

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE**

PAR

ABDERRAHIM HARRA

**MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DES PÉLITES
DE LA FORMATION DE RIVIÈRE OUELLE ,
APPALACHES DU QUÉBEC, CANADA.**

Novembre 1996



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La Formation de Rivière Ouelle est principalement constituée de roches à grain fin, communément appelées pélites. Cette formation, qui appartient à l'Ordovicien inférieur, affleure sur une grande distance puisqu'elle est présente de la pointe de la Gaspésie jusqu'à la ville de Québec. Les roches de cette formation se sont déposées à un moment critique de l'évolution tectonique des Appalaches du Québec. Antérieurement à cette formation, tous les sédiments dérivaient de l'érosion du craton Laurentien situé au nord (coordonnées actuelles). Ils se sont déposés le long de la marge passive de Laurentia au cours de l'expansion de l'océan Iapetus. Par après, ils proviendront tous de l'érosion de la chaîne taconienne en érection, sise en direction opposée, et se déposeront le long d'une marge active. L'étude porte sur 32 échantillons provenant de 3 sections de cette formation situées respectivement dans les régions de Rivière-du-Loup, Rimouski et Grosses-Roches-Les Méchins.

L'assemblage minéralogique global, tel que déduit des deux méthodes minéralogique et chimique, est formé d'abord de minéraux argileux, tels que illite/smectite, chlorite/smectite avec illite et chlorite discrètes; et des minéraux non argileux, tels que quartz, albite, hématite, dolomite, calcite, et de quelques minéraux accessoires, tels que le zircon, la pyrite et probablement l'apatite ou "une espèce apatitique".

L'analyse minéralogique révèle une distribution des minéraux argileux et non-argileux remarquablement uniforme en fonction de la position stratigraphique (profondeur). Tandis que la distribution latérale montre un enrichissement relatif en illite/smectite (surtout du polytype de type 2M1 d'origine détritique) dans la région de Rivière-du-Loup et en chlorite/smectite et en carbonates dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins. La région de Rimouski occupe une place intermédiaire. De plus, les pélites rouges abondent dans la région de Rivière-du-Loup alors que les pélites noires et vertes abondent à l'est. Les données de cristallinité de l'illite suggèrent un degré de métamorphisme plus important à l'ouest qu'à l'est. Ceci pourrait expliquer les différences latérales de composition (transformation de smectite en illite/smectite et illite plus chlorite), bien qu'un changement de source ne puisse être exclu.

La nature de la distribution des données chimiques indique la présence d'une seule population principale. Les regroupements d'éléments selon la base de leur corrélations suggèrent la présence de minéraux felsiques, de carbonates, de sulfures, de minéraux enrichis en Terres Rares, comme le zircon, et en fer. Les minéraux mafiques ne semblent contribuer que faiblement. Les résultats de calculs de minéraux normatifs supportent ces conclusions. La distribution des éléments chimiques majeurs et traces confirme les différences latérales de composition (teneurs élevées en Al et en Fe dans les pélites rouges à l'ouest et en Mg et Ca dans les pélites vertes et noires à l'est). Divers rapports d'éléments, les valeurs élevées du CIA et l'emploi de diagrammes ternaires, tels que La-Th-Sc et Al-CN-K, reflètent une météorisation relativement rigoureuse et la dominance d'une source granitique ancienne. Les corrélations négatives à faiblement négatives entre mg (de Niggli) et les éléments traces Co, Ni, et Cr indiquent l'absence d'une source ophiolitique. L'environnement tectonique serait celui d'une marge passive surtout ou d'une marge continentale active.

Les données suggèrent donc une provenance similaire à celle des pélites plus anciennes des Appalaches du Québec pour des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. Une source volcanique et une source de plate-forme calcaire seraient présentes à l'est. L'importance de la source volcanique et ophiolitique est bien moindre que ce qui est noté dans la Formation sus-jacente de Tourelle. Une collision plus hâtive et plus prononcée au NE aurait aussi comme conséquence de soulever et d'éroder la plate-forme calcaire et l'arc volcanique dans cette région, ce qui y favoriserait une sédimentation détritique calcaire et volcanique plus importante.

REMERCIEMENTS

La réalisation de ce projet a été le fruit d'une contribution de plusieurs personnes, qui y sont impliquées directement ou indirectement à divers titres. Je tiens à leur témoigner toute ma reconnaissance.

Tout d'abord, je voudrais remercier Messieurs Pierre Cousineau, Adam Nagy et Madame Sarah-Jane Barnes, professeurs au département des Sciences Appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi, le premier à titre de directeur de recherche et les autres pour leur participation au comité de recherche. De même, je remercie Monsieur Jacques Carignan, professeur à l'Université du Québec à Chicoutimi. Leur disponibilité, leur support et leurs conseils tout au long de cette démarche de recherche ont favorisé la réalisation de ce projet.

Je tiens, également, à remercier Messieurs Jean-Eudes Villeneuve, technicien du laboratoire de rayons-X et Richard Lechasseur, technicien du laboratoire de chimie analytique, pour leur aide à la réalisation des diffractogrammes de diffraction de rayons-X et des analyses chimiques. Je remercie aussi Messieurs Denis Côté et Claude Dallaire pour leur aide et leurs disponibilités.

