



Corrélation des bassins sédimentaires du nord-est de la Sous-province de La Grande (Baie-James), à l'aide de la géochimie lithologique et minérale

Quentin Duparc¹, Pierre Cousineau¹ et Daniel Bandyayera²

GM 66440

Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

¹Université du Québec à Chicoutimi

²Bureau de l'Exploration géologique du Québec

2012

Énergie et Ressources naturelles
Direction de l'information géologique

MB 2012-04

**Ressources naturelles
et Faune**

Québec 

Table des matières

1. Résumé
2. Introduction

3. Analyse stratigraphique conventionnelle
 - 3.1 Description de la Formation de Brune
 - 3.2 Description de la Formation de Keyano
 - 3.3 Description de la Formation de Magin
 - 3.4 Conclusion sur l'analyse de faciès

4. Description pétrographique
 - 4.1 Formation de Brune
 - 4.2 Formation de Keyano
 - 4.3 Formation de Magin
 - 4.4 Conclusion de l'analyse pétrographique

5. Géochimie
 - 5.1 Résultats d'analyses lithogéochimiques
 - 5.2 Interprétation des résultats géochimiques
 - 5.3 Comparaison des données lithogéochimiques

6. Conclusion générale

7. Suite des travaux

8. Références

1. Résumé

Une partie de la région nord-est de la Sous-province de La Grande a été cartographiée au cours des étés 2009, 2010 et 2011 par le Bureau de l'Exploration géologique du Québec. Dans cette région de la Baie James, les formations de Magin, de Brune, et de Keyano sont dominées par des conglomérats et des grès. Ces trois formations présentent des similitudes qui peuvent conduire à les corréler entre elles de façon erronée. Les travaux préliminaires supportent un environnement fluvial de type Timiskaming commun aux trois formations et ne permettent pas de les distinguer. L'étude pétrographique de ces formations révèle une recristallisation métamorphique quasi complète des constituants pétrographiques, ne permettant pas d'utiliser des diagrammes de classification conventionnelle de sédimentologie. Ces formations sédimentaires sont composées de métawackes et de conglomérats à dominance de fragments felsiques (tonalites) et une proportion mineure de formations de fer (faciès oxydé). Cependant, la Formation de Brune se différencie des deux autres par l'absence de fragments de formation de fer. L'étude chimique confirme cette pétrographie. Un contexte d'îles en arcs continentales correspondrait aux trois formations d'après les différents diagrammes de Bhatia (1983, 1986), basés sur des éléments immobiles (Th, La, Sc et Al_2O_3) et mobiles (CaO, Na_2O , Fe_2O_3 et MgO).

2. Introduction

La Sous-province de La Grande, située dans la Province du Supérieur, s'étend sur environ 600 km Est-ouest et 400 km Nord-Sud. Elle est limitée par la Sous-province du Bienville au nord, et l'Opinaca au sud (figure 1). Nous pouvons comparer les roches de la Sous-province de La Grande à celles des sous-provinces de Sachigo-Uchi-Wabigoon du NO de l'Ontario où l'on retrouve également un socle tonalitique ancien, une séquence arénitique et des volcanites (Percival *et al.*, 2006). D'après Goutier *et al.* (2001), les roches du La Grande ont atteint le faciès des amphibolites.

Les ceintures des roches vertes du Québec sont encore mal connues et font l'objet de multiples études. L'absence de fossiles à l'Archéen ne permet pas d'établir de bio-corrélations de ces unités de roches vertes. La géochronologie est donc la méthode de (chrono-) corrélation la plus utile dans les terrains archéens (Kontinen *et al.*, 2007; Thomas, 2011). Toutefois, c'est une méthode qui a pour principaux désavantages d'être longue et coûteuse. En conséquence, peu d'échantillons par unité sont pris pour être datés, ce qui pose un problème de la représentativité de l'échantillon pris pour la datation de l'ensemble d'une unité. La faiblesse de l'échantillonnage fait en sorte aussi que l'on doit présumer une certaine uniformité de la source pour les unités sédimentaires. Plus important, dans le contexte des terrains archéens déformés et métamorphisés au faciès des amphibolites, la géochronologie semble le seul outil utilisable aujourd'hui, pour corréler entre elles des unités sédimentaires. Le présent projet de maîtrise vise à identifier d'autres méthodes qui permettraient d'établir les relations stratigraphiques plus rapidement et à moindre coût. Est-ce que les méthodes de l'analyse sédimentologique conventionnelle des faciès (basée sur les textures et structures) permettraient de distinguer les unités archéennes de Brune, Magin et Keyano? Ces mêmes roches se prêteraient-elles à une étude pétrographique conventionnelle? De façon plus générale, une étude géochimique de ces unités pourrait-elle remédier aux difficultés apparentes de similitudes observées sur le terrain et ainsi affiner l'analyse stratigraphique?

Les séquences sédimentaires dans les bassins archéens de la Sous-province de La Grande n'ont jamais fait l'objet d'études détaillées en termes d'analyses de faciès, d'études pétrographiques et géochimiques. Sur la base de similitudes pétrographiques, stratigraphiques et structurales, plusieurs grands ensembles volcano-sédimentaires ont été discernés dans le nord de la Baie-James (Simard et Lafrance, 2011; Goutier *et al.*, 1999; Goutier *et al.*, 2001). Les travaux plus récents de Bandyayera *et al.* (2011, en préparation) et Goutier *et al.*, (en

préparation) ont permis de reconnaître plusieurs petites unités sédimentaires, notamment la Formation de Marbot (<2702 Ma, David *et al.* 2011) située entre l'Opinaca et le La Grande, la Formation de Brune située au sud du Groupe de Guyer et la Formation de Magin localisée au nord du Groupe de Guyer. De plus, une nouvelle formation, celle de Keyano, a été découverte au SW du réservoir de La Grande 4 au cours de la saison de cartographie de l'été 2011 (Goutier *et al.*, en préparation). Ces travaux plus récents accompagnés de datation U/Pb apportent de nouvelles données sur les unités de Brune et de Magin. Les âges des zircons de la Formation de Magin irait de 2688 Ma à 2840 Ma (David *et al.*, 2012) et l'âge maximale de sédimentation est de $2720,5 \pm 2,7$ Ma. L'âge maximal de sédimentation de la Formation de Brune est de 2841 ± 3 Ma (David *et al.*, 2011). Dans le secteur cartographié, ces âges suggèrent la présence d'au moins 3 épisodes de sédimentation. La première est représentée par la Formation de Brune (<2841 Ma) et précède la mise en place du Groupe de Guyer (2820 - 2806 Ma). La seconde, représentée par la Formation de Magin (<2720 Ma), est associée à l'érosion du Guyer et de différentes unités du Complexe de Langelier. La troisième est représentée par la Formation de Marbot (<2702 Ma). On aurait alors des séquences ayant des sources temporellement différentes.

Le but de cette étude est de tester l'utilisation de la géochimie lithologique et minérale dans la corrélation d'unités sédimentaires distantes, à des grades métamorphiques possiblement différents et ayant subi des niveaux différents de déformation. On cherche ainsi à retracer la source des sédiments. Dans un premier temps, des sections peu déformées ont été sélectionnées afin de permettre une étude de faciès sédimentaires. Celle-ci consiste à réaliser une section log pour chacune des formations de Brune, Magin et Keyano. Ceci permettra d'en faciliter l'interprétation de l'environnement de dépôt sur la base des textures et structures sédimentaires observées. Une étude pétrographique conventionnelle en lames minces a été réalisée sur les lits de grès de ces formations, afin de documenter les similitudes et les différences minéralogiques pour constituer une base rigoureuse à l'interprétation géochimique. Une étude lithogéochimique des grès a aussi été réalisée. Des diagrammes géochimiques de classification, de comparaison entre éléments, et de paramètres tectoniques vont possiblement nous permettre d'identifier les caractéristiques des sources de chaque formation.

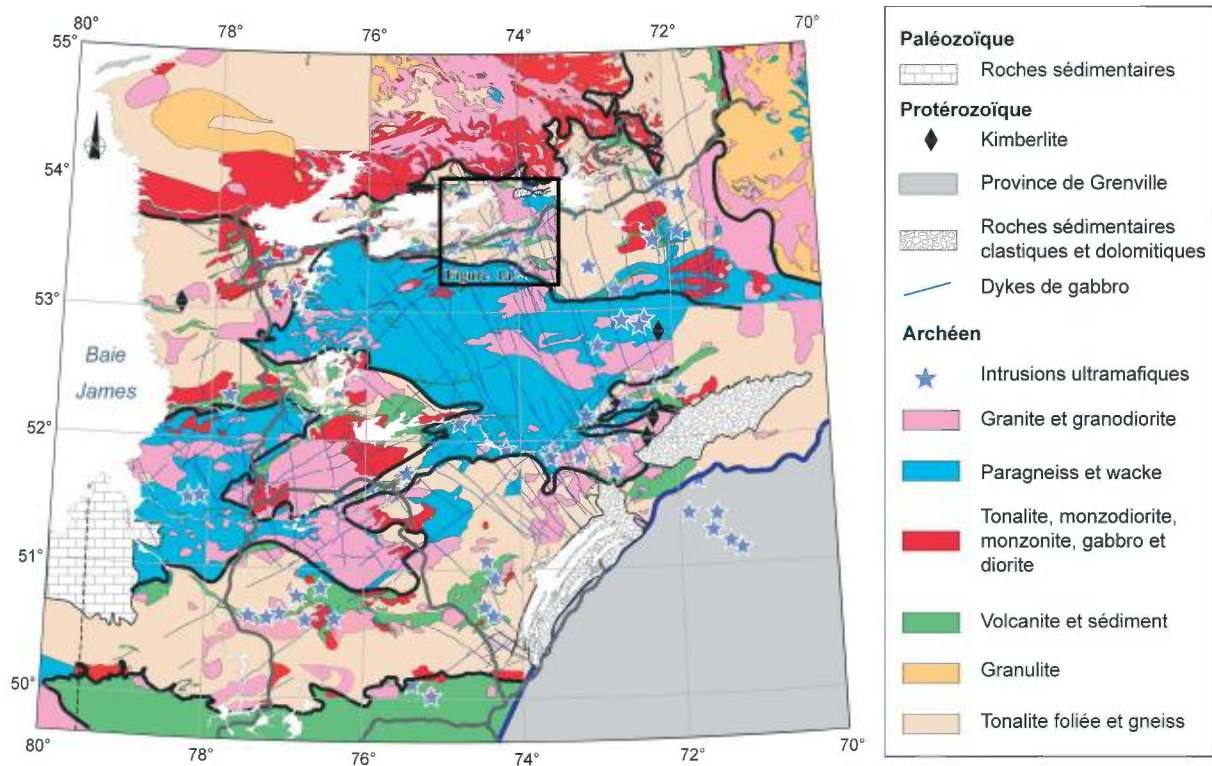


Figure 1: Carte géologique et de localisation du terrain d'étude

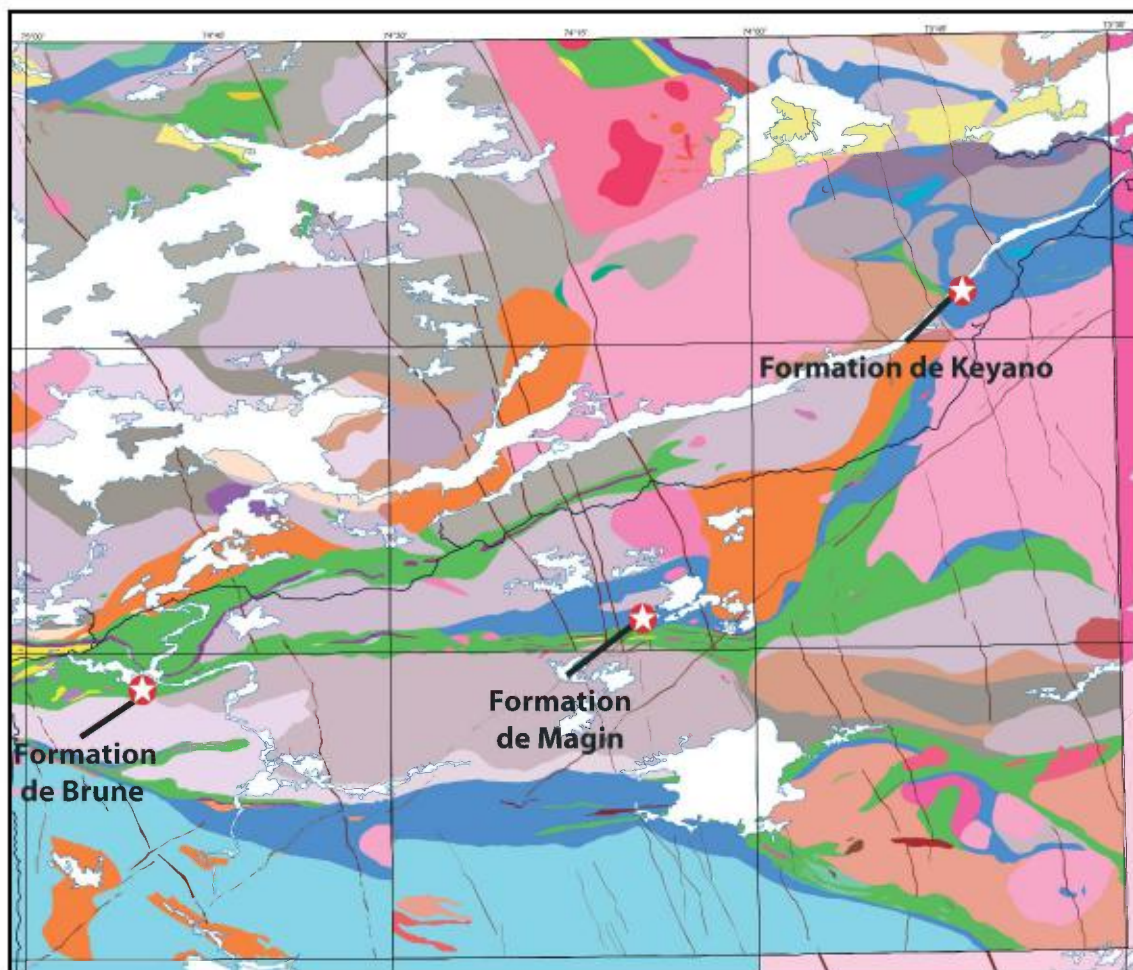


Figure 1a: Zoom montrant la géologie du terrain d'étude cartographié durant les étés 2009, 2010 et 2011

