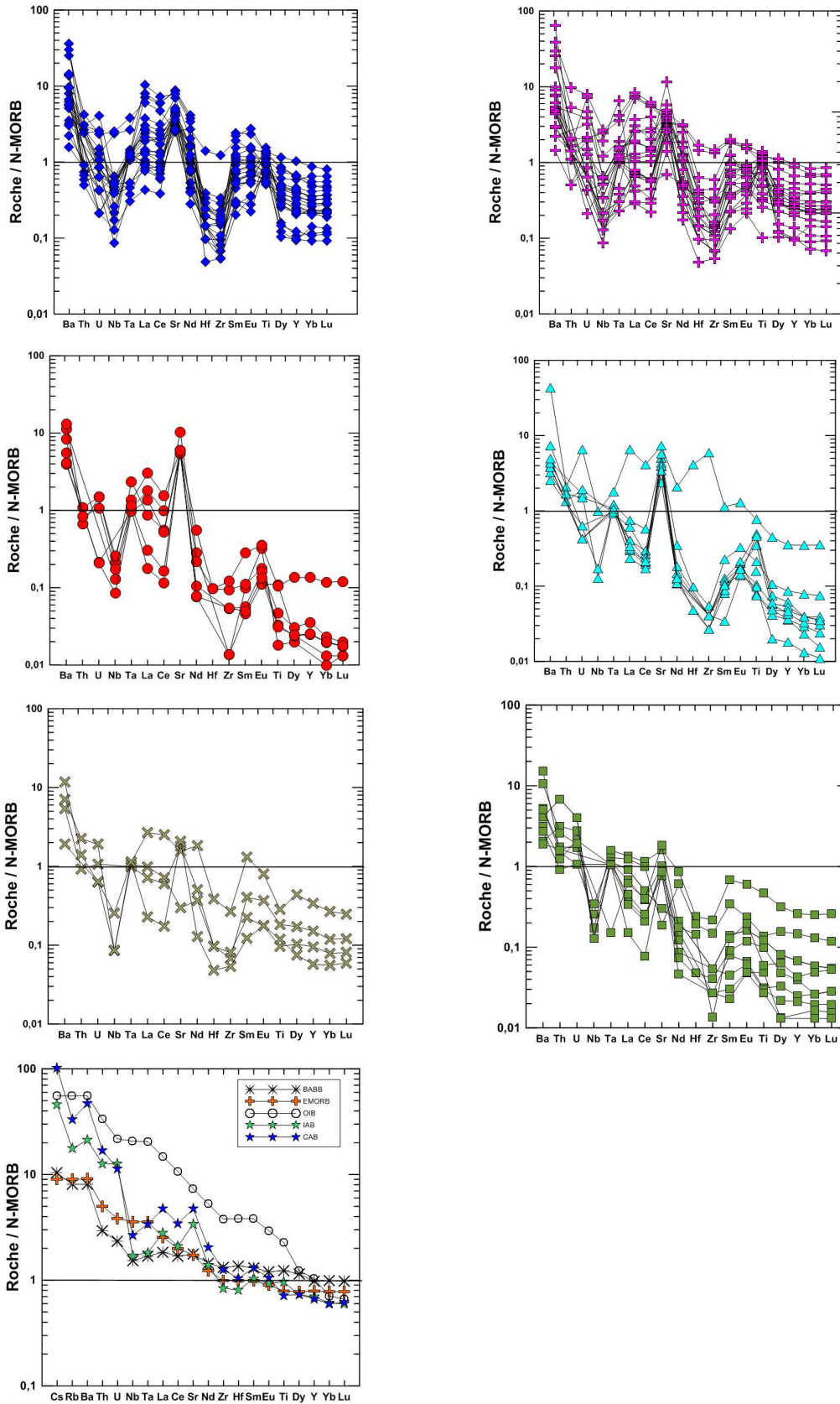


Figure 12 – Diagrammes spider multiéléments normalisés aux valeurs du N-MORB de Sun et McDonough (1989). À noter que le Cs et le Rb ne sont pas inclus dans le traitement des données pour les raisons mentionnées précédemment à la section Mobilité des éléments – LILE.