Par ailleurs, je tiens aussi à remercier Messieurs Pierre Cousineau, Adam Nagy, et la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi (Bourse d'excellence) pour leurs aides financières.

Et finalement, je remercie mes chers parents, Hadej Ghali et Rahma, mes frères, mes soeurs, ma conjointe, Meriem, ma fille, Zineb, mon cousin, Lebied Abdellah, et mes amis le Docteur Tichniouin Mohamed, Le Docteur Zaâria Allal, le professeur Knina Mouloud. C'est grâce à leur soutien et surtout leurs encouragements que j'ai pu entamer et puis achever ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
Liste des annexes	x
Liste des figures	xii
Liste des tableaux	xv
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	1
1. 1. État de la question.	1
1.2. Cadre géologique.	8
1. 2. 1. La province géologique des Appalaches au Québec	8
1. 2. 2. La Formation de Rivière Ouelle.	12
1. 4. But et objectifs.	19
CHAPITRE 2: MINÉRALOGIE DES ARGILES	22
2.1. Introduction.	22
2.2. Méthodes.	23
2. 3. Identifications des phases minérales.	26
2.3.1. Phases non-argileuses.	27

2.3.2. Phases argileuses.	30
2.3.3. Polytypes et cristallinité de l'illite.	42
2.4. Estimé qualitatif des phases minérales.	44
2.5. Distribution et Interprétation.	45
2.6. Conclusion.	54

CHAPITRE 3: GÉOCHIMIE DES PÉLITES DE LA FORMATION

DE RIVIÈRE OUELLE 55

3.1. Introduction.	55
3.2. Méthodes et analyses.	56
3.3. Détermination du nombre de populations.	58
3.3.1. Méthode statistique.	59
3.3.2. Diagrammes de Harker	61
3.4. Corrélations.	67
3.4.1. Liste des corrélations.	67
3.4.2. Les sulfures.	73
3.4.3. Les carbonates.	73
3.4.4. Les oxydes.	73

3. 4. 5. Les spinelles.	76
3. 4. 6. Les minéraux du système felsique.	78
3. 4. 7. Les minéraux du système mafique.	80
3. 5. Causes et importances des ségrégations chimiques.	84
3. 5. 1. Météorisation et diagenèse.	89
3. 5. 2. Provenance.	99
3. 6. Environnement tectonique.	105
3. 7. Conclusions.	109
CHAPITRE 4: DISCUSSION GÉNÉRALE	112
4.1 Introduction.	112
4. 2. Synthèse des données minéralogiques et chimiques.	113
4. 3. Interprétation des variations de la composition.	118
4. 3. 1. Importance des variations.	118
4. 3. 2. Causes des changements.	128
4. 3. 2. 1. L'effet de la diagenèse.	128
4. 3. 2. 2. L'effet de la météorisation et l'importance de la composition à la source.	130
4. 3. 2. 3. L'effet de l'environnement sédimentaire et tectonique de dépôt.	133

4. 4. Comparaisons avec d'autres unités pélitiques.	134
4. 4. 1. Unités corrélatives et adjacentes.	134
4. 4. 2. Comparaisons avec d'autres pérites de marges passive et active.	138
4. 5. Cadre paléogéographique et tectonique de la Formation de Rivière Ouelle.	141
CHAPITRE 5: CONCLUSIONS	145
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	150
ANNEXES	164

LISTE DES ANNEXES

ANNEXES DU CHAPITRE 2	165
Annexe 1: Les paramètres BB1, Ir et les différents types de matériel illitique.	166
Annexe 2: Détermination de la cristallinité d'illite et des polytypes d'illite de tous les échantillons	167
Annexe 3: Détermination de la cristallinité d'illite et les phases diagénétiques possibles.	168
ANNEXES DU CHAPITRE 3	169
Annexe 4: Les analyses chimiques de la Formation de Rivière Ouelle.	170
Annexe 5: Détermination de la quantité de CaO (CaO*) et MgO (MgO*) dans les silicates.	173
Annexe 6: Analyse statistique de variance des éléments géochimiques sur des bases stratigraphique et géographique.	174
Annexe 7: Valeurs de Niggli de tous les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle.	175
Annexe 8: Matrice de corrélation de tous les éléments chimiques de la Formation de Rivière Ouelle.	176
Annexe 9: Calcul des minéraux normatifs des échantillons de La Formation de Rivière Ouelle.	178

ANNEXES DU CHAPITRE 4 181

Annexe 10: Composition minéralogique de la Formation de Rivière Ouelle 182

déduite de la minéralogie et de la chimie.