3. Analyse stratigraphique conventionnelle

Sur le plan de la sédimentologie, les environnements de dépôts sont déterminés par des analyses de faciès de successions sédimentaires basées sur les textures et les structures (Walker et James, 1992). Du point de vue des techniques conventionnelles de la corrélation lithostratigraphique, il est assez difficile de réaliser des corrélations dans les ceintures de roches vertes de l'Archéen pour plusieurs raisons. Les multiples épisodes orogéniques (Percival *et al.*, 2006) enregistrés par ces roches font qu'un bassin sédimentaire a pu être plissé et découpé par des failles (chevauchantes, normales et décrochantes). Des portions d'un même bassin original peuvent ainsi avoir été déplacées sur de grandes distances et être réparties maintenant en plusieurs aires isolées les unes des autres sous formes de minces bandes. A l'opposé, des portions de bassins forts différents peuvent aussi avoir été mises côte à côte à des temps différents. Dans la région d'étude, les formations sédimentaires identifiées sont des unités spatialement restreintes, éloignées les unes des autres en de minces bandes (Bandyayera *et al.*, 2011). Au sein des diverses formations, il faut aussi tenir compte que les affleurements eux-mêmes ont rarement une grande continuité physique. Les trois formations de Brune, Magin et Keyano ont été ciblées pour réaliser une étude de corrélation, parce qu'elles contiennent des unités sédimentaires renfermant des aires très peu déformées et montrant des textures et des structures sédimentaires d'origine. Ces niveaux sédimentaires peu déformés permettent de réaliser une analyse détaillée de faciès.

3.1 Description de la Formation de Brune












Cette formation est située au sud de la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer (SNRC 33G07). Elle s'étend sur 1 km de longueur et 200 m à 400 m de largeur (Bandyayera *et al.*, 2011). La présente étude a porté sur une section de 14 m orientée sud/nord (figure 2). Elle est composée de 85% de lits de conglomérats et de 15% de lits ou de lentilles de grès. Il se pose ici un problème de la représentativité de l'affleurement par rapport à l'échelle totale de la Formation de Brune. Le conglomérat semble former des lits relativement épais de 300 à 700 cm, massifs (sans structures sédimentaires visibles). C'est un conglomérat polymicte lithique jointif dominé par des fragments subanguleux à subarrondis de la taille des blocs. La présence de lentilles de sable, de bases chenalisées et de quelques granoclassements croissants nous permettent d'orienter cette section du nord vers le sud (polarité stratigraphique vers le sud). La composition des blocs est à dominance de tonalites (65 %). Le conglomérat contient

également 5 % de fragments d'autres roches felsiques (granite, diorite et mylonite) que l'on ne trouve pas dans les sections des autres formations, 15 % de fragments de veines de quartz, et environ 6 % de fragments de roches mafiques. Les 9 % restant correspondent à la matrice et à quelques fragments de paragneiss. Sur la base de la granulométrie et des textures observées en affleurement, trois types de tonalite sont identifiées : 1) tonalite foliée et granoblastique ; 2) tonalite foliée et moyennement grenue et 3) tonalite à grains grossiers. Ces trois types de tonalite sont retrouvés dans les sections des autres formations. Nous avons observé une variation verticale de la composition du conglomérat sur 4 mètres. Cette variation verticale suggère que les sources varient dans le temps. Si les sources changeaient, l'étude géochimique ne serait représentative de la formation qu'à un temps donné. Nous observons une déformation à quelques endroits des conglomérats avec une schistosité N270 à pendage 65°, recoupant le litage N260 /61°.

La présence de lentilles de grès de 50 à 70 cm d'épaisseur dans l'empilement de conglomérat pourrait signifier que le conglomérat est constitué de lits plus minces amalgamés. Dans les lits et lentilles de grès, nous avons observé des structures de chenaux avec des laminations entrecroisées, en auge et parallèles, montrant une polarité vers le nord.

Figure 2 - Colonne stratigraphique de la Formation de Brune

Légende

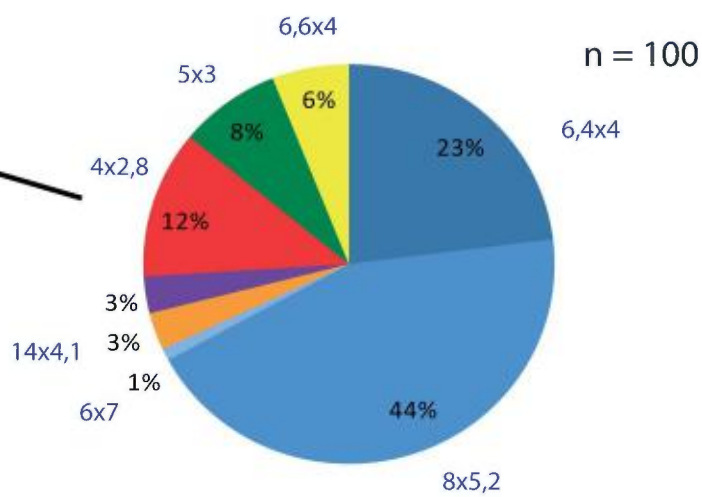
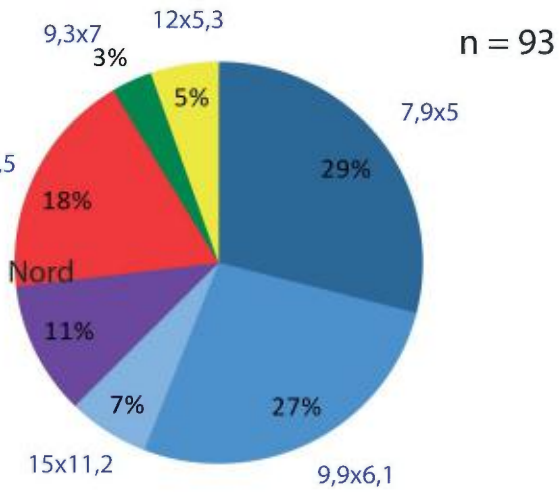
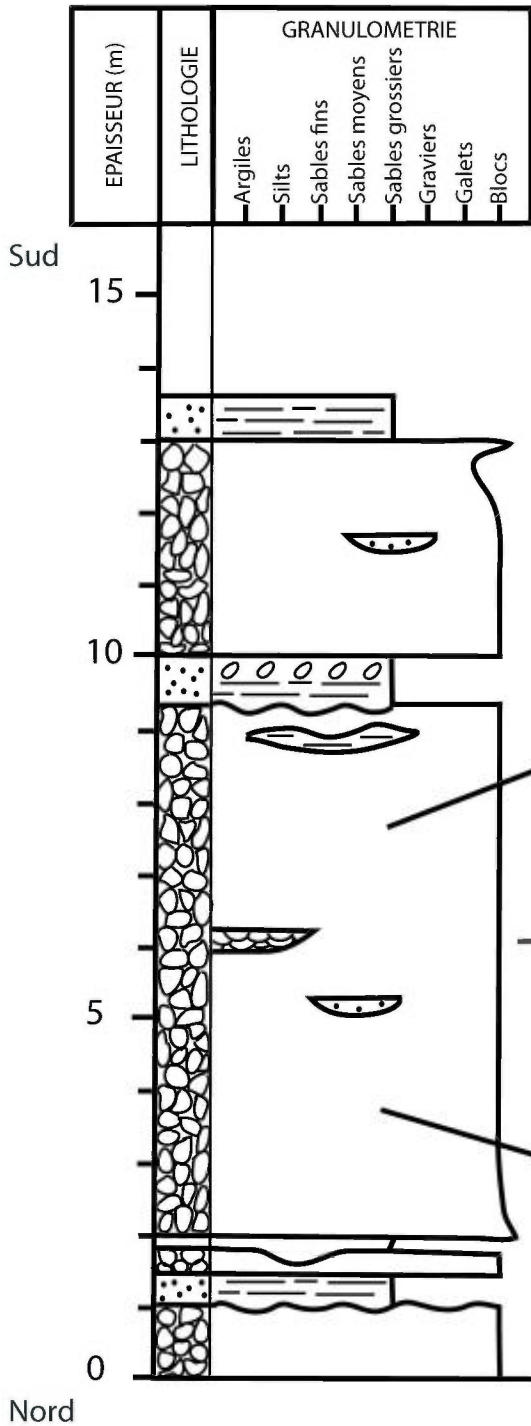
-  Laminations entrecroisées en auge
-  Laminations parallèles
-  Laminations entrecroisées planaires
-  Rides
-  Cailloux flottants (banc)
-  Résidus de fond
-  Paléodirection de courant
-  Lentille
-  Contact discontinu
-  Chenal
-  Schistosité

Composition des conglomérats



- Tonalite 1 (granoblastique, foliée)
- Tonalite 2 (grain moyen, foliée)
- Tonalite 3 (grain grossier)
- Paragneiss
- Matrice
- Chert (formation de fer, grès)
- Quartz
- Roches mafiques (amphibolite, ultramafite)
- Autres roches felsiques (granite, diorite, mylonite)

nb x nb = taille moyenne des clastes (cm)
n = total de points comptés



3.2 Description de la Formation de Keyano

Cette formation est située au SW du réservoir de La Grande 4 (feuille 33H13). Elle s'étend sur plus de 17 km de longueur et sur un maximum de 7 km de largeur. Notre étude porte sur une section de 144 m (figure 3), d'un affleurement représentatif de la Formation de Keyano. Le log et les comptages de points montrent que la section est composée de 55 % de conglomérats à galets et blocs jointifs et de 45 % de grès grossiers en lits ou en lentilles. Le conglomérat est polymictique lithique, dominé par des fragments subanguleux à subarrondis jointifs de la taille des blocs. La présence de lentilles de sable, de bases chenalisées et de quelques granoclasses croissantes nous permettent d'orienter cette section ouest/est. Le conglomérat est composé de blocs de tonalites (70 %), de graviers à galets de paragneiss (20 %), de graviers à galets de formations de fer (5 %), de 3 % de fragments de veines de quartz et très peu de fragments de roches ultramafiques (<1%). Les 2 % restants correspondent à la matrice. À la base de la section, les conglomérats sont dominés par des blocs de tonalite granoblastique foliée (type 1) et de paragneiss, avec peu de fragments de formation de fer. À partir du tiers du log, la dominance passe à d'autres blocs de tonalite à grains grossiers (type 3). Au sommet de la section, la première tonalite granoblastique foliée (type 1) reprend le dessus (figure 3).

La présence de lentilles de grès très grossier de 20 à 1800 cm d'épaisseur, dans l'empilement de conglomérat, suggère que la séquence sédimentaire est constituée de lits minces amalgamés. À la base de la section, les grès sont grossiers et massifs, avec des résidus de fond et des cailloux flottants. La partie sommitale est définie par la présence de nombreuses auges avec de nombreux cailloux flottants. Les lits et lentilles de grès sont caractérisés par la présence de magnétite à la base, ainsi que par la présence de chenaux avec de nombreuses laminations entrecroisées en auge et parallèles. Les directions des paléocourants sont déterminées à partir du sens des laminations entrecroisées en auge et planaires. La Formation de Keyano est déformée. Elle contient une schistosité orientée N310, montrant une linéation N338/69 et recoupant un litage orienté N320/85.

3.3 Description de la Formation de Magin

Cette formation est située au nord de la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer, au sud du lac Magin (feuille 33G09 ; Bandyayera *et al.*, en préparation a). Elle s'étend sur plus de 29 km de longueur et atteint 4 km d'épaisseur (Bandyayera *et al.*, 2011). La section étudiée mesure 65 m d'épaisseur et elle est orientée, de la base au sommet, du nord vers le sud

(figure 4). La représentativité de l’affleurement par rapport à l’ensemble de la formation semble réaliste. La section est composée de 75 % de grès grossiers et de 25 % de conglomérats à blocs jointifs. À la base de la section, la composition des blocs est dominée par les 3 types de blocs de tonalites (89 %). On observe peu de fragments de formation de fer et peu de fragments de paragneiss. Au sommet de la section, les blocs tonalitiques forment 55 % des clastes du conglomérat, et apparaissent aussi des galets de fragments de formation de fer (13%) et quelques graviers de fragments de veines quartz (2%).