Géochimie des granitoïdes

Éléments majeurs

Les granitoïdes avec ou sans orthopyroxène injectent et bréchifient les roches mafiques et ultramafiques sur des niveaux métriques à décamétriques se regroupent en trois types. Les analyses indiquent que les roches sont de composition felsique à intermédiaire. Selon un calcul CIPW, les roches analysées sont des diorites quartzifères, des monzodiorites quartzifères et des granodiorites. Un seul échantillon à la limite du champ des tonalites (Figure 13). Sur un diagramme. Les résultats d'analyse indiquent la tendance calco-alkaline sur un diagramme AFM (Figure 14). Leur contenu en aluminium est élevé (>14,64%) et proportionnel au calcium et aux alcalis procurant aux trois types de granitoïdes un caractère peralumineux (Figure 15). Les granitoïdes de type 1 possèdent des compositions similaires à celles des liquides produits par la fusion partielle d'amphibolites produisant des restites à grenat, faciès à caractère peralumineux (Figure 15). Par ailleurs, le Mg# est faible (< 30) pour tous les échantillons analysés, correspondant au champ compositionnel des liquides produits par la fusion-déshydratation d'amphibolites à pression lithostatique moyenne à élevée (> 1,0 GPa).

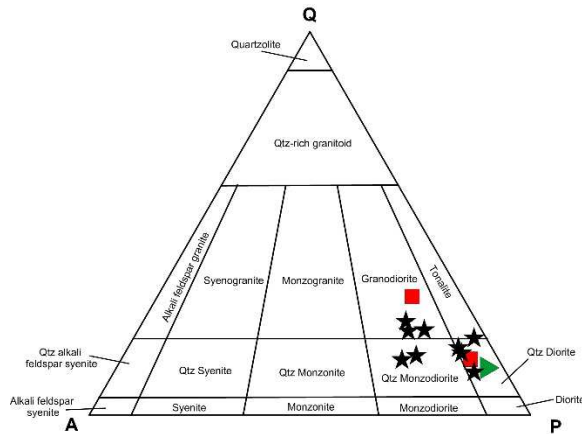


Figure 13 – Classification des granitoïdes selon leur proportion modale calculée avec la norme CIPW.

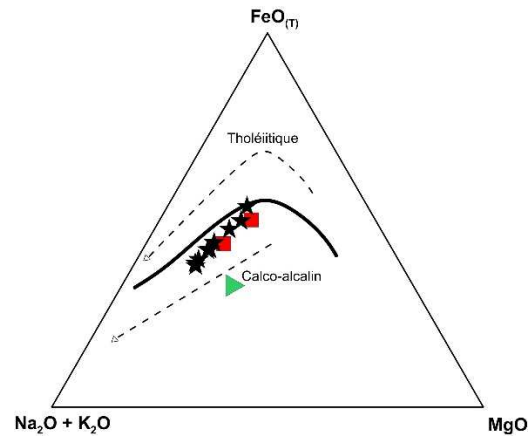


Figure 14 – Diagramme AFM pour l’affinité des granitoïdes.

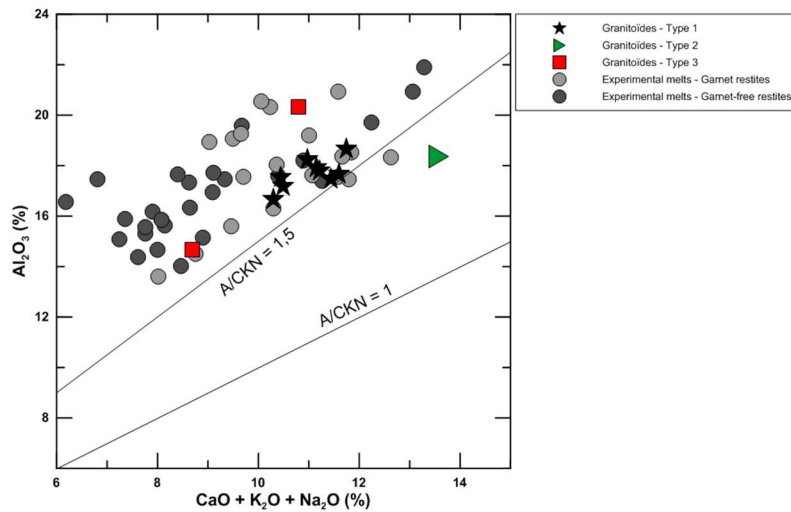


Figure 15 - Diagramme A/CNK séparant les champs peralumineux ($A/CNK > 1$) du champ metalumineux ($A/CNK < 1$). Données de liquides expérimentaux « Experimental melts » de la fusion partielle d’amphibolites laissant des restites à grenats et sans grenat compilées par Johannes et Holtz (2012).