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de la localisation partielle de la Formation de Rivière Ouelle et des régions d'échantillonnage.	9
Figure 2: Colonne stratigraphique des formations du Supergroupe de Québec dans la région du Bas-du-Fleuve.	13
Figure 3: Corrélations lithostratigraphiques et répartition stratigraphique des échantillons prélevés.	18
Figure 4: Diffractogrammes de rayons-X (air libre) de la minéralogie globale.	28
Figure 5: Diffractogrammes de rayons-X (air libre et éthylène-glycol) des phases argileuses.	31
Figure 6: Diffractogrammes de rayons-X (air libre et 375°C).	35
Figure 7: Cristallinité d'illite versus le taux d'intensité de I (002)/I (001) des pics d'illite.	53
Figure 8: Diagrammes de Harker de MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et CaO versus SiO_2 .	62
Figure 9: Diagrammes binaires de TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 et Na_2O versus Al_2O_3 .	63
Figure 10: Diagrammes binaires de Fe_2O_3 , MgO , CaO et Na_2O versus TiO_2 .	64
Figure 11: Diagrammes de distribution de mg, al, ti, et c de Niggli versus si de Niggli.	66
Figure 12: Diagrammes de distribution des éléments du système felsique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	71

Figure 13: Distributions de Ni versus Al ₂ O ₃ et Ni versus TiO ₂ (les argiles); Ni et Co versus S (les sulfures) des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	74
Figure 14: Diagrammes de distribution des éléments du système des carbonates des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	75
Figure 15: Diagrammes de distribution des éléments de Terres Rares des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	77
Figure 16: Diagrammes de variations des éléments traces Ga, Rb et Ba versus K ₂ O; Rb versus Al ₂ O ₃ des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	79
Figure 17: Diagrammes d'abondances des éléments traces (Co, Cr et Ni) versus mg de Niggli des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	82
Figure 18: Diagrammes de variations de Ni, Cr et Ti, mg de Niggli versus al-alk de Niggli des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	83
Figure 19: REE normalisés aux chondrites des pélites de la Formation de Rivière Ouelle des trois régions.	87
Figure 20: Indice d'altération géochimique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle et diagrammes ternaires de A-CN-K et A-CN-K-FM.	95
Figure 21: Diagramme de dispersion du rapport MgO/Al ₂ O ₃ versus K ₂ O/Al ₂ O ₃ des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	98
Figure 22: Distribution des échantillons des pélites de la Formation de Rivière Ouelle sur le diagramme de La-Th-Sc.	101

Figure 23: Diagramme de Co/Th versus La/Sc des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	102
Figure 24: Comparaison des patrons de REE de NASC, de PAAS, de la Formation de Lévis et la moyenne des REE des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	104
Figure 25: Diagramme de discrimination tectonique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	104
Figure 26: Diagramme de la moyenne des REE normalisés aux chondrites des pélites de la Formation de Rivière Ouelle en comparaison avec ceux de la marge passive de Terre-Neuve et d'arrière arc du Japon.	107
Figure 27: Diffractogrammes de rayons-X en poudre de la fraction $> 2\mu\text{m}$ indiquant la présence des minéraux accessoires: zircon et pyrite.	116
Figure 28: Rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ des shales verts et rouges.	124
Figure 29: Modèle général montrant les différentes sources possibles pour la Formation de Rivière Ouelle et les unités sus et sous-jacentes.	143

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Distribution des minéraux en fonction de la couleur.	41
Tableau 2: Proportions relatives des minéraux argileux et non-argileux des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	43
Tableau 3: Distribution des minéraux sur une base stratigraphique.	47
Tableau 4: Proportions relatives des minéraux interstratifiés selon les trois régions étudiées.	49
Tableau 5: Liste des corrélations possibles de tous les éléments chimiques.	68
Tableau 6: Liste des minéraux possibles déterminés à partir de la liste de corrélation.	69
Tableau 7: Variation en pourcentage moyen de certains éléments majeurs sur des bases stratigraphique et géographique.	72
Tableau 8: Moyennes des rapports d'éléments chimiques des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.	91
Tableau 9: Compositions moyennes des pélites de la Formation de Rivière Ouelle en comparaison avec d'autres formations dans les Appalaches du Québec, la croûte continentale et NASC.	94

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1. 1. État de la question

Les roches formées à partir de sédiments boueux sont parmi les plus abondantes sur terre: près de 45 à 65 % de toutes les roches sédimentaires (Potter et al., 1980). Toutefois, ces roches affleurent mal car elles sont facilement érodées. De plus, leur granulométrie fine les rend difficiles à étudier par les méthodes pétrographiques conventionnelles.

Il y a plusieurs types de roches silicoclastiques à grain fin. Le terme pélite, en particulier, est un terme général qui englobe à la fois les siltstones, les mudstones et les argilites (shales) (Blatt, 1985). Outre la granulométrie, il y a plusieurs éléments qui sont très utiles dans l'étude des pélites: la couleur (le caractère le plus abordable sur le terrain), la pétrographie, les structures sédimentaires, la composition minéralogique et le contenu en matière organique. Mais les minéraux des pélites sont généralement trop petits pour être

étudiés en lames minces. Ils sont plutôt étudiés par rayons-X et microscope électronique à balayage.