Lors de la visite d’autres affleurements de la Formation de Magin, nous avons observé une fragmentation liée à une déformation syn-sédimentaire dans un lit de formation de fer sur une courte distance de 10 m. Les conglomérats ont toujours une dominance de blocs tonalitiques (de 50 à 67%) avec la présence de formation de fer (de 8 à 18 %). Les autres fragments rencontrés dans le conglomérat sont représentés par les roches ultramafiques (1 à 9 %) et les paragneiss (de 12 à 22 %).

La présence de grès très grossier en lits de 10 à 3500 cm dans l’empilement de conglomérat peut signifier que la séquence sédimentaire est constituée de lits minces à épais amalgamés. Nous observons dans les lits et lentilles de grès la présence de nombreuses laminations entrecroisées en auge et parallèles. Notons également la présence de résidus de fond à la base de lits de grès, suivi de grès massif, puis de grès fin au sommet des lits avec la présence de laminations parallèles horizontales ou entrecroisées en auge. Les directions des paléocourants sont déterminées à partir du sens des laminations entrecroisées en auge et indique un courant vers l’ouest. Nous observons une déformation à quelques endroits du conglomérat avec une schistosité N85 à pendage 54° recoupant un litage N110 à pendage 60°.

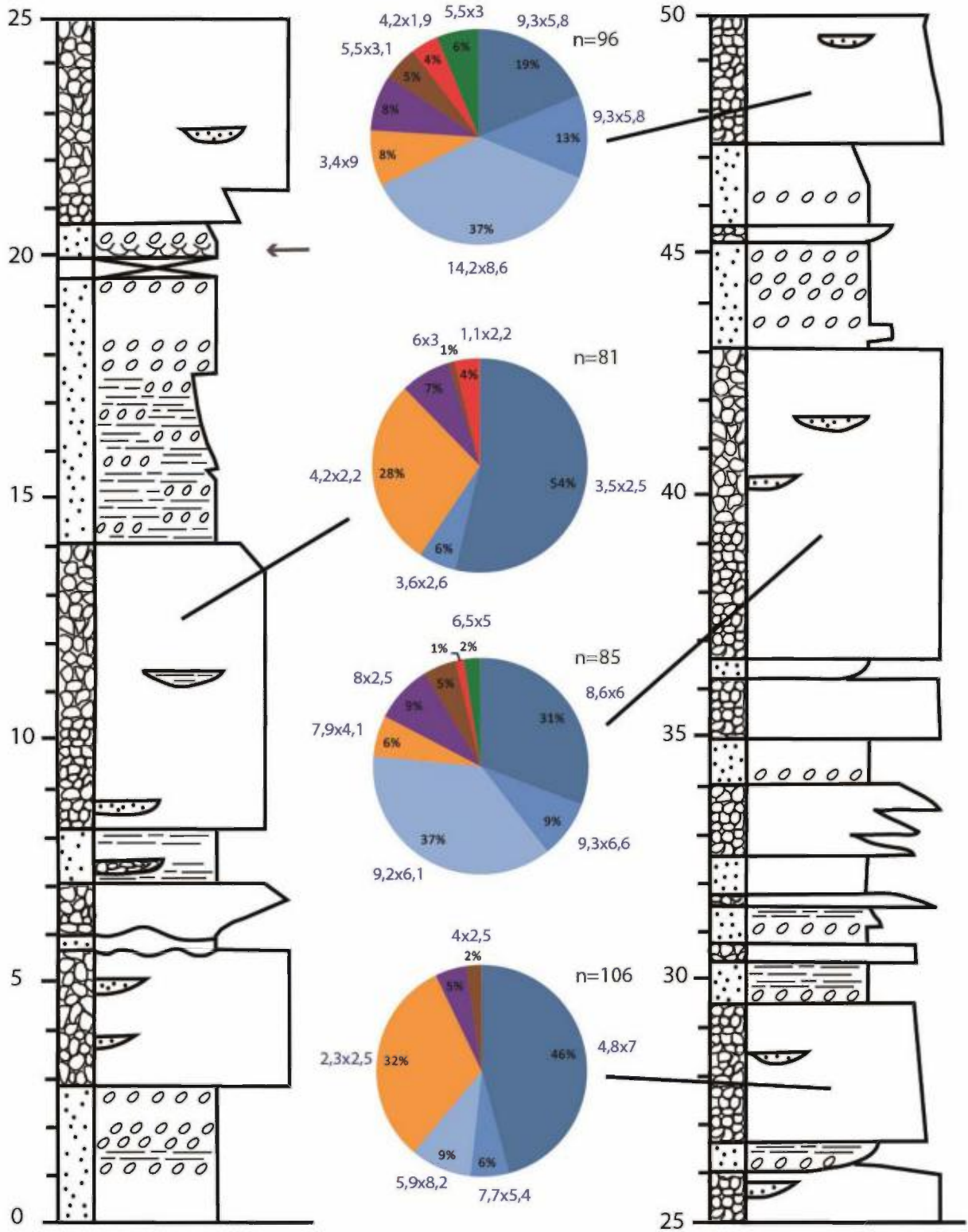
3.4 Conclusion sur l’analyse de faciès

Les trois sections des formations de Brune, Magin et Keyano sont constituées de faciès et des associations de faciès typiques d’un environnement fluvial (Miall, 1980). Des empilements sédimentaires similaires sont bien décrits dans diverses ceintures de roches vertes archéennes, comme celle de la Sous-province de l’Abitibi où ils sont connus comme de type Timiskaming (Thurston et Chivers, 1990; Mueller et Donaldson, 1991). Les faciès observés sont communs des cônes alluviaux, des cônes deltas et des rivières tressées (Church et Miall, 1980). Les structures sédimentaires des grès et des conglomérats reflètent un transport par traction en

régime d'écoulement permanent (avec une vitesse constante). De tels environnements ne sont pas favorables au dépôt de boues qui auraient pu être présentes lors du transport initial.

Les limites des bassins de type Timiskaming sont très souvent des failles en décrochement ou en chevauchement et on y trouve des roches volcaniques alcalines à calco-alcalines (Thurston et Chivers 1990). Ce qui implique que ces bassins sont souvent tardifs et que la source de ces sédiments peut être éloignée si le bassin a subi un déplacement. On peut ainsi les considérer comme des bassins successeurs (tardifs) dans un cadre tectonique. Nous pouvons nous fier à cette interprétation pour les formations de Magin et Keyano. Pour la Formation de Brune, la représentativité de l'affleurement n'est pas assez grande pour en être totalement persuadé. Cette interprétation ne reste cependant qu'une hypothèse dans le sens où cette étude n'aborde pas la mise en place tectonique de chaque bassin. De plus, ces formations ne peuvent pas être des portions d'un même bassin, parce que leurs âges de déposition sont différents. Les clastes des conglomérats de ces trois formations proviennent possiblement de 3 sources tonalitiques communes. Les blocs de plus grande taille sont des tonalites, car elles possèdent les minéraux les plus résistants. Si c'est le cas, ce n'est pas sur ces clastes de tonalite que nous pourrions différencier nos formations. C'est sur les autres clastes que l'on ne retrouve que dans certaines formations que nous devons nous focaliser. Pour la Formation de Brune, nous constatons une absence de blocs de roche ultramafique ainsi que de formation de fer et très peu de paragneiss, présents dans les autres sections. De plus la présence de fragments felsiques dans la Formation de Brune pourrait signifier l'intervention de sources différentes des deux autres formations. Nous devrions donc par la suite regarder la pétrographie des grès, ainsi que celle des clastes des conglomérats.

Nord Est



Sud Ouest

Figure 3 - Colonne stratigraphique de la Formation de Keyano (voir figure 2 pour la légende)

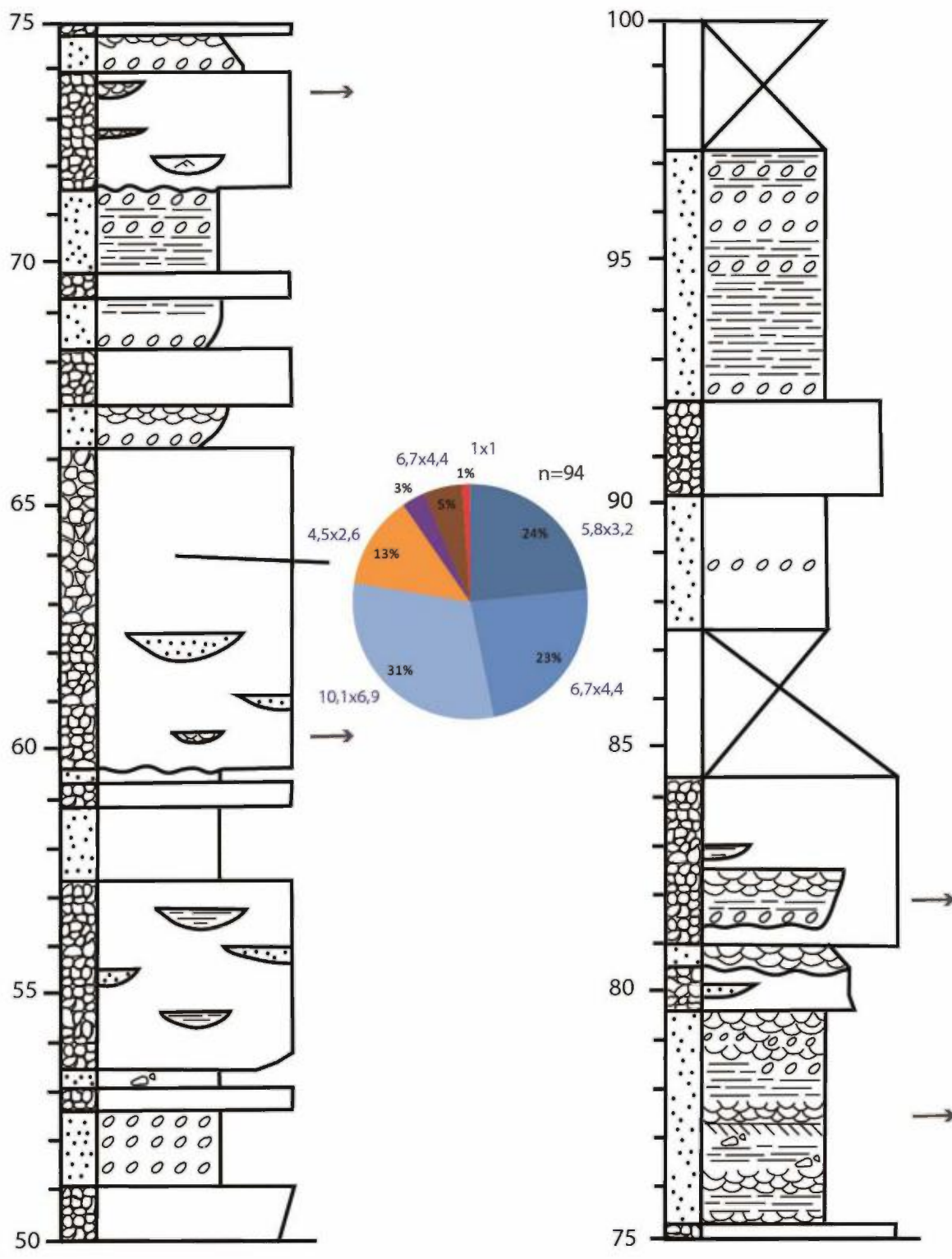
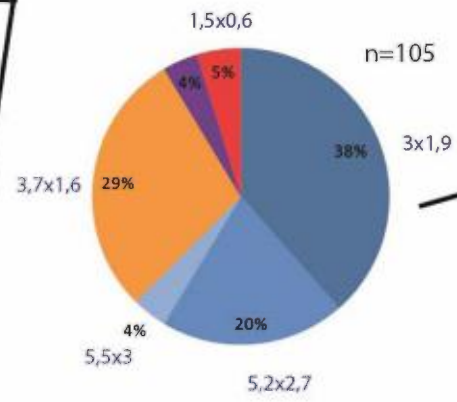
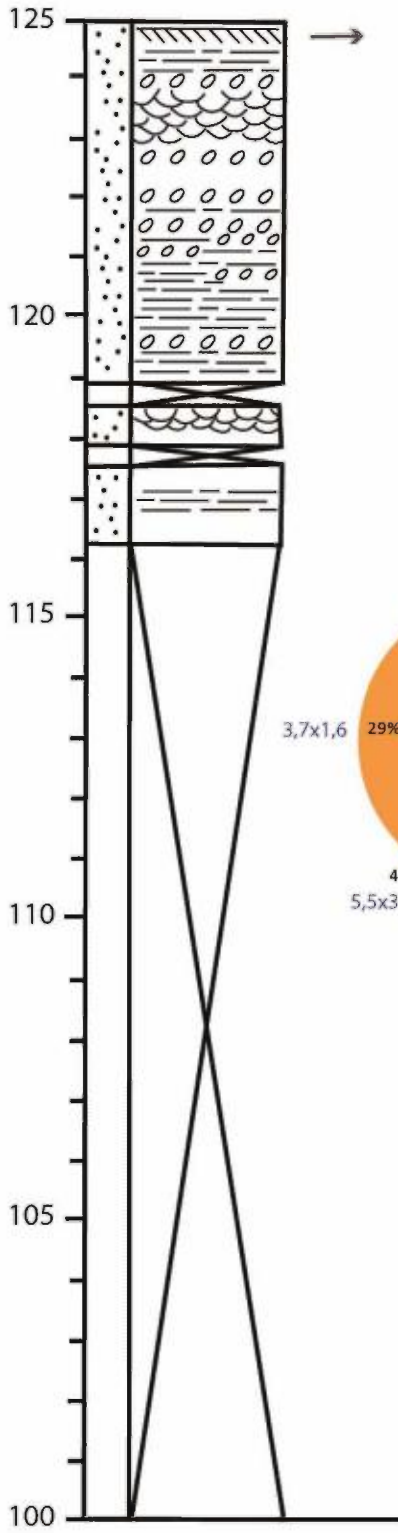
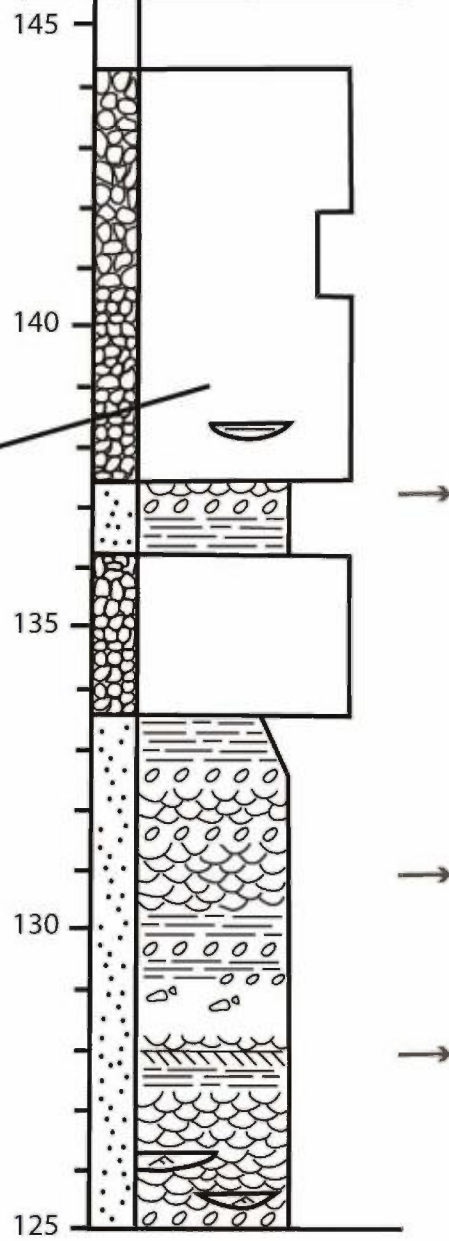