Éléments traces

Les granitoïdes se subdivisent en trois principaux types d’après leurs patrons de terres rares. Le premier type est caractérisé par des profils de terres rares nettement fractionnés ($(La/Sm)_N = 3,87$ à $5,23$, $(Gd/Yb)_N = 3,36$ à $4,77$) et le deuxième un fractionnement similaire ($(La/Sm)_N = 2,64$, $(Gd/Yb)_N = 4,33$). Le troisième présente un enrichissement en LREE, mais un patron plutôt plat en HREE ($(La/Sm)_N = 5,26$ à $10,83$, $(Gd/Yb)_N = 1,13$ à $1,57$) (Figure 16). Un des deux échantillons de type 3 présente une importante anomalie positive en europium. Sur un diagramme multiéléments normalisé aux N-MORB (Figure 17), on note une anomalie négative en Nb pour les types 1 et 3 et un pic négatif nettement plus important en Nb pour l’échantillon de type 2. Ce même échantillon

a présente également une anomalie négative distincte en Ti, ce qui indique l'implication des oxydes à Fe-Ti dans sa pétrogenèse. Les deux types de granites ont un pic positif marqué en Pb ainsi qu'en Sr, à l'exception d'un échantillon de type 2 qui ne présente pas d'anomalie. Les éléments Ba, Rb et Cs semblent enrichis dans les trois types de granitoïdes, mais leur grand intervalle de valeurs laisse supposer leur mobilisation. Le découplage à fort ratio des éléments LILE/HFSE suggère l'implication d'une subduction dans la genèse de ces roches. L'enrichissement en LREE indique une source enrichie en ces éléments. D'ailleurs, les valeurs en HREE sont plus petites ou égales aux valeurs typiques des N-MORB suggérant à la fois la rétention des grenats dans la source et la provenance depuis une source préalablement très appauvrie.

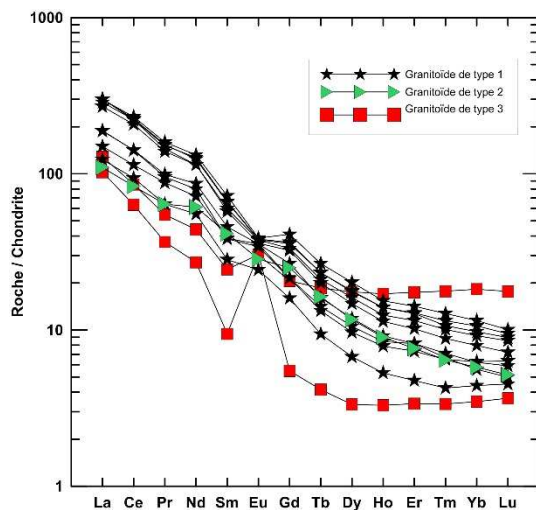


Figure 16 – Profils de terres rares normalisés aux valeurs des chondrites C1 de McDonough et Sun (1995).

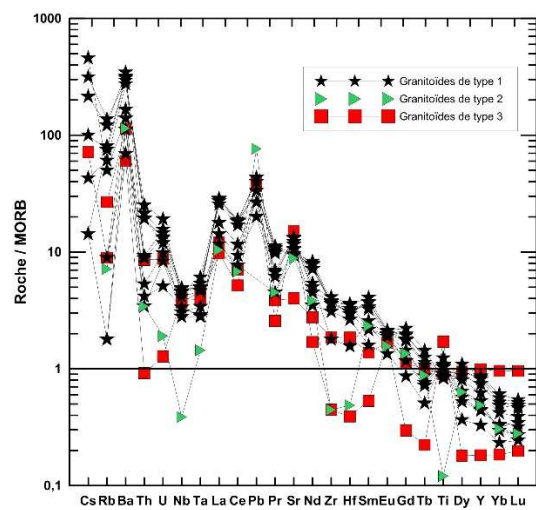


Figure 17 – Profils multiéléments normalisés aux valeurs N-MORB de Sun et McDonough (1989).

Le diagramme Rb sur Y+Nb de Pearce et al. (1984) indique que les granitoïdes analysés sont proviennent d'arcs volcaniques. Förster et al. (1997) mentionnent qu'en contexte collisionnel ou d'arc continental, les roches sources des granitoïdes peuvent provenir de contextes tectoniques variés, compliquant donc leur classification. Ainsi, la détermination du contexte géodynamique de mise en place du Complexe de Kaslac ne peut être uniquement basée sur l'interprétation de tels diagrammes.

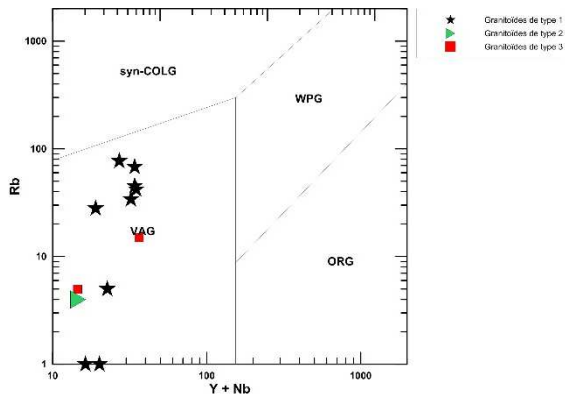


Figure 18 - Diagramme de discrimination tectonique de Pearce et al. (1984) Rb vs Y+Nb.