La Formation de Rivière Ouelle affleure sur une grande distance puisqu'elle est présente de la pointe de la Gaspésie jusqu'à la ville de Québec. Les roches de cette formation se sont déposées à la fin de l'Ordovicien inférieur, à un moment critique de l'évolution tectonique des Appalaches du Québec. Antérieurement à cette formation, tous les sédiments dérivaient de l'érosion du craton Laurentien, situé au nord, au cours de l'expansion de l'océan Iapetus. Par après, ils proviendront tous de l'érosion de la chaîne taconienne en érection (Vallières, 1984).

Les sédiments qui proviennent de terrains si différents ont normalement des compositions très contrastantes et ces différences devraient donc être enregistrées dans cette formation à nature transitionnelle. Toutefois, dans les roches à grain fin, ces différences sont peu visibles et donc difficiles à documenter par les méthodes conventionnelles. Ceci nécessite donc une étude minéralogique plus détaillée et des analyses chimiques pour pouvoir retracer les variations de composition au niveau des minéraux ainsi qu'au niveau de leurs éléments chimiques.

Il est important de rappeler que la composition d'un sédiment clastique particulier est le résultat cumulatif de quatre principaux facteurs: (1) la composition de la roche source (type de roche et climat); (2) le degré de l'altération chimique dans la région source et durant le transport; (3) les processus qui ont lieu durant le transport et le dépôt, tels que le

tri et la maturité et (4) la mobilité des éléments durant la diagenèse (histoire diagénétique) (Nesbitt et al., 1980; Kronberg et Nesbitt, 1981; Nesbitt et Young, 1982; McLennan et al., 1983a, b; Sawyer, 1986; Fyffe et Pickerill, 1993, Feng et Kerrich, 1990, et Cullers, 1995). Les deux facteurs, tri et maturité, ne seront pas tenus en considération dans notre cas puisqu'on ne traite que la classe granulométrique fine.

Il existe deux manières de tracer les changements de la composition dus au résultat cumulatif des quatre facteurs susmentionnés: l'étude minéralogique et l'étude chimique.

En ce qui concerne l'étude minéralogique des argiles, il existe plusieurs études qui ont démontré la fiabilité des informations données par les minéraux argileux pour l'étude des variations de sources, des conditions de météorisation dans les régions sources, des changements environnementaux et de l'histoire diagénétique (Sucheki, 1977; Potter et al., 1980; Schoonmaker, 1990; Chamley et al., 1991; Underwood et al., 1993).

Les minéraux argileux des shales du Paléozoïque inférieur sont principalement l'illite et la chlorite (Weaver, 1958; Sucheki, 1977; Potter et al., 1980).

L'illite, le minéral argileux le plus abondant de loin, semble être largement dérivée des shales préexistants et elle est aussi le principal minéral argileux trouvé dans les shales profondément enfouis, où elle est associée avec les chlorites (Potter et al., 1980; Reynolds et Moore, 1989). En effet, l'illite sédimentaire avait été définie par Bailey (1966) comme un mélange hétérogène de muscovite 2M₁ (un polytype d'illite) détritique, de couches micacées détritiques produites par la météorisation, de produits altérés détritiques

partiellement reconstruits par l'adsorption du K ou par le développement diagénétique des couches interstratifiées chloritiques, et des micas vrais authigènes 1Md et 1M. En partant de la muscovite comme référence, l'illite est généralement reconnue avoir plus de Si, Mg, et H₂O, mais moins d'Al tétraédrique et moins de K intercalé que la muscovite (Reynolds et Moore, 1989).

La chlorite est très sensible à l'altération et donc rare dans les sols tropicaux et subtropicaux. Elle se forme diagénétiquement avec l'enfouissement, spécialement dans les eaux de pores riches en Mg, et elle est communément le second minéral argileux le plus abondant dans le Paléozoïque et les anciens shales, formant parfois plus de 70% mais typiquement seulement environ 10-20% des minéraux argileux (Reynolds et Moore, 1989). La chlorite peut-être simplement détritique, dérivée des anciens schistes, phyllites, etc. Il est possible qu'elle se forme par altération des micas et de la montmorillonite (Reynolds et Moore, 1989). Il est souvent difficile de distinguer entre les différentes espèces de chlorite. Ceci constitue une problématique à cause de l'étendue considérable des substitutions possibles par de nombreux cations (Mg²⁺, Fe²⁺ et Fe³⁺). Toutefois, ces différences sont encore mal comprises (voir Bailey, 1988 et Reynolds et Moore, 1989).

La smectite est aussi un minéral qui peut-être important. Elle peut-être dérivée soit de l'altération des cendres volcaniques, soit de la météorisation continentale. La nature de l'occurrence et de la composition de la smectite en terme de pourcentage des couches interstratifiées (illite/smectite par exemple) peuvent fournir une indication sur la source. Vallier et Kidd (1977) ont suggéré que la présence de plus de 90% de smectite dans la

fraction argileuse indique que le sédiment est d'origine volcanique. Un sédiment avec 75-90% de smectite est surtout d'origine volcanique, et avec 50-75% de smectite, il contient probablement une certaine contribution volcanique.