Figure 3 (suite 1) - Colonne stratigraphique de la Formation de Keyano

Nord Est



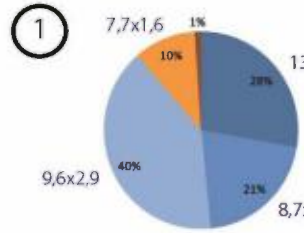
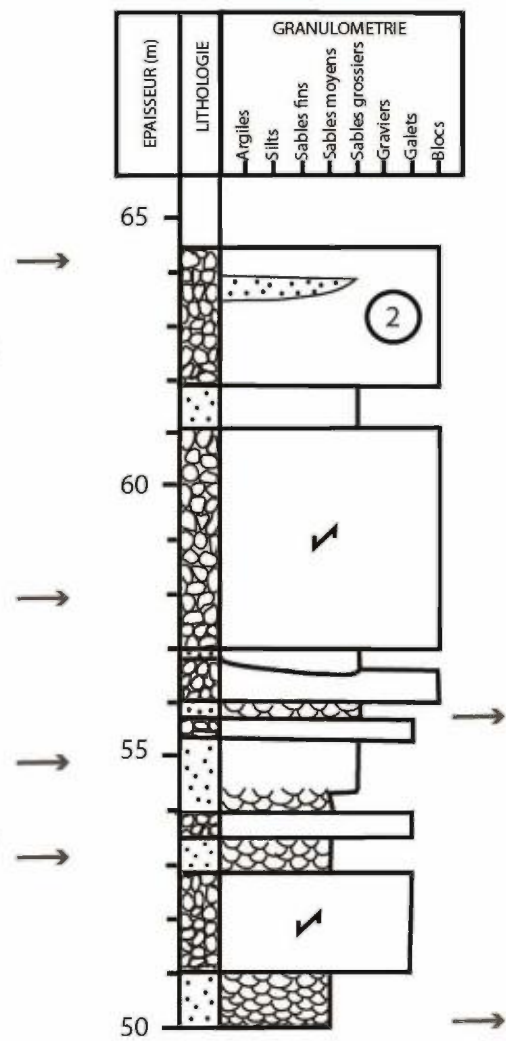
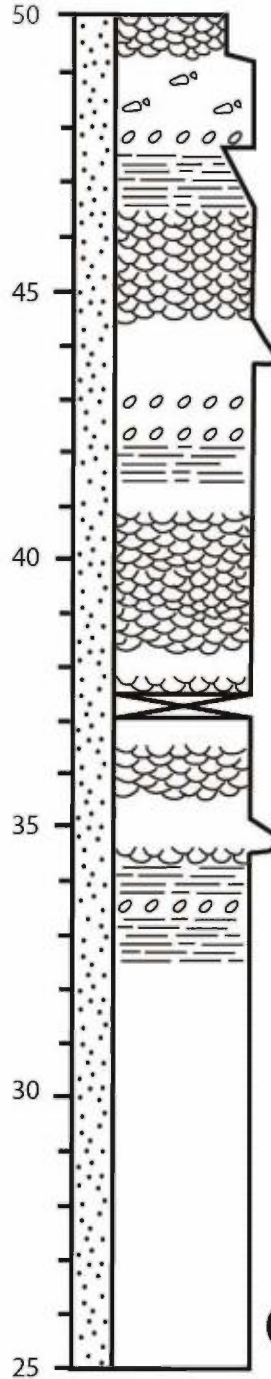
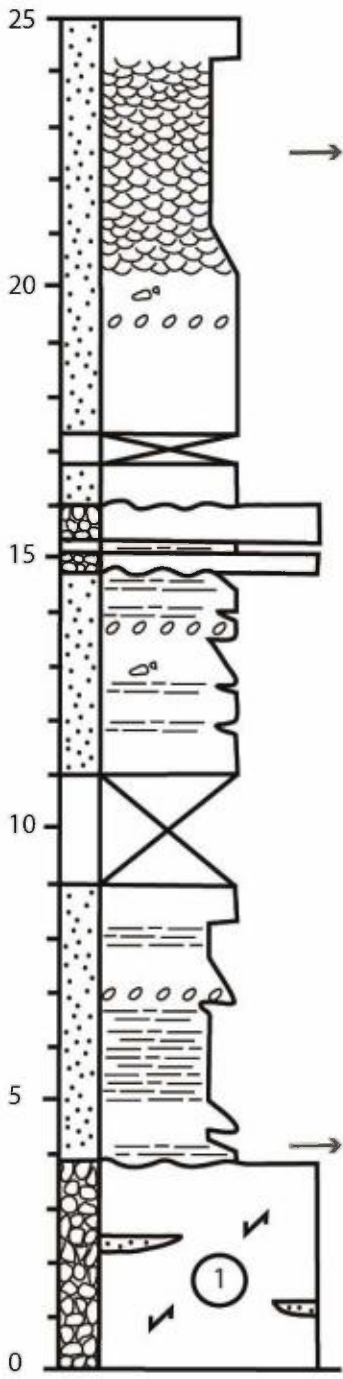
EPAISSEUR (m)	LITHOLOGIE	GRANULOMETRIE					
		Argiles	Silts	Sables fins	Sables moyens	Sables grossiers	Graviers



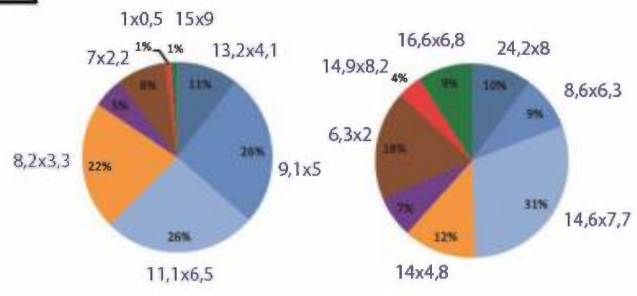
Sud Ouest

Figure 3 (suite 2) - Colonne stratigraphique de la Formation de Keyano

Sud



② Variation latérale sur une distance de 10 m



Nord

Figure 4 - Colonne stratigraphique la Formation de Magin

4. Description pétrographique

4.1 Formation de Brune

Les grès de la Formation de Brune sont composés de 45 % de quartz (500 à 710 μm), de 25 % de feldspath (125 à 500 μm), de 15 % de biotite (250 à 350 μm), de 5% de muscovite (177 à 250 μm) et de 10 % d'amphibole. L'ensemble des lames minces est recristallisé et montre une texture granoblastique (figure 5 ; photo 1). Les grains sont de taille variée et ont des contacts irréguliers. Le grès contient des minéraux accessoires tels que le zircon en inclusion dans les biotites, du grenat (figure 5 ; photo 2) et des minéraux opaques anguleux. Les minéraux opaques sont constitués pyrrhotite, de chalcopyrite, de pyrite et de magnétite (figure 5 ; photos 3 et 4).

4.2 Formation de Keyano

Les grès de la Formation de Keyano sont composés de 45 % de quartz (0,350 à 0,50 mm), de 40 % de feldspath (250 à 350 μm), de 15 % de biotite (0,25 à 0,50 mm) et de 10 % d'amphibole (0,35 à 0,50 mm). L'ensemble des lames minces montre que ces roches possèdent une texture granoblastique (figure 6; photo 1). Il est observé à de multiples endroits, des angles à 120° entre des cristaux de quartz, assimilables à des textures de recuits. Les feldspaths se séparent en deux types : une majorité de plagioclase souvent avec une altération en séricite, et quelques microclines. De plus, une couronne de chlorite est parfois observée au tour de la plupart des biotites. Cette couronne de chlorite est interprétée comme étant un produit d'altération de la biotite. La chlorite et la séricite sont possiblement dues à un métamorphisme rétrograde. Certains grains de biotite renferment plusieurs zircons et des grains d'allanite. Les grains d'allanite sont entourés d'une couronne de pistachite (figure 6 ; photo 2) en quantité élevée (proche de 1%). Le zircon et l'allanite indiqueraient une source ignée felsique. Ces grès contiennent également quelques minéraux accessoires tels que de l'apatite et des minéraux opaques. Les minéraux opaques sont majoritairement de la magnétite, de la pyrite bordée par de la magnétite (figure 6 : photo 3), et de l'arsénopyrite (figure 6 ; photo 4). Ces oxydes et sulfures sont anguleux, et seraient d'origine métamorphique plutôt que détritique. Cette interprétation provient également du fait que nous n'observons pas de zonation dans ces oxydes, ce qui suggère l'absence de nucléus détritique qui aurait servi de nouveau support de nucléation pour croître. Nous retrouvons quelques minéraux de feldspath avec des exsolutions de quartz qui peuvent être interprétés comme une texture de myrmékite qui provient de la réaction d'un plagioclase typique de roche ignée. Nous avançons l'hypothèse qu'il s'agit d'un fragment de roche.

Globalement, les textures et la minéralogie sont typiques des roches sédimentaires au faciès inférieur des amphibolites (Bucher et Frey 1994). Toutefois, les couronnes de chlorite et de séricite sur les biotites sont possiblement dues à un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts. L'abondance de quartz et de feldspath avec le zircon et l'allanite indiqueraient une source ignée felsique. L'abondance de biotite refléterait une composante ferro-magnésienne à la source. Les oxydes et sulfures ont des textures comme les autres minéraux, et seraient d'origine métamorphique plutôt que détritique. Ils confirmeraient aussi une composante ferro(magnésienne) ou la présence d'une source riche en fer (comme des formations de fer). Il y a peu de constituants pétrographiques qui reflètent la composition originale des sédiments. Seul le « grain » à texture de myrmékite pourrait être interprété comme une des reliques d'un fragment original de roche magmatique felsique (figure 6; photo 5).

4.3 Formation de Magin

Les grès de la Formation de Magin sont composés de 58 % de quartz (0,10 à 0,50 mm), de 19 % de feldspath (0,15 à 0,20 mm), de 12 % de biotite (0,177 à 0,25 mm), de 8 % de muscovite (0,177 à 0,250 mm) et de 2 % d'opaux. L'ensemble de ces roches est recristallisé (figure 7 ; photo 1), car elles possèdent une texture granoblastique. Les grains sont de taille variée et ont des contacts irréguliers. Nous observons deux types de feldspaths avec encore une fois des plagioclases altérés en séricite (métamorphisme rétrograde ?) pour la plupart, et quelques microclines. Ces grès contiennent aussi quelques grenats et des minéraux opaques formés in-situ, de par leurs formes anguleuses (figure 7 ; photo 2). De plus, quelques traces d'allanite sont retrouvées, et semblent similaires à celles de la Formation de Keyano avec la présence d'une couronne d'épidote, mais en très faible quantité. Nous observons différents types de minéraux opaques dont la majorité est formée de magnétite contenant des cœurs de pyrite (figure 7 ; photo 3) ou de chalcopyrite (figure 7 ; photo 4).