Comparaison avec des roches riches en silice en contexte d'arc

Les granitoïdes de type 1 et 3 ont des Mg# faibles (38 à 43), se reportent dans le champ des liquides produits par la fusion partielle d'amphibolites (Figure 19). L'échantillon de type 2 se distingue avec un Mg# élevé (59) et se retrouve dans le champ des adakites cénozoïques. Le Mg# des liquides primaires produits par la fusion de sources basaltiques (Mg# entre 30 et 50) (Rapp et al., 1999; Rapp, 1995; Rapp et Watson, 1995) augmente lors de l'interaction avec l'olivine du manteau, donnant lieu à des magmas hybrides avec de forts Mg# (Mg# entre 50 et 70) (Rapp et al., 1999; Smithies, 2000). Par conséquent, un Mg# élevé est possiblement caractéristique des liquides générés par une source basaltique mantellique. Ainsi, les faibles Mg# des granitoïdes de type 1 du Complexe de Kaslac, lesquels sont dans l'intervalle des liquides expérimentaux produits par la fusion partielle d'amphibolites (Rapp et al. 1999), suggèrent que ces granites sont possiblement des liquides produits par la fusion d'une source crustale basaltique.

Les granites de type 1 et 2 présentent de faibles teneurs en HREE (en moyenne 1,17 ppm) et Y (17,5 ppm en moyenne), un fort fractionnement LREE/HREE (La/Yb en moyenne 28,6), de fortes teneurs en Sr (>794, avec une moyenne 999 ppm) et de forts ratios Sr/Y (64,6 en moyenne). Leur faible teneur en HREE, leur fort ratio La/Yb et l'absence d'anomalie négative significative en europium dans les patrons de terres rares des types 1 et 2 indiquent qu'ils étaient en équilibre avec des restites à grenat renfermant peu ou pas de plagioclase. Par contre, les granitoïdes de type 3 regroupent deux échantillons à compositions en élément traces très différentes. L'échantillon 15-PL-3171-D présente un fort ratio La/Yb_N ainsi que Sr/Y et de faibles teneurs en Yb et Y similaires aux analyses des échantillons de types 1 et 2. L'échantillon 15-PL-3046-A1 s'apparente plutôt aux suites d'arc d'andésite-dacite-rhyolite. Ceux-ci montrent tous deux un faible fractionnement des HREE initialement regroupés pour cette raison. Il est possible qu'ils ne

proviennent pas de la même source ou qu'un phénomène de mélange puisse expliquer les différences compositionnelles observées.

Les groupes 1 et 2 présentent des caractéristiques qui s'apparentent à celles des granitoïdes issus de la fusion d'une source basaltique à grenat (amphibolite à grenat ou éclogite) tels que les adakites, les trondhjémites alumineuses archéennes, les granitoïdes sodiques cénozoïques ou les suites andésite-dacite-rhyolite dans les arcs.