Les zéolites sont souvent des minéraux communs des produits d'altération des cendres volcaniques (Hay, 1966; Stonecipher, 1976). Bien que non diagnostique, la coexistence des zéolites avec les smectites est compatible avec une origine volcanique du sédiment. En terme de degré d'interstratification (illite/smectite), la smectite, formée de la dégradation des cendres volcaniques, est généralement une montmorillonite dioctaédrique avec peu d'illite. Au contraire, les smectites formées durant l'altération continentale sont communément interstratifiées avec 40-50% d'illite (Hein et al., 1976; Perry et al., 1976a, b; Schoonmaker, 1990). La smectite pure est vraisemblablement le produit d'une altération fraîche de cendres volcaniques (Schoonmaker, 1986).

Cependant, le degré d'interstratification de la smectite peut refléter la diagenèse plutôt que la source. En effet, une augmentation du pourcentage d'illite dans le mélange illite/smectite durant l'enfouissement a été bien documentée dans de nombreuses localités (e. g., Hower et al., 1976; Schecki, 1977; Potter et al., 1980; Schoonmaker, 1986). En effet, le phénomène diagénétique relié à l'interstratifié illite/smectite a été l'un des plus intéressants sujets dans les études minéralogique et diagénétique des argiles au cours des dernières décennies (e. g. Perry et Hower, 1970; Reynolds et Moore, 1989).

La corrensite semble être un minéral argileux diagénétique qui requiert du Mg²⁺ pour se former (Kübler, 1973). En effet, l'altération de la smectite peut aboutir à la formation de l'illite/smectite dioctaédrique et des interstratifiés trioctaédriques, corrensite ou chlorite gonflante (Sucheki, 1977).

Bien que la minéralogie des argiles semble très utile pour interpréter certains facteurs influençant l'histoire de la genèse de nos roches comme la météorisation, la diagenèse et le climat à la source, il est parfois très difficile de trancher sur les autres facteurs comme la provenance et l'environnement tectonique. De plus, les variations dans la minéralogie des argiles peuvent résulter des modifications dans la provenance détritique reliée aux environnements tectoniques (e. g. Chamley, 1989) mais aussi des changements de l'intensité de la météorisation ou des variations dans les conditions de dépôt dépendant des conditions climatiques (Schieber, 1986).

Il est reconnu dans la littérature qu'une meilleure documentation pour une telle étude minéralogique nécessite l'utilisation de la géochimie conjointement avec la minéralogie. Autrement dit, la géochimie des roches sédimentaires reflète essentiellement la nature et la proportion de leurs composants détritiques et de ce fait, leurs provenances (Taylor et McLennan, 1985; Gibbs et al., 1986). Bien que la diagenèse puisse altérer la chimie originale, les changements sont eux-mêmes reliés aux environnements tectoniques (Siever, 1979; Bhatia, 1983) et la composition apparente des roches devrait encore refléter

l'environnement tectonique (Roser et Korsch, 1988) et de cette manière, permettre le développement des discriminants basés sur la chimie pour compléter l'approche pétrographique.

De ceci découle l'utilité de la chimie, qui par ces critères géochimiques pour différentes roches sources, a potentiellement un énorme avantage sur la minéralogie et/ou la pétrographie puisque les abondances et les ratios des éléments relativement immobiles sont généralement non affectés par les phénomènes diagénétique et métamorphique intenses (van de Kamp et Leake, 1995). En effet, la chimie a ouvert la porte pour l'élucidation des sources parentes de plusieurs roches anciennes métamorphisées.

Dans l'étude géochimique des argiles, contrairement aux études géochimiques des grès dont la composition donne une meilleure estimation des effets diagénétique et de météorisation (Nesbitt et Young, 1982), les shales sont les sédiments les plus souhaitables pour les études de provenance géochimique, étant donné que la diagenèse et le métamorphisme à gradient inférieur n'ont pas un grand effet sur leur composition, à cause de leur homogénéité et leur imperméabilité post-dépositionnelle (Wronkiewicz et Condie, 1989).

1.2. Cadre géologique

1. 2. 1. La province géologique des Appalaches au Québec

Le Paléozoïque est subdivisé en deux provinces géologiques: les strates peu déformées en bordure du Bouclier canadien sont assignées à la *plate-forme* du Saint-Laurent, alors que les couches, plissées et faillées, au sud-est de la plate-forme, font partie de la *chaîne des Appalaches*. La limite entre les deux provinces est une zone de failles de chevauchement, appelée *faille* ou *ligne de Logan*, située au front des nappes de chevauchements appalachiennes; cette faille s'étend de la frontière USA-Canada jusqu'à la Gaspésie où elle disparaît sous les eaux du golfe Saint-Laurent (figure 1). Les premières strates ont été sédimentées sur la plate-forme continentale du Laurentia, alors que les secondes se sont déposées sur le talus continental et le glacis de la marge du Laurentia. Les premières ont donc été sédimentées sur une croûte continentale alors que les secondes chevauchent la limite croûte continentale - croûte océanique (Brisebois et Brun, 1994).