4.4 Conclusion de l'analyse pétrographique

De nombreuses études dans les grès de séquences modernes et plus anciennes ont été employées pour déterminer la provenance et le paléoenvironnement sédimentaire (Dickinson *et al.*, 1983; Nechaev et Ispording, 1993; Morton et Hallsworth, 1999). L'étude des grès des trois formations en lame mince confirme le grade métamorphique régional au faciès des amphibolites. Cependant, l'importance de la recristallisation qui accompagne ce métamorphisme limite

grandement l'interprétation des modes de mise en place et l'étude de provenance typiquement possibles dans des grès moins métamorphisés. La majorité des classifications pétrographiques et tectoniques sont basées sur les rapports entre les grains de quartz, de feldspath et de fragments de roches. Certaines classifications pétrographiques de grès sont aussi basées sur le pourcentage de matrice présente (Dott, 1964). Les principaux diagrammes de classification tectonique font abstraction de la matrice (Dickinson et Suczek, 1979). Toutefois, dans les deux cas, c'est le pourcentage de matrice originale lors du dépôt qui est important. Au-delà d'un pourcentage de matrice supérieur à 25 %, ces classifications ne peuvent être employées (Dickinson et Suczek, 1979). Le métamorphisme entraîne une recristallisation qui peut transformer totalement la composition et les textures d'origine de la roche, pour les remplacer par des minéraux et des textures typiques des roches métamorphiques tels que les amphiboles et les micas présents dans les roches de la région. Conséquemment, il n'est pas possible d'utiliser les diagrammes de classification pétrographique ou tectonique des grès dans le présent travail. On utilisera alors une classification de roche métamorphique. Par analogie avec les dépôts de type Timiskaming de la Sous-province de l'Abitibi et l'abondance relative de minéraux ferro-magnésiens, on pourrait qualifier ces métasédiments de métawackes.

Le cortège de minéraux lourds peut être utile pour confirmer ou suppléer une étude pétrographique conventionnelle. Les minéraux lourds originalement présents dans les grès contrôlent la distribution de plusieurs éléments traces (Gujar *et al.*, 2010). De plus, les grès peuvent contenir une grande variété de minéraux lourds (Svendsen et Hartley, 2002). Le cortège de minéraux lourds est un outil pétrographique qui permet aussi de corrélérer ou séparer les différentes formations sédimentaires (Morton et Hallsworth, 1999). Beaucoup d'études ont eu du succès dans l'étude de provenance grâce aux minéraux lourds (Sabeen *et al.*, 2002; Fedortchouk et LeBarge, 2008; Zimmermann et Spalletti, 2009). Toutefois, comme pour les constituants majeurs, il est possible que peu de minéraux lourds d'origine aient résisté au métamorphisme du faciès des amphibolites. L'utilisation pétrographique des minéraux lourds pour identifier les caractéristiques de sources possibles s'avère donc plus limitée. Certains minéraux comme le zircon, ont bien résisté au métamorphisme. D'autres comme les grenats, les amphiboles et les micas, seraient d'origine métamorphique. L'interprétation pour certains, comme l'apatite, l'allanite et sa couronne de réaction, est incertaine. Il est possible que l'ambiguïté puisse être levée par une étude chimique de ces minéraux. Quelque soit leur origine (sédimentaire ou

métamorphique), l'étude de ces minéraux est essentielle pour déterminer les porteurs des éléments chimiques.

Les grès de chaque formation possèdent des concentrations en quartz, en feldspath, en biotite et en minéraux lourds (pyrite, magnétite, chalcopyrite, apatite) plus ou moins identiques. La Formation de Keyano se distingue des deux autres par la présence d'allanite et l'absence de grenat. L'allanite proviendrait de l'altération d'une roche source felsique. À l'opposé de la Formation de Keyano, les formations de Brune et de Magin possèdent toutes les deux des muscovites. La Formation de Magin possède légèrement plus de minéraux opaques et elle est la seule à contenir des concentrations élevées en pyrrhotite, contrairement aux deux autres qui sont dominés par la magnétite. La composition pétrographique de la Formation de Brune est intermédiaire entre celles de Magin et Keyano.

Il est possible d'avoir une différence entre la base et le sommet d'un lit, dans le sens où la base peut être légèrement enrichie en minéraux lourds. Mais l'écart de composition entre la base et le sommet d'un lit est faible d'après les différentes lames minces réalisées, ce qui correspond bien à un système en traction constant. Les granoclassesments de ces sections reflètent la puissance d'écoulement et la mise en place de la sédimentation. Les granoclassesments normaux sont caractéristiques d'une sédimentation gravitaire normale correspondant possiblement à la fin de crue. Les granoclassesments inverses quant à eux, reflètent un mécanisme d'écoulement où la charge est importante, typique d'un début de crue ou d'une coulée de débris.

Globalement, la composition générale des formations étudiées suggère une source dominée par des roches de composition felsique avec une contribution de roches mafiques ou ferreuses. Ceci est conforme à la composition de la source déduite de la pétrographie des conglomérats qui est dominée par une source felsique (tonalitique) avec une contribution locale moindre de roches mafiques à intermédiaires. L'interstratification de lits et la présence de cailloux de formation de fer reflèterait aussi une contribution de ce type de roche à la composition des grès. Les formations de fer peuvent être une source majeure des oxydes. Si l'on avance l'hypothèse que la composition des conglomérats reflète celle des grès, alors on devrait trouver une dominance de roche ignée.

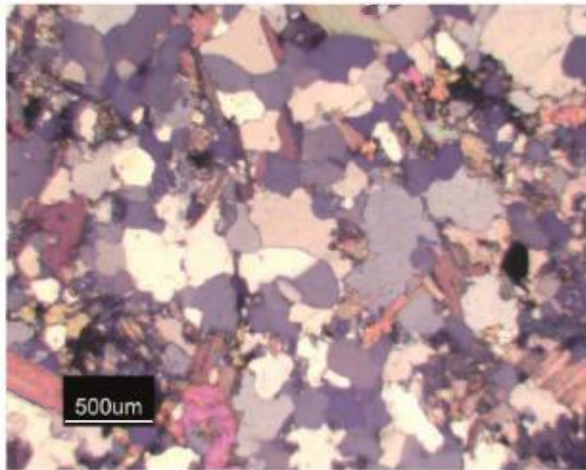


Figure 5 - Photo - 1

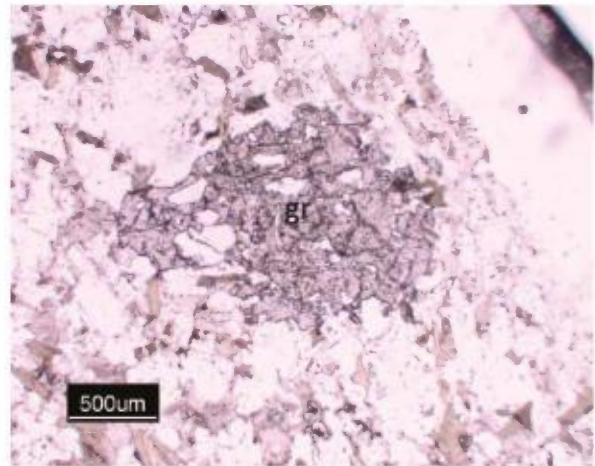


Figure 5 - Photo - 2

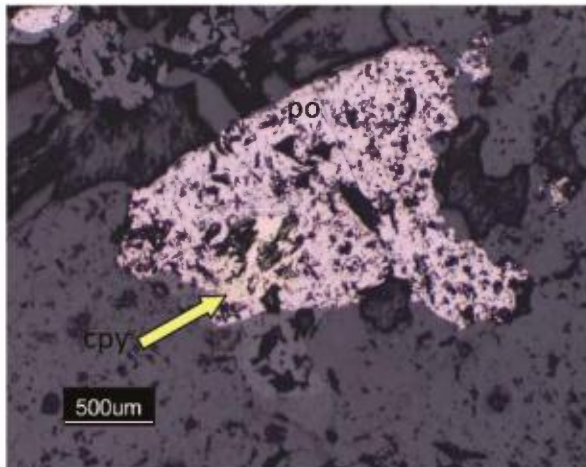


Figure 5 - Photo - 3

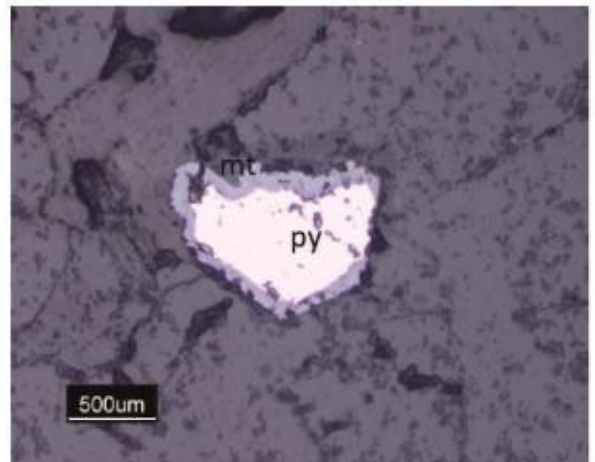


Figure 5 - Photo - 4

Figure 5 : Photographies des lames minces de la Formation de Brune

- PHOTO 1 – Observation d’une texture de recristallisation (Lame mince QD-14). Notez l’allongement des grains et les contacts anguleux entre les grains.
- PHOTO 2 – Observation d’un grenat (gr) en train de croître et d’assimiler différents minéraux (Lame mince QD-15)
- PHOTO 3 – Chalcopyrite (cpy) et pyrrhotite (po) (Lame mince QD-15)
- PHOTO 4 – Pyrite (py) entourée d’une couronne d’altération en magnétite (mt) (Lame mince QD-14)

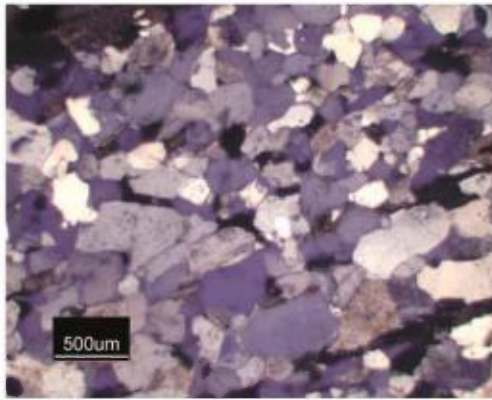


Figure 6 - Photo 1

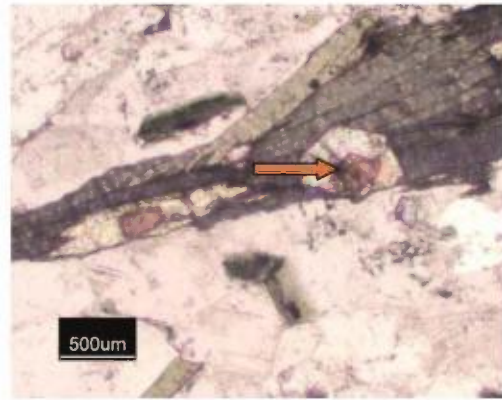


Figure 6 - Photo 2

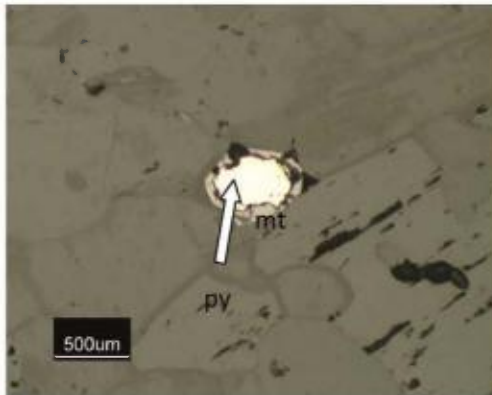


Figure 6 - Photo 3

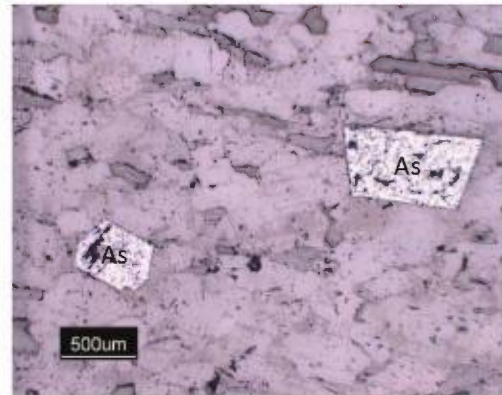


Figure 6 - Photo 4

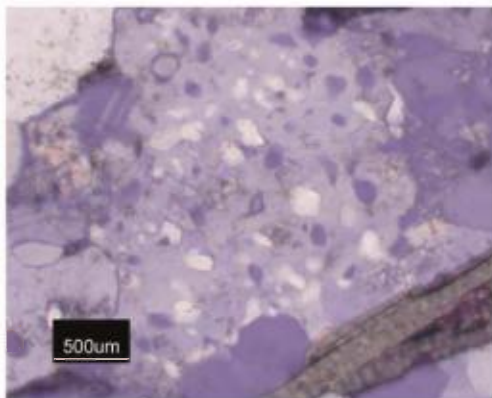


Figure 6 - Photo 5

Figure 6 : Photographies des lames minces de la Formation de Keyano

- PHOTO 1 – Observation d’une texture de recristallisation (Lame mince QD-1). Notez l’allongement des grains et les contacts anguleux entre les grains.
- PHOTO 2 – Allanite (flèche orange) entourée d’une couronne d’épidote (translucide) en inclusion dans une biotite (Lame mince QD-1)
- PHOTO 3 – Pyrite (py) entourée d’une couronne d’altération en magnétite (mt) (Lame mince QD-1)
- PHOTO 4 – Arsénopyrite (As) (Lame mince QD-1)
- PHOTO 5 – Minéral poeciloblastique interprété comme un fragment de roche (Lame mince QD-2)