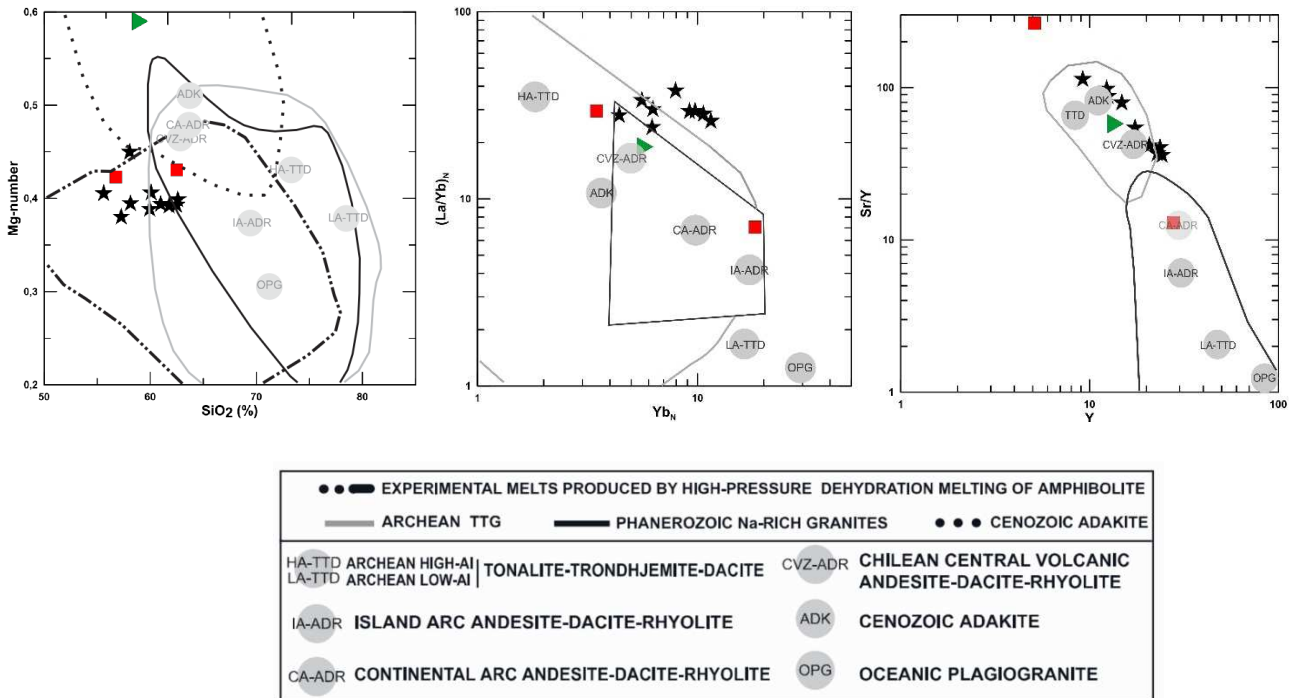


Figure 19 – Comparaison avec des roches riches en silice en contexte d'arc. (A) Mg# vs SiO₂ avec compilation de valeurs moyennes pour des roches prises en contextes d'arcs. (B) La/Yb_N vs Yb_N (valeurs de normalisations des chondrites de McDonough et Sun (1995)) et (C) Sr/Y vs Y ppm pour les granites de type 1, 2 et 3 du Complexe de Kaslac. Champs, légende et sources tirés de Garrido et al. (2006). La ligne grise pointillée épaisse et la ligne fine noire dans (B) et (C) représentent respectivement les champs des TTG Archéens et des granitoïdes post-archéens.

Discussion

Environnement géodynamique pour le Complexe de Kaslac

Dans les metabasites du Complexe de Kaslac, un net appauvrissement en HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) sous les valeurs N-MORB est observé quasi systématiquement. La signature principale en éléments des terres rares est un enrichissement en LREE. On note également un enrichissement marqué en Sr. Ces caractéristiques indiquent celles d'une source magmatique d'arc associé à une subduction. Cependant, dans certains échantillons du groupe 1, on remarque une composante appauvrie en LREE (type N-MORB ou BABB). Les roches du groupe 1 suivent aussi une tendance enrichie en Fe-Ti, et tous les faciès ont des ratios Th/La_N très faibles, caractéristique d'un environnement en extension (Culshaw et Dostal, 2002; Hollings et Kerrich, 2000; Raveggi et al., 2007; Sandeman et al., 2006). Ces constats mènent à l'hypothèse d'une mise en place dans un domaine en extension au sein d'un arc magmatique, tel qu'un environnement de type arc/bassin d'arrière-arc.

Arc continental ou océanique ?

Perrault et Hynes (1990) ont mentionnés que le Terrane de Kuujuaq au sud-ouest de notre secteur d'étude a subi un évènement prolongé d'épaississement crustal expliqué par une collision continentale majeure. Ce terrane avait été interprété comme les vestiges profonds d'une marge continentale active.

il est difficile de conclure si le Complexe de Kaslac représente la partie inférieure d'un arc insulaire océanique ou d'un arc continental, puisque l'état actuel des connaissances ne comprend pas de données isotopiques et plusieurs résultats d'analyse chimique révèlent des concentrations d'éléments sont trop près de la limite des seuils de détection pour être utilisées à bon escient dans les diagrammes discriminants traditionnels.

Il est également difficile de déterminer si le Domaine de la Baie-aux-Feuilles et les roches du Complexe de Kaslac ont été formées sur la marge du Supérieur (ou de la Zone noyau) ou plutôt accrétées à cette dernière. La signature des roches mafiques-ultramafiques indique toutefois qu'un processus de subduction était bien actif à la marge Province du Supérieur et de la Zone noyau.