Les Appalaches résultent de la superposition de trois grandes phases de sédimentation et de volcanisme: le Cambro-Ordovicien, le Siluro-Dévonien et le Permo-Carbonifère. Ces ensembles lithostratigraphiques sont limités par des discordances d'érosion majeures (Malo et Bourque, 1993) qui séparent des roches plissées au cours d'une orogenèse et érodées subséquemment, de roches sédimentaires et volcaniques plus

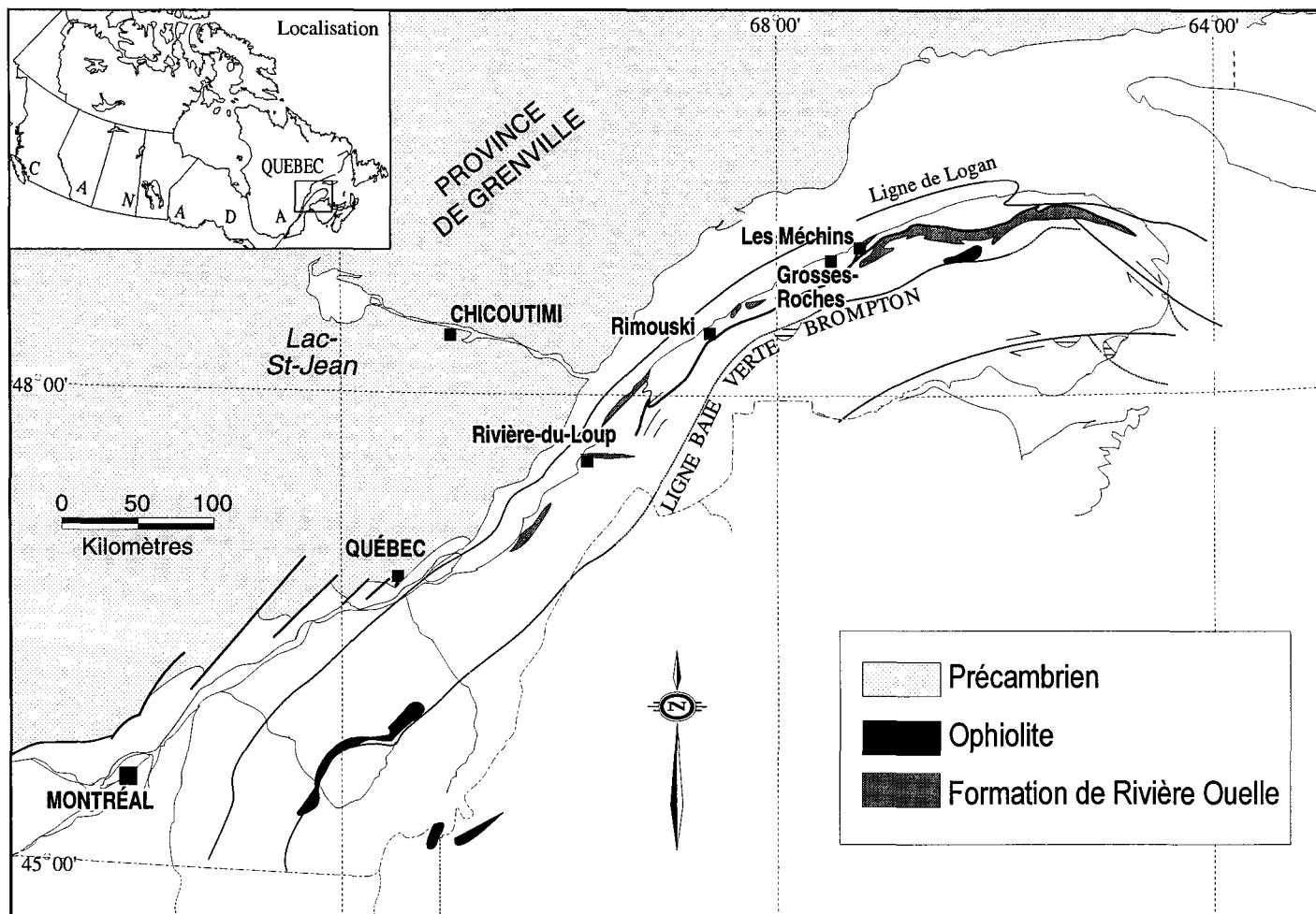


Figure 1. Carte de localisation partielle de la Formation de Rivière Ouelle et des régions d'échantillonnage: Rivière-du-Loup, Rimouski et Grosses-Roches-Les Méchins.

jeunes. Les trois orogenèses appalachiennes reconnues dans l'est de l'Amérique du Nord sont: l'orogenèse taconienne, à l'Ordovicien tardif, l'orogenèse acadienne, au Dévonien moyen, et l'orogenèse alléghanienne, au Carbonifère (Brisebois et Brun, 1994).

Le Cambro-Ordovicien est subdivisé en cinq zones tectonostratigraphiques reconnues sur l'ensemble des Appalaches (Williams, 1979). Deux d'entre elles sont présentes au Québec: il s'agit de la zone de Humber, au nord-ouest, et la zone de Dunnage, au sud-est. La limite entre ces deux zones est une faille, appelée ligne de Baie Verte-Brompton, soulignée par la présence de lambeaux d'ophiolites, c'est-à-dire de panneaux obductés de croûte océanique paléozoïque (Williams et St-Julien, 1982).