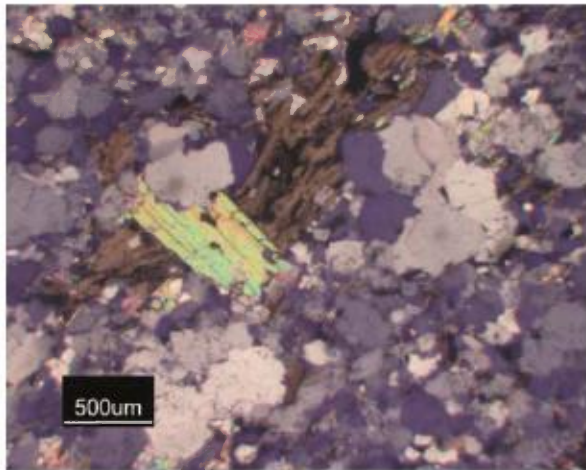


Figure 7 - Photo 1

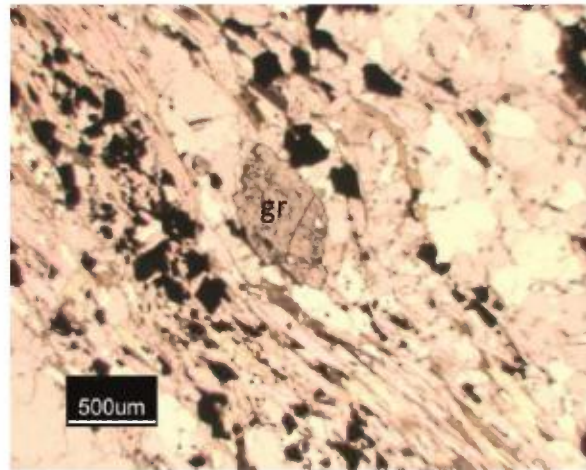


Figure 7 - Photo 2

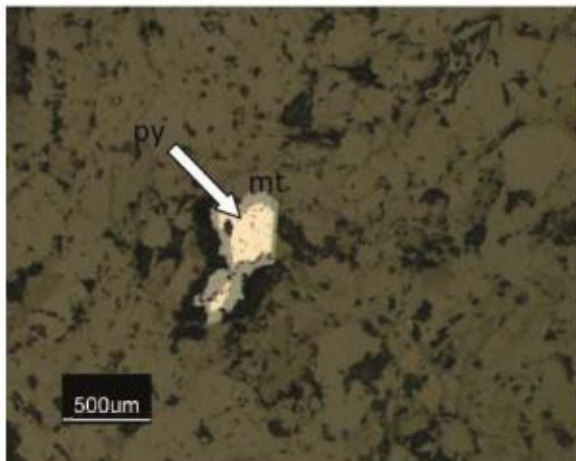


Figure 7 - Photo 3

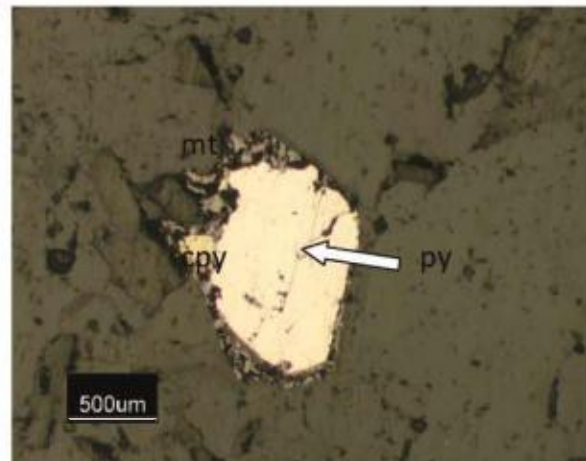


Figure 7 - Photo 4

Figure 7: Photographies des lames minces de la Formation de Magin

- PHOTO 1 – Observation d’une texture de recristallisation (Lame mince QD-10).
- PHOTO 2 – Grenat (gr) (Lame mince QD-11)
- PHOTO 3 – Pyrite (py) entourée d’une couronne d’altération en magnétite (mt) (Lame mince QD-10)
- PHOTO 4 – Pyrite (py) et chalcopirite (cpy) entourées de couronne de magnétite (Lame mince QD-9)

5. Géochimie

5.1 Analyse des résultats

Il existe quelques classifications pétrographiques (Heron, 1988) et tectoniques (Bhatia, 1986) des sédiments, basées sur la composition chimique. Toutefois, ces travaux ont été réalisés pour des roches peu déformées et peu métamorphisées. Dans notre cas de roches au faciès des amphibolites, il y a lieu de se questionner sur leur validité. En conséquence, il est nécessaire de procéder à une étude statistique des données chimiques afin de caractériser le mode de distribution des éléments (Sawyer, 1986). Cette étude reste préliminaire, car nous ne possédons ici que sept échantillons pour caractériser trois formations, ce qui pose un problème de représentativité (Potts, 1992).

Les roches à la source des sédiments étudiés proviennent majoritairement de roches ignées felsiques. Ceci est confirmé par le diagramme de Winchester et Floyd (1977), basé sur des éléments immobiles (figure 8). Ce diagramme ne s'applique qu'à des roches volcaniques. Il est utilisé ici, non pas pour trouver la source des sédiments, mais pour connaître la composition globale des sédiments. Il traduit ainsi une roche source de composition rhyolitique, et donc felsique pour l'ensemble des métasédiments analysés.

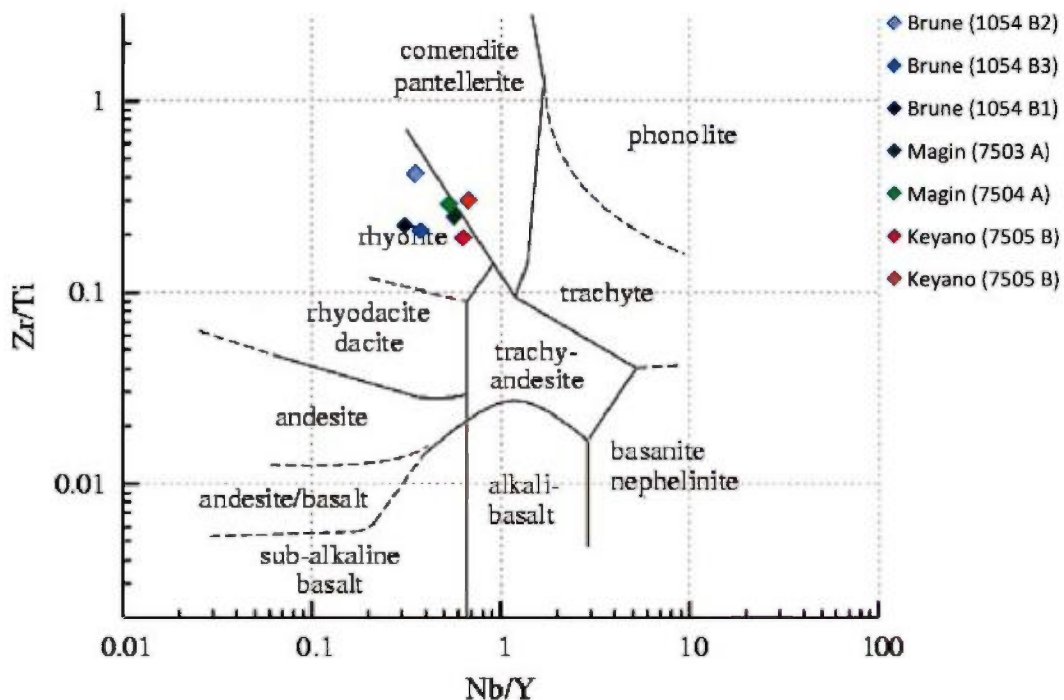


Figure 8 - Diagramme de classification des roches volcaniques Zr/Ti versus Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977). Les échantillons des formations de Brune, Keyano et Magin tombent dans le champ des rhyolites.

L'environnement tectonique de la source des sédiments peut être estimé par les diagrammes de Bhatia (1985) qui utilise des rapports entre éléments majeurs. Sur le diagramme $Al_2O_3/(Na_2O+CaO)$ vs Fe_2O_3+MgO , les métasédiments étudiés tombent dans deux grands blocs (figure 9) : celui des îles en arcs continentales (B) et celui de la marge continentale active (C). Nous pouvons remarquer qu'une partie de la Formation de Brune touche au bloc des îles océaniques en arc (A). Sur les diagrammes de Bhatia et Crook (1986) qui utilisent les éléments traces, les échantillons tombent tous dans les mêmes champs. Nous pouvons remarquer qu'une partie de la Formation de Brune touche au bloc des îles océaniques en arc (A).

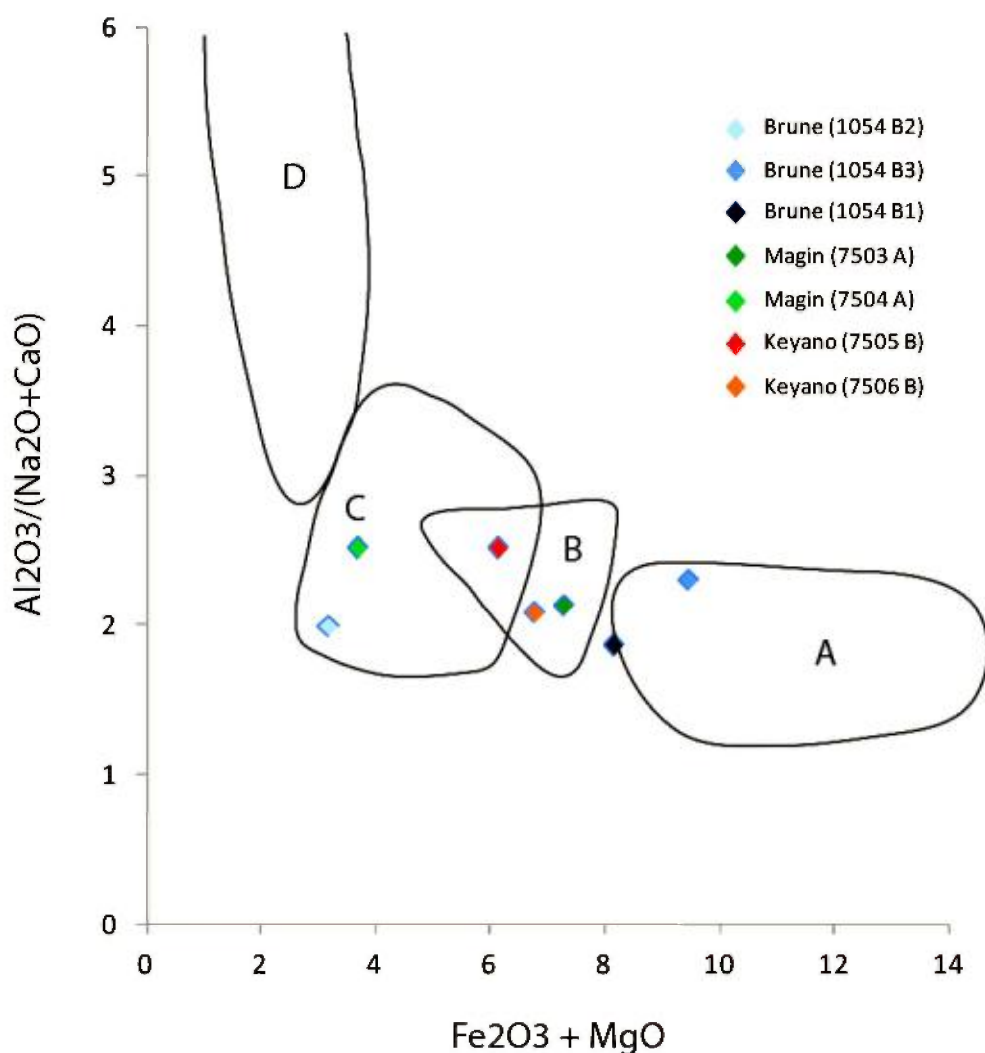


Figure 9 - Diagramme $Al_2O_3/(Na_2O+CaO)$ versus Fe_2O_3 total+ MgO des métasédiments (Bhatia, 1985). A – Îles en arc océaniques, B – Îles en arc continentales; C – Marges continentales actives; D – Marges continentales passives.