Deux datations U-Pb sur zircons effectuées sur des intrusifs felsiques et intermédiaires qui bréchifiant les divers faciès mafiques-ultramafiques du Complexe de Kaslac ont révélés des âges

préliminaires de cristallisation à 1828 et 1827 ± 5 Ma (Corrigan et McNicoll, communication personnelle). Ces âges sont contemporains à ceux du Batholite de De Pas, plus à l'est ($1,84 - 1,81$ Ga). Tel que démontré à la section précédente, ces roches du Kaslac pourraient davantage être issues de l'anatexie crustale (fonte d'amphibolite à grenat ou d'éclogites) en réponse à un épisode de métamorphisme en base de croûte plutôt qu'à la différenciation d'un magma parent basaltique d'arc. Ainsi, l'âge des unités mafiques-ultramafiques, accompagné d'une signature d'arc pourraient être significativement plus vieux, rejetant toute relation avec le Batholite de De Pas.

Problématiques complémentaires à résoudre

- Quelle est la composition du magma parent pour les roches mafiques-ultramafiques et comment expliquer les valeurs obtenues en éléments majeurs et traces dans ces roches?
- Est-ce que les roches intermédiaires et felsiques datées sont originaires de la même source? Est-ce que l'âge obtenu correspond à un épisode d'anatexie post-métamorphique?
- Outre l'analyse isotopique, quel traitement de données géochimiques permettrait la distinction entre les échantillons d'arc continental et d'arc océanique ?

Conclusion

Les roches mafiques-ultramafiques du Complexe de Kaslac sont des cumulats mafiques-ultramafiques qui portent la signature géochimique d'un domaine en extension au sein d'un arc magmatique, soit continental, soit océanique. Les granitoïdes en injection dans le complexe, bien que d'affinité calco-alkaline, ne semblent pas constituer des produits du magmatisme d'arc, mais plutôt le résultat de l'anatexie crustale d'amphibolites à grenat. Des modélisations sont nécessaires pour mieux contraindre la source des magmas et pour déterminer si ces roches associées un système différent de celui du Batholite de De Pas.

Références

Anderson, R. N., Clague, D. A., Klitgord, K. D., Marshall, M., et Nishimori, R. K., 1975, Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, no. 5, p. 683-694.

Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M., et Varet, J., 1975, A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia): *Journal of Petrology*, v. 16, no. 1, p. 22-56.

Blein, O., LaFlèche, M. R., et Corriveau, L., 2003, Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: a 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada: *Precambrian Research*, v. 120, no. 3, p. 193-217.

Byerly, G. R., Melson, W. G., et Vogt, P. R., 1976, Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 30, no. 2, p. 215-221.

Christie, D. M., et Sinton, J. M., 1981, Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 56, p. 321-335.

Clark, T., 1994, Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau Québec et de son arrière-pays: *Géologie du Québec. Les publications du Québec*.

Cocherie, A., Calvez, J., et Oudin-Dunlop, E., 1994, Hydrothermal activity as recorded by Red Sea sediments: Sr-Nd isotopes and REE signatures: *Marine Geology*, v. 118, no. 3-4, p. 291-302.

Culshaw, N., et Dostal, J., 2002, Amphibolites of the Shawanaga domain, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario: tectonic setting and implications for relations between the Central Gneiss Belt and Midcontinental USA: *Precambrian Research*, v. 113, no. 1, p. 65-85.

Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Miller, D. J., Naslund, H. R., Niu, Y.-L., Robinson, P. T., Snow, J., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H.-U., et Yoshinobu, A., 2000, A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, no. 1, p. 31-51.

Dunphy, J., et Skulski, T., Petrological zonation across the De Pas batholith: a tilted section through a continental arc, *in* Proceedings Report of 1996 ECSOOT Transect Meeting. Edited by RJ Wardle and J. Hall. Lithoprobe Secretariat, The University of British Columbia, Report 1996, p. 44-58.

Ermanovics, I., et Van Kranendonk, M., 1990, The Torngat orogen in the North River-Nutak transect area of Nain and Churchill provinces: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4.

-, 1998, Geology of the Archean Nain Province and Paleoproterozoic Torngat orogen in a transect of the North River-Nutak map areas, Newfoundland (Labrador) and Quebec, Ottawa.

Floyd, P., et Winchester, J., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 21, no. 3, p. 291-306.

Fornari, D. J., Perfit, M. R., Malahoff, A., et Embley, R., 1983, Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: 1. Major element variations in natural glasses and spacial distribution of lavas: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 88, no. B12, p. 10519-10529.

Förster, H.-J., Tischendorf, G., et Trumbull, R., 1997, An evaluation of the Rb vs.(Y+ Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks: *Lithos*, v. 40, no. 2-4, p. 261-293.

Garrido, C. J., Bodinier, J.-L., Burg, J.-P., Zeilinger, G., Hussain, S. S., Dawood, H., Chaudhry, M. N., et Gervilla, F., 2006, Petrogenesis of Mafic Garnet Granulite in the Lower Crust of the Kohistan Paleo-arc Complex (Northern Pakistan): Implications for Intra-crustal Differentiation of Island Arcs and Generation of Continental Crust: *Journal of Petrology*, v. 47, no. 10, p. 1873-1914.