Sur les diagrammes de Bhatia et Crook (1986) qui utilisent les éléments traces, les échantillons tombent tous dans les mêmes champs. Sur le premier diagramme (figure 10a) ternaire Th-La-Sc, nous pouvons remarquer que l'ensemble des échantillons de la Formation de Keyano et de la Formation de Brune, proviennent d'un contexte tectonique d'îles en arcs continentales et qu'une partie de la Formation de Magin pourrait être liée à un contexte de marge continentale active. Contrairement au premier diagramme de Bhatia basé sur des éléments majeurs immobiles, nous observons qu'aucune formation ne fait partie du bloc des îles océaniques en arc. Le second diagramme Th-Sc-Zr/10 (figure 10b) nous a permis de différencier le contexte tectonique de la Formation de Magin.

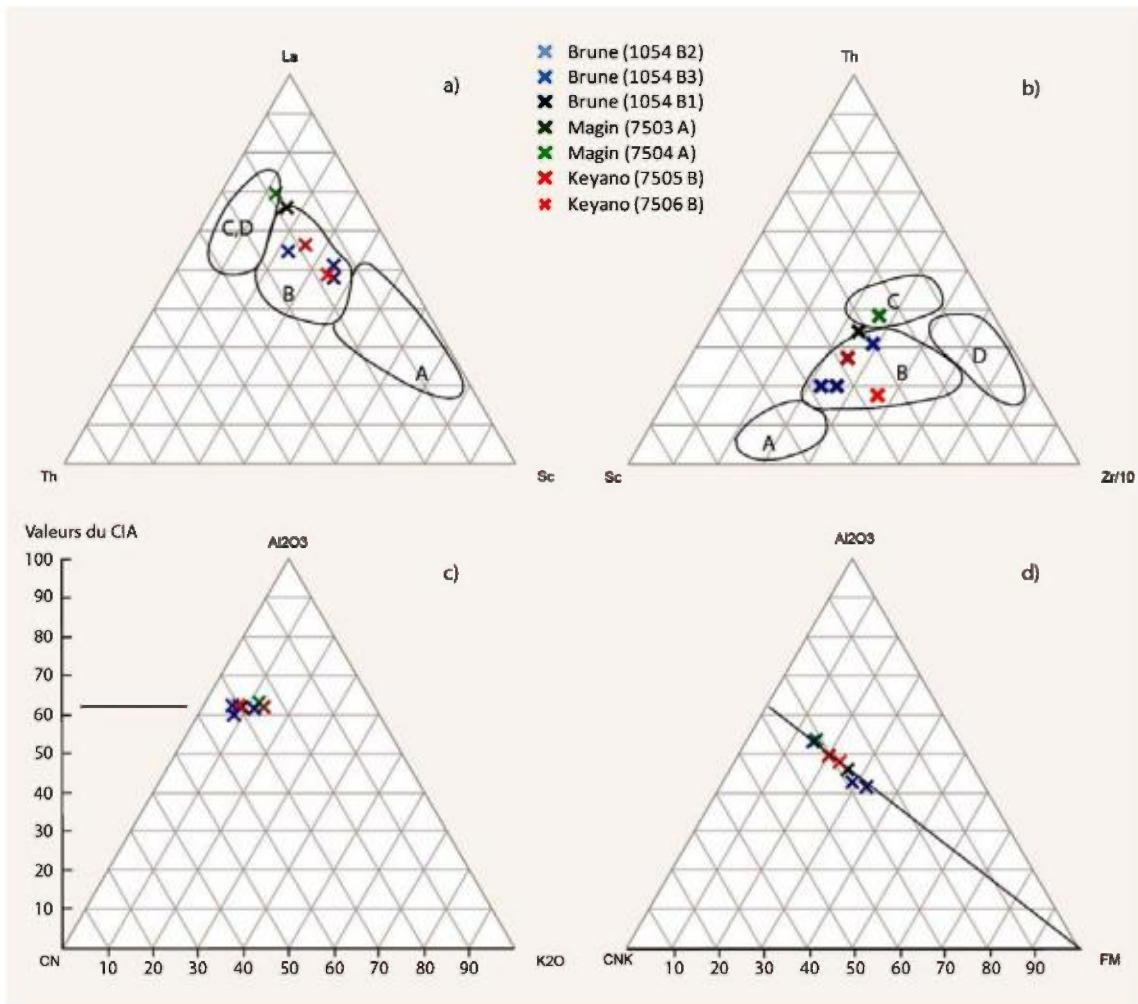


Figure 10 - Diagrammes ternaires a) La-Th-Sc et b) Th-Sc-Zr (Bhatia et Crook, 1986) pour les environnements tectoniques des métasédiments (A - îles en arc océaniques; B - îles en arc continentales; C - Marges continentales actives; D - Marges continentales passives). Diagrammes ternaires illustrant l'altération chimique des sédiments (Nesbitt et Young, 1982) : c) l'indice d'altération chimique (CIA) en fonction de Al₂O₃ - CN (CaO + Na₂O) - K₂O; d) Al₂O₃ - CNK (CaO + Na₂O + K₂O) - FM (Fe₂O + MgO)

Les diagrammes de Nesbitt et Young (1982) sont communément utilisés pour estimer le degré de météorisation à la source, en le représentant par l'indice d'altération chimique (*CIA*). Durant l'Archéen, on présume que la météorisation était importante (Corcoran et Mueller 2009) et elle aurait donc pu modifier la composition originale des sédiments. Nous observons comme toutes les roches archéennes (Erikson *et al.*, 2004), que ces trois formations possèdent un *CIA* supérieur à 60. Les échantillons des trois formations sont fortement groupés sur le diagramme Al_2O_3 -CN- K_2O (figure 10c). Un tel regroupement impliquerait une intensité de la météorisation qui n'a pas changé ni dans le temps (120 Ma), ni dans l'espace (120 km) dans les trois dépôts de chaque formation. Bien que cela puisse être possible, il y a lieu de s'interroger si la diagenèse et le métamorphisme ont pu avoir une incidence sur l'uniformisation des valeurs de ces échantillons. Sur le diagramme Al_2O_3 -CNK-FM (figure 10d), les échantillons sont distribués le long d'une ligne avec pour origine le pôle FM. Ceci n'est pas une distribution normalement contrôlée par un processus de météorisation. Il semble plutôt en lien avec la composition originale des sédiments et donc refléterait un possible contrôle par des minéraux riches en Fe et en Mg, ou par un de ces éléments. La présence sur le terrain de fragments de formation de fer pourrait être utilisée ici pour expliquer la tendance observée comme un reflet de l'abondance relative de magnétite dans nos sédiments. Toutefois, cette hypothèse ne semble pas présentement appuyée par les comptages de points réalisés sur les conglomérats des mêmes formations ni par la pétrographie de ces grès.

Une matrice de corrélation est effectuée pour étudier les différentes relations entre les éléments. Nous avons réalisé des séries de diagrammes binaires (figure 11) des éléments majeurs en fonction de TiO_2 , Al_2O_3 . Ces choix se basent sur l'abondance de fragments felsiques des conglomérats de même que de quartz et de feldspath dans les grès. Toutefois, il faut souligner que la silice est réputée être un élément plus mobile que l'alumine. Une autre série de diagrammes binaires a été produite pour refléter l'abondance de minéraux ferro-magnésiens : le FeO, plus mobile, et le TiO_2 , plus immobile. Six graphiques ont été sélectionnés pour illustrer les principales familles de corrélations (figure 11). Une corrélation négative est illustrée par le diagramme du TiO_2 en fonction du SiO_2 (figure 11a). Cette corrélation négative en fonction du SiO_2 est également observée pour les oxydes majeurs FeO, Al_2O_3 et MgO. La silice est présente dans divers minéraux, mais il est le constituant principal du quartz. Il en est de même pour l'alumine, mais qui est le constituant principal des feldspaths. Toutefois, le Fe, le Mg et le Ti, sont principalement présents dans les minéraux ferro-magnésiens. Cette famille de corrélations

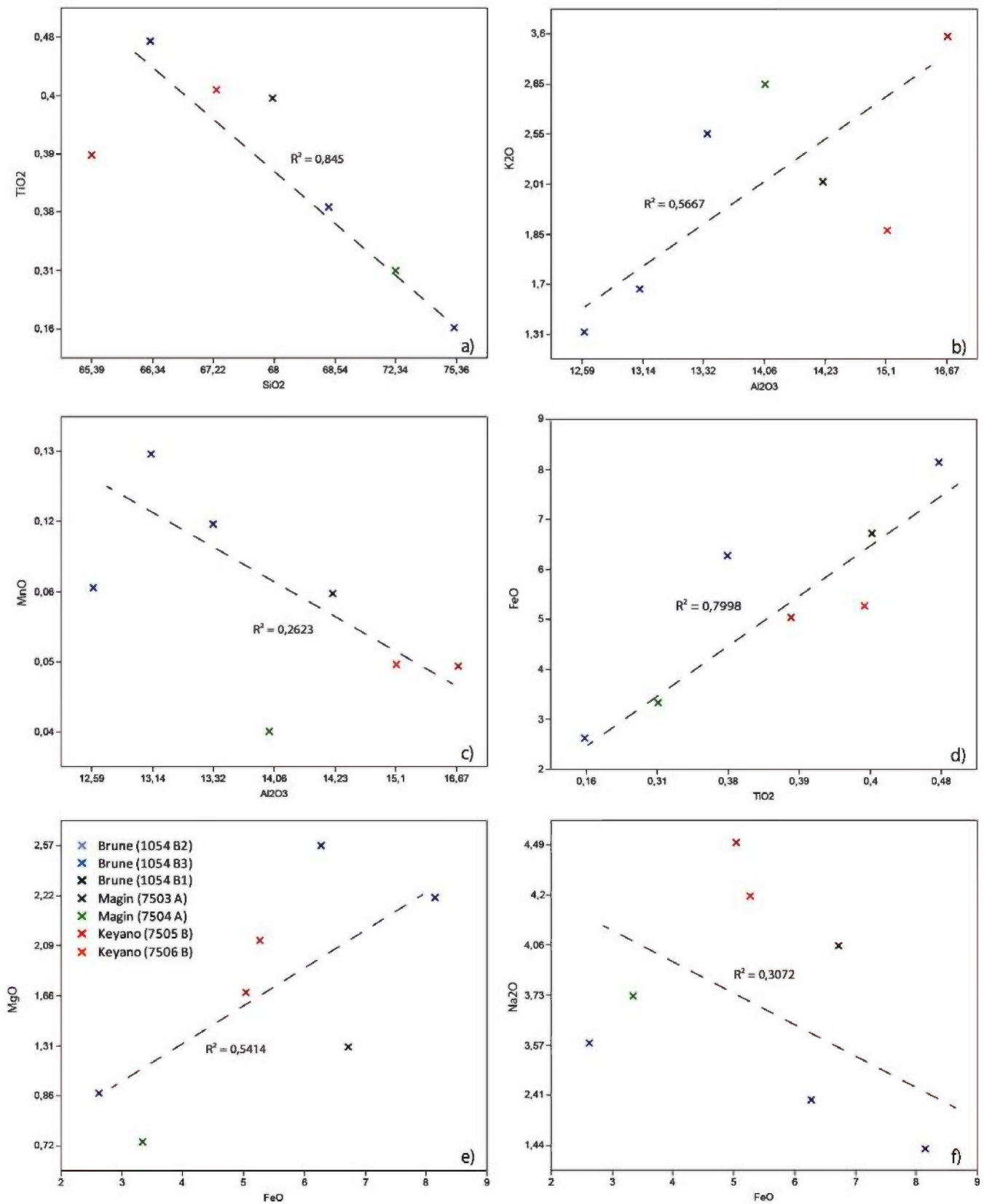


Figure 11- Diagrammes binaires a) TiO₂ vs SiO₂, b) K₂O vs Al₂O₃, c) MnO vs Al₂O₃, d) Na₂O vs FeO, e) MgO vs FeO, f) FeO vs TiO₂. La ligne pointillée représente la courbe de tendance et R², le coefficient de corrélation.

négatives pourrait refléter un enrichissement en quartz qui s'accompagne par un appauvrissement en feldspaths et en minéraux ferro-magnésiens.

Une première famille de corrélation positive est illustrée par le diagramme K_2O en fonction d' Al_2O_3 (figure 11b) et de Na_2O . Ces deux éléments sont présents dans les feldspaths. Cependant, le CaO , aussi présent dans les feldspaths notamment, ne montre pas de corrélation significative. Il en est de même pour le MnO (figure 11c), le FeO et le MgO , présents principalement dans les minéraux ferro-magnésiens.

Pour le TiO_2 , deux fortes corrélations positives se réalisent avec le FeO et le MgO (figure 11d). Tous ces minéraux peuvent être présents dans les minéraux ferro-magnésiens. Enfin le FeO se corréle positivement avec le MgO et le MnO (figures 11e et 11f), tous des éléments pouvant être présents dans les minéraux ferro-magnésiens. La corrélation du FeO avec le Na_2O (possiblement localisé principalement dans les feldspaths) est négative. La forte corrélation positive entre le Fe et Mg pourrait suggérer que la distribution des échantillons sur le diagramme A-CNK-FM (figure 10d) de Nesbitt et Young (1982) pourrait aussi s'interpréter comme une variation de l'abondance de fragments mafiques / ultramafiques à la source, plutôt que de formations de fer seulement. Ce dernier point montre bien que les corrélations positives peuvent illustrer: 1) soit que les deux éléments se trouvent dans un même minéral ou 2) soit que deux minéraux (comportant chacun un des deux éléments) possèdent un comportement mécanique et chimique similaire.