Greene, A. R., DeBARI, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., et Clift, P. D., 2006, A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, South–Central Alaska: *Journal of Petrology*, v. 47, no. 6, p. 1051-1093.

Guilmette, C., Hébert, R., Wang, C., et Villeneuve, M., 2009, Geochemistry and geochronology of the metamorphic sole underlying the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, south Tibet: *Lithos*, v. 112, no. 1, p. 149-162.

Harper, G. D., 2003, Fe-Ti basalts and propagating-rift tectonics in the Josephine Ophiolite: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 7, p. 771-787.

Heier, K., 1973, Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 273, no. 1235, p. 429-442.

Hoffman, P. F., 1990, Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen, The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, Volume 37, Geological Association of Canada St. John's Canada, p. 15-39.

Hollings, P., et Kerrich, R., 2000, An Archean arc basalt–Nb-enriched basalt–adakite association: the 2.7 Ga Confederation assemblage of the Birch–Uchi greenstone belt, Superior Province: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, no. 2, p. 208-226.

Jensen, L., et Pyke, D., 1982, Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt: Komatiites. Allen and Unwin, London, p. 147-157.

Jiang, S.-Y., Wang, R.-C., Xu, X.-S., et Zhao, K.-D., 2005, Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 30, no. 17, p. 1020-1029.

Johannes, W., et Holtz, F., 2012, *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*, Springer Science & Business Media.

Juteau, T., Eissen, J., Monin, A., Zonenshain, L., Sorokhtin, O., Matveenkov, V., et Almukhamedov, A., 1983, Structure and petrology of the Red Sea axial rift at 18° North: results of the Soviet diving program with submersible (1980): *Sot. Nat. Elf Aquitaine, BCREDP*, v. 7, p. 217-231.

Kay, R., Hubbard, N., et Gast, P., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, no. 8, p. 1585-1613.

Kempton, P. D., et Harmon, R. S., 1992, Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, no. 3, p. 971-986.

Le Maitre, R. W., 1984, A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 31, no. 2, p. 243-255.

Le Roex, A., Dick, H., Reid, A., et Erlank, A., 1982, Ferrobasalts from the Spiess ridge segment of the Southwest Indian ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 60, no. 3, p. 437-451.

Martelain, J., Chenevoy, M., et Bélanger, M., 1998, Le batholite de De Pas, Nouveau-Québec: infrastructure composite d'arc magmatique protérozoïque: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, no. 1, p. 1-15.

McDonough, W. F., et Sun, S.-S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical geology*, v. 120, no. 3, p. 223-253.

Miyashiro, A., Shido, F., et Ewing, M., 1970, Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, no. 4, p. 361-365.

Montreuil, J.-F., et Constantin, M., 2010, The geochemistry of mafic gneisses from the Renzy terrane, western Grenville Province, Quebec: Implications for the geodynamic setting of the early Mesoproterozoic Laurentian margin: *Precambrian Research*, v. 181, no. 1, p. 150-166.

Myers, R. E., et Breitkopf, J. H., 1989, Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes: *Lithos*, v. 23, no. 1-2, p. 53-62.

Natland, J. H., 1980, Effect of axial magma chambers beneath spreading centers on the compositions of basaltic rocks: *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, v. 54, p. 833-850.

Pearce, J., 1976, Statistical analysis of major element patterns in basalts: *Journal of Petrology*, v. 17, no. 1, p. 15-43.

Pearce, J. A., et Cann, J., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and planetary science letters*, v. 19, no. 2, p. 290-300.

Pearce, J. A., Ernewein, M., Bloomer, S. H., Parson, L. M., Murton, B. J., et Johnson, L. E., 1994, Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 81, no. 1, p. 53-75.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., et Tindle, A. G., 1984, Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, no. 4, p. 956-983.

Pearce, J. A., et Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 69, no. 1, p. 33-47.

Perfit, M. R., et Fornari, D. J., 1983, Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from Eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: 2. Phase chemistry and crystallization history: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 88, no. B12, p. 10530-10550.

Perfit, M. R., Fornari, D. J., Malahoff, A., et Embley, R. W., 1983, Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from Eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: 3. Trace element abundances and petrogenesis: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 88, no. B12, p. 10551-10572.

Perreault, S., et Hynes, A., 1990, Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen: *Geoscience Canada*, v. 17, no. 4.

Poirier, G., Perreault, S., et Hynes, A., 1990, Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution (Lewry, JF and Stauffer, MR, editors). Geological Association of Canada, p. 397-412.

Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M., et Applegate, G., 1999, Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa: *Chemical Geology*, v. 160, no. 4, p. 335-356.

Rapp, R. P., 1995, Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, no. B8, p. 15601-15610.

Rapp, R. P., et Watson, E. B., 1995, Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling: *Journal of Petrology*, v. 36, no. 4, p. 891-931.

Raveggi, M., Giles, D., Foden, J., et Raetz, M., 2007, High Fe–Ti mafic magmatism and tectonic setting of the Paleoproterozoic Broken Hill Block, NSW, Australia: *Precambrian Research*, v. 156, no. 1, p. 55-84.

Rudnick, R. L., 1992, Restites, Eu anomalies and the lower continental crust: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, no. 3, p. 963-970.

Rudnick, R. L., et Presper, T., 1990, Geochemistry of intermediate/- to high-pressure granulites: *Granulites and crustal evolution*, p. 523-550.

Sandeman, H., Hanmer, S., Tella, S., Armitage, A., Davis, W., et Ryan, J., 2006, Petrogenesis of Neoproterozoic volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: a back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada: *Precambrian Research*, v. 144, no. 1, p. 140-165.

Sigurdsson, H., 1977, Spinels in leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 37, p. 883-891.

Sigurdsson, H., et Schilling, J.-G., 1976, Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: chemistry and occurrence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 29, no. 1, p. 7-20.

Simard, M., Lafrance, I., Hammouche, H., et Legoux, C., 2013a, Géologie de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (SRNC 24J, 24K).

Simard, M., Lafrance, I., Hammouche, H., et Legouix, C., 2013b, Géologie de la région de Kuujjuaq et de la baie d'Ungava (SRNC 24J, 24K).

Sinton, J., et Hey, R., 1979, Oceanic ferrobasalts, off-ridge magmas and propagating rifts along the Galapagos spreading center: *Eos Trans. AGU*, v. 60, p. 971.

Sinton, J. M., Wilson, D. S., Christie, D. M., Hey, R. N., et Delaney, J. R., 1983, Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, no. 2, p. 193-207.

Slagstad, T., Culshaw, N. G., Jamieson, R. A., et Ketchum, J. W., 2004, Early Mesoproterozoic tectonic history of the southwestern Grenville Province, Ontario: constraints from geochemistry and geochronology of high-grade gneisses: *Geological Society of America Memoirs*, v. 197, p. 209-241.

Smithies, R., 2000, The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 182, no. 1, p. 115-125.

St-Onge, M., Scott, D., Wodicka, N., et Lucas, S., Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in northern Quebec and southern Baffin Island: plate margin configuration between 2.04–1.76 Ga, *in* Proceedings Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting. Compiled by RJ Wardle and J. Hall. The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, Report1998, Volume 68, p. 151-166.

Sun, S.-S., et McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, no. 1, p. 313-345.

Tarney, J., et Windley, B., 1977, Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust: *Journal of the Geological Society*, v. 134, no. 2, p. 153-172.

Taylor, S. R., et McLennan, S. M., 1985, The continental crust: Its composition and evolution, Medium: X; Size: Pages: 328 p.:

Van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R., et Martelain, J., 1990, Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec), The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, Volume 37, p. 371-386.

Vigneresse, J.-L., 2007, The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation: *Ore Geology Reviews*, v. 30, no. 3, p. 181-216.

VIGNERESSE, J. L., BARBEY, P., et CUNEY, M., 1996, Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer: *Journal of Petrology*, v. 37, no. 6, p. 1579-1600.

Wardle, R. J., James, D. T., Scott, D. J., et Hall, J., 2002, The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, no. 5, p. 639-663.

Williams, P., 1998, Magmatic iron enrichment in high-iron metatholeiites associated with 'Broken Hill-type' Pb-Zn-Ag deposits, Mt Isa Eastern Succession*: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 45, no. 3, p. 389-396.

Wilson, I., Derrick, G., et Perkin, D., 1984, EASTERN CREEK VOLCANICS-THEIR GEOCHEMISTRY AND POSSIBLE ROLE IN COPPER MINERALIZATION AT MOUNT ISA, QUEENSLAND: *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 9, no. 4, p. 317-328.

Winchester, J., et Floyd, P., 1976, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 28, no. 3, p. 459-469.

-, 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical geology*, v. 20, p. 325-343.

Winter John, D., 2010, *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*.

Withnall, I., 1984, Geochemistry and tectonic significance of Proterozoic mafic rocks from the Georgetown Inlier, north Queensland: *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 9, no. 4, p. 339-351.

Yoder, H. S., et Tilley, C. E., 1962, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems: *Journal of Petrology*, v. 3, no. 3, p. 342-532.