5.2 Interprétation des résultats géochimiques

Les diagrammes de Bhatia utilisant les éléments majeurs (figure 10) et les éléments traces (figure 11) nous indiquent clairement un environnement tectonique typique d'îles en arcs continentales avec une composante de marge active continentale. Le diagramme de Winchester et Floyd (1977) confirme aussi une roche continentale et précise une source de composition felsique. De plus, en regardant plus attentivement le CIA de Nesbitt et Young (1982), nous observons que cette valeur est plus proche des pôles « felsiques » du diagramme. Un arc construit sur une croûte continentale (B) témoigne d'une roche plutonique felsique. Nous admettons ainsi que les différentes formations ont une tendance de marge active continentale, et non un contexte de marge passive. Ceci supporterait donc la présence d'un arc construit sur une croûte continentale plutôt que sur une croûte océanique.

5.3 Comparaison des données lithogéochimiques

Les environnements sédimentaires de réseaux fluviaux tressés décrits dans la partie précédente de ce rapport (voir «Conclusion de l'analyse de faciès») confirme un milieu peu profond typique d'un environnement continental. D'après la géochimie, les formations de Magin, Brune et Keyano sont caractérisées par une source d'îles en arcs continentales. La pétrographie des conglomérats et des grès montre une dominance de roche felsique (tonalite) de ces métasédiments, avec une composante intermédiaire/mafique (formation de fer, amphibolite). Les minéraux vus en lames minces confirment une dominance felsique (quartz, feldspath) avec une composante ferro-magnésienne (oxyde). Nous observons donc une concordance entre le travail de terrain (analyse de faciès), l'analyse pétrographique (conglomérat et lame mince) et l'analyse chimique de roche totale. À l'Archéen, il n'existe pas encore vraiment de croûte continentale vers l'âge des formations de Magin et Brune (<2841-2720). Cependant, à une distance raisonnable de ces formations, se trouve la Formation d'Apple (Goutier *et al.*, 2000). C'est une unité riche en grès de type quartzitique et qui est chromifère (fuchsite). L'abondance de grains de quartz témoigne d'un environnement sédimentaire inhabituel pour l'Archéen ; celui d'une mer épirique sur une plate-forme cratonique. Cette évidence confirme un dépôt cratonique et suppose un centre de nucléation ancien ; ceci pourrait donc être un analogue pour les formations à l'étude.

6. Conclusion générale

Le but de cette étude préliminaire était d'utiliser la géochimie lithologique et minérale pour caractériser trois bassins sédimentaires. Une analyse de faciès des formations de Keyano, Brune et Magin traduit un environnement commun de rivières en tresses avec des bassins de type Timiskaming. Les comptages des conglomérats obtenus des différentes sections de chaque formation donnent des sources de composition tonalitique possiblement communes. Contrairement aux autres formations, la composition de Formation de Brune se distingue par une absence de blocs de roche ultramafique et de formation de fer, et une faible présence de paragneiss

L'étude pétrographique révèle tout d'abord que nous avons à faire à des sédiments recristallisés que l'on appellera des métawackes. Malgré les magnifiques structures sédimentaires observées sur le terrain, l'ensemble de ces formations a été fortement recristallisé par le métamorphisme, ce qui limite l'identification des constituants pétrographiques d'origine. Les formations de Keyano

et de Magin contiennent des allanites. Dans ces formations, la plupart des minéraux opaques sont de la magnétite. La Formation de Magin et de Brune sont les deux seules à contenir de la muscovite. Seule la Formation de Magin possède une dominance de pyrrhotite et non de magnétite pour les minéraux opaques.

La géochimie roche totale de ces métawackes permet de préciser cette pétrographie. Il est possible que le métamorphisme limite l'utilisation et l'interprétation de certains diagrammes, notamment ceux liés à préciser le degré de météorisation de la source. Les roches sources seraient de composition felsique et proviendraient d'îles en arc continentales, voire une tendance de marge active continentale pour la Formation de Magin.

L'ensemble de cette étude (sédimentaire, pétrographique et chimique) témoigne d'un environnement continental pour la mise en place de ces trois formations de Magin, Brune et Keyano. Une suite d'études plus précises sera nécessaire pour identifier les différentes sources de chaque formation afin de répondre à la problématique de corrélation des unités. Une corrélation basée sur l'analyse de faciès ne fonctionne pas ici. La chimie devra être ainsi affinée. Nous pouvons simplement dire avec cette étude, que ces formations différentes par leurs âges de sédimentation, reflètent un même événement tectonique continentale d'îles en arcs, avec une tendance de marge passive pour la Formation de Magin. Chaque formation possède ses propres caractéristiques qu'il faudra étudier à l'aide d'outils plus précis (LA-ICP-MS, microsonde).

7. Suite des travaux

Les interprétations tirées de ces analyses sont intéressantes mais posent un problème de représentativité. En effet nous ne possédons que 7 échantillons dont 3 de la Formation de Brune, 2 de la Formation de Magin et 2 de la Formation de Keyano. Ceci n'est pas assez et il faudrait donc prévoir plus d'analyses de roche totale dans les "grès" avec un maximum de cinq échantillons par formation.

Il pourrait aussi être très intéressant de documenter l'importance des variations verticales ou latérales au sein d'un même lit ou latéralement au sein d'une même formation. Ceci peut se faire avec l'élaboration d'une nouvelle section sur la Formation de Magin.

Dans ce cas de métamorphisme de haut grade, il serait intéressant de réaliser une étude pétrographique et géochimique des clastes des conglomérats car les clastes sont un fragment intégral de la roche source. Contrairement aux clastes, les grès sont issus d'un processus plus

complexe de météorisation et de transport qui libère et distribue les grains individuels des roches de façon différentielle (Corcoran et Mueller 1999). À l'Archéen, le transport est court temporellement, car il n'y a pas de végétation qui retiendrait les sédiments (Eriksson et al., 2004). De plus si le transport est court, le temps de météorisation l'est aussi, et c'est donc l'altération physique qui domine sur l'altération chimique. Même si les clastes se sont recristallisés, on pourra plus aisément retracer la composition théorique de chaque roche du conglomérat et donc de chaque source. Chaque fragment est considéré comme un système clos. Les scientifiques réalisant des datations sur ces galets considèrent qu'il n'y a pas de diffusion des éléments. Les fluides vont préférentiellement passer dans la matrice gréseuse sans pénétrer dans les clastes. L'hypothèse la plus probable est que les grès sont issus de l'érosion des clastes. Mais la composition des grès ne reflète pas exactement la composition des clastes car une partie des minéraux des grès va être lessivée par les fluides ou un gain d'élément peut y être apporté par ces mêmes fluides. On considère que les clastes et les grès sont isochimiques et donc que rien n'est ajouté. On pourra faire l'hypothèse que la différence entre la composition des clastes et des grès reflète l'érosion par le climat. Le transport semble assez court spatialement car les clastes des conglomérats sont des blocs anguleux. Ceci permet de placer la source potentielle à une dizaine de kilomètres autour de ces bassins. La plupart des blocs ont une composition tonalitique pour les trois formations ; il reste donc à savoir par exemple quelle tonalite, située à une distance raisonnable, est la source ; si elle existe encore.

Enfin, il serait possible de développer l'étude des minéraux lourds. Ceci nous donnerait plus d'informations sur la nature de la source, afin de corréler ou différencier les formations de Brune, Magin et Keyano. Mais une grande partie des minéraux lourds semble recristallisée. Une information limitée est donc à prendre en compte. Les minéraux lourds les plus résistants tels que les zircons seront plus utiles que les minéraux authigènes.

8. Références

BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, M., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la Baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-1, 30 pages.

BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – CHAPON, B., en préparation – Géologie de la partie orientale du réservoir La Grande 3, Baie James (SNRC 33G09, 33G15 et 33G16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.

BHATIA, M. R. – 1985 – Rare-Earth Element Geochemistry of australian paleozoic graywackes and mudrocks – Provenance and tectonic. *Sedimentary Geology*; volume 45 (1-2), pages 97-113.

BHATIA, M. R. – CROOK, A. W., 1986 – Trace-element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 92 (2), pages 181-193.

BUCHER, K. – FREY M., 1994 – *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 318 pages.

CHURCH, M. – MIAL, A. D., 1980 – Fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists*; volume 5 (2), pages 772.

CORCORAN, P. L. – MUELLER, W. U. – PADGHAM, W. A., 1999 – Influence of tectonism and climate on lithofacies distribution and sandstone and conglomerate composition in the Archean Beaulieu Rapids Formation, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*; volume 94 (3-4);, pages 175-204.

CORCORAN, P. L. – MUELLER, W. U., 2009 – The effects of weathering, sorting and source composition in archaean high-relief basins: examples from the Slave Province, Northwest

Territories, Canada. Precambrian Sedimentary Environments: A modern approach to ancient depositional systems; pages 183-211.

DAVID, J.– MCNICOLL V.– SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.

DAVID, J.– SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.

DICKINSON, W. R. – SUCZEK C. A., 1979. – Plate tectonics and sandstone compositions. AAPG Bulletin; volume 63 (12), pages 2164-2182.

DICKINSON, W. R. – BERARD, L. S. – BRAKENBRIDGE, G. R. – ERJAVEK, J. L. – FERGUSON, R. C. – INMAN, K. F. – KNEPP, R. A. – LINDBERG, F. A. – RYBERG, P. T., 1983. – Provenance of North-American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin; volume 94(2), pages 222-235.

DOTT, R. H., 1964 – Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? Journal of Sedimentary Research; volume 34 (3), pages 625-632.

ERIKSSON, P. G. – ALTERMANN, W. – NELSON, D. R. – MUELLER, W. – CATUNEANU, O., 2004. – The Precambrian Earth: Tempos and Events. Precambrian Geology; volume 12; pages 1-921.

GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – DION, C. – MATHIEU, G., DUPARC, Q., 2012 – Géologie de la région de la région du lac Nochet (SNRC 33G08, 33H05, 33H12 et 33H13) : nouvelles ceintures volcaniques et sédimentaires. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, affiche à Québec Exploration 2011.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guilaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C., 2001 – Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la Montagne du Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.

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.

GOUTIER, J. – BURNIAUX, P. – DION, C. – BANDYAYERA, D., en préparation – Géologie de la région du lac Nochet (33G/08, 33H/05, 33H/12 et 33H/13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec

GUJAR, A. R. – AMBRE, V. – MISLANKAR, P. G. – IYER, S. D., 2010. – Ilmenite, Magnetite and Chromite Beach Placers from South Maharashtra, Central West Coast of India. *Resource Geology*; volume 60 (1), pages 71-86.

HERRON, M. M., 1988. – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 58, pages 820–829.

FEDORTCHOUK, Y. –LEBARGE, W., 2008. – Sources of placer platinum in Yukon: provenance study from detrital minerals. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 45(8), pages 879-896.

KONTINEN, A. – KÄPYAHO, A. – HUHMA, H. – KARHU, J., 2007 – Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research*; volume 152 (3–4), pages 119-148.

MIALL, A. D., 1980 – Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*; volume 28, pages 59-79.

MUELLER, W. – DONALDSON, J. A., 1991 – The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 28 (9), pages 1394-1406.

MORTON, A. C. – HALLSWORTH C. R., 1999 – Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*; volume 124 (1-4), pages 3-29.

NECHAEV, V. P. – ISPHORDING, W. C., 1993 – Heavy mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 63 (6), pages 1110-1117.

NESBITT, H. W. – YOUNG, G. M., 1982 – Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*; volume 299, pages 715-717.

Percival, J. A. – Sanborn-Barrie, M. – SKULSKI, T. – STOT, G. M. – HELMSTAEDT, H. – WHITE, D. J., 2006 – Tectonic evolution of the western superior province from NATMAP and lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 43 (7), pages 1085-1117.

PETTIJOHN, F. J., 1954 – Classification of sandstones. *Journal of Geology*; volume 62 (4), pages 360-365.

POTTS, P. J., 1992 – A handbook of silicate rock analysis. Blackie Academic and professional, Glasgow, 622 pages.

SABEEN, H. M. – RAMANUJAM, N. – MORTON, A. C., 2002 – The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology*; volume 152 (3-4), pages 279-287.

SAWYER, E. W., 1986 – The influence of source rock type, chemical-weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Meta-sedimentary Belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology* ; volume 55 (1-2), pages 77-95.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011 – Géologie de la région du réservoir Laforge I (33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011 01, 47 pages.

TAYLOR, S. R. – MCLENNAN, S. M., 1985 – The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Paolo Alto, 312 pages.

THOMAS, W. A., 2011 – Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance. *Lithosphere*; volume 3 (4), pages 304-308.

THURSTON, P. C. – CHIVERS, K. M., 1990 – Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 46 (1–2), pages 21-58.

WALKER, R. G. – JAMES, N. P., 1992 – Facies Models: Response to sea level change. Geological Association of Canada, 409 pages.

WINCHESTER, J. A. – FLOYD, P. A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile. *Chemical Geology*; volume 20 (4), pages 325-343.

ZIMMERMANN, U. – SPALLETTI, L. A., 2009 – Provenance of the Lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology*; volume 219 (1-4), pages 7-23.