La zone de Humber est un prisme de roches sédimentaires et volcaniques qui ont été mises en place sur la marge du Laurentia à la fin du Protérozoïque et au Paléozoïque inférieur. Par leur nature, ces roches témoignent des principales étapes de l'évolution de la marge: 1) la création d'un rift dans le supercontinent précambrien et l'invasion marine de ce rift; 2) le développement en bordure du Laurentia d'une marge continentale de type Atlantique avec sa plate-forme, son talus et son glacis continental et 3) l'apport de sédiments provenant de la destruction des reliefs taconiens (Brisebois et Brun, 1994).

La zone de Humber est subdivisée en trois grands assemblages lithologiques composés chacun de plusieurs unités lithostratigraphiques. Ces assemblages sont un regroupement simplifié de ceux décrits par St-Julien et Hubert (1975). A la base, les silicoclastites et les volcanites de la fin du Protérozoïque et du Cambrien inférieur et

moyen se sont formés lors de l'ouverture d'un rift continental; les sédiments dérivent du craton laurentien. Les silicoclastites et les calcaires du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur et moyen se forment par la suite lors de l'établissement d'une marge passive de type atlantique; les sédiments dérivent encore du même craton. Les flyschs silicoclastiques de l'Ordovicien moyen et supérieur se forment lors de la transformation de la marge passive en une marge active; les sédiments dérivent dorénavant de l'orogène en construction. Les assemblages lithologiques de la zone de Humber ont été disposés au large et éventuellement en continuité avec les assemblages de la plate-forme du Saint-Laurent.

La Formation de Rivière Ouelle appartient au second assemblage, lequel comprend plusieurs unités lithostratigraphiques (groupes de Philipsburg, de Stanbridge, de l'Île d'Orléans et de Trois-Pistoles; formations de la ville de Québec, de Sainte-Hénédine, de Bourret, de Lévis, de Lauzon, de Romieu et de Murphy Creek). Dans l'ensemble, il s'agit d'une séquence relativement monotone de mudstones calcaieux et de calcaires argileux interstratifiés avec des grès, des conglomérats calcaires et, dans l'Estrie, avec des volcanoclastites et des olistostromes. Ces sédiments ont été déposés par des courants de turbidité et par mouvements de masse sur le talus et le glacis de la marge du Laurentia (Landing et al., 1992); leur source était encore le Bouclier canadien et la plate-forme du Saint-Laurent.

1. 2. 2. La Formation de Rivière Ouelle

Malgré son importance relative, la Formation de Rivière Ouelle a fait l'objet de peu de travaux détaillés et sa stratigraphie interne n'est bien établie que dans la région de Rivière-du-Loup par Vallières (1984) (figure 2). L'importance de changements latéraux (fort possibles) n'a pas été établie. À divers endroits, cette formation constitue aussi la matrice d'une unité chaotique appelée Cap Chat. Les roches de ce mélange ont souvent été décolorées et déformées détruisant ainsi les rares critères d'identification des diverses parties de cette formation.

Les travaux géologiques les plus récents qui englobaient la Formation de Rivière Ouelle ont été faits dans trois régions: deux de ces régions ont fait l'objet de thèses de doctorat: la région de Rivière-du-Loup par Vallières (1984) et la région de Mont-Joli-Matane par Liard (1972). Slivitzky et al. (1991) ont produit un travail de synthèse sur la stratigraphie et la structure du Cambro-Ordovicien de la Gaspésie qui s'inspire notamment de ces travaux. Enfin la région de Grosses-Roches-Les Méchins fut étudiée par Bernstein et al. (1992).

La Formation de Rivière Ouelle fut définie par Hubert (1967) dans la région de l'Islet-Kamouraska, d'après la seigneurie du même nom (et non d'après le village, c'est pourquoi on l'écrit sans trait d'union) (Vallières, 1984; Slivitzky et al., 1991). La Formation de Rivière Ouelle se corrèle, en partie ou totalement, avec les unités suivantes:

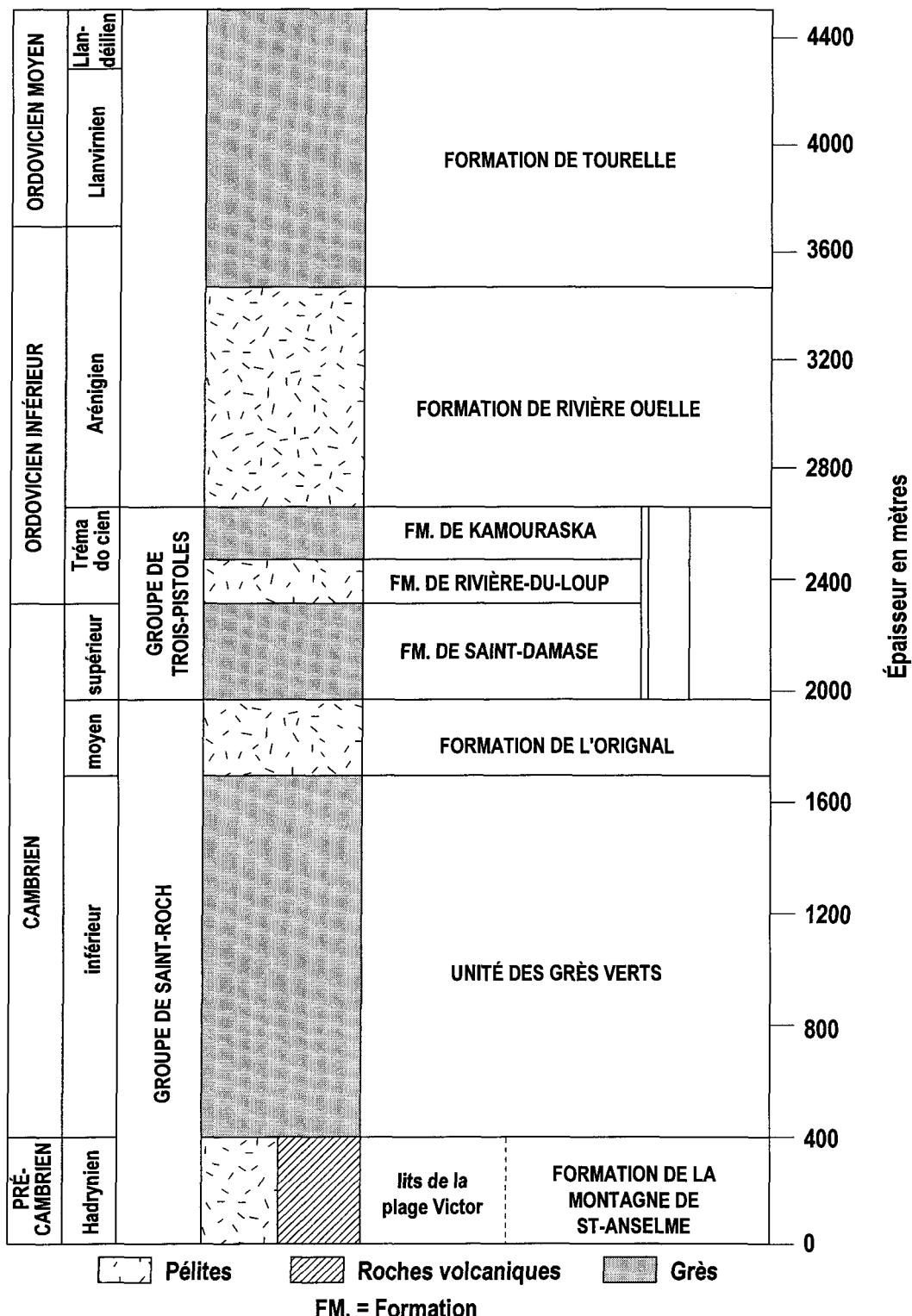


Figure 2. Colonne stratigraphique des formations du Supergroupe de Québec dans la région du Bas-du-Fleuve.

(D'après Vallières, 1984)

formations de Pointe de la Martinière et de Lévis (région de Québec), Groupe de Stanbridge (Estrie) (St-Julien et Hubert, 1975 et St-Julien, 1995).

Dans la région de Rivière-du-Loup, la Formation de Rivière Ouelle se présente principalement en une unité pélitique. Elle est constituée de trois lithozones distinctes. La lithozone inférieure du Portage s'est formée alors que la convergence de plaques tectoniques est en cours. La lithozone de Fraserville constitue la partie centrale de la Formation de Rivière Ouelle. La lithozone supérieure de Saint-Eloi, dont l'intérêt consiste en sa nature lithologique transitionnelle entre la Formation de Rivière Ouelle classique sous-jacente et la Formation de Tourelle au-dessus, marque le début de l'émergence et de l'érosion de la chaîne taconique (Vallières, 1984). Lithologiquement, les assemblages qu'on y trouve sont souvent très semblables à ceux des deux autres unités de même nature que sont la Formation de l'Orignal et la Formation de Rivière-du-Loup. À l'échelle de l'affleurement, il peut donc être délicat de distinguer ces trois formations l'une de l'autre. Vallières (1984) a souligné les traits distinctifs suivants qui peuvent aider, en fait, à reconnaître la Formation de Rivière Ouelle:

- i) présence fréquente de lits argileux rouges, sauf dans sa partie inférieure (lithozone du Portage) où ils sont très rares ou absents; la couleur rouge brique orangée est rare mais typique.
- ii) grande hétérogénéité lithologique qui s'exprime par une interstratification souvent intime de lits argileux de différentes couleurs (rouges, verts et gris) avec des lits d'autre natures (siltite, grès, calcaire ou dolomie et même du conglomérat).

iii) présence d'abondantes traces de bioturbation.

La Formation de Rivière Ouelle, dans la région de Rivière-du-Loup, est bien datée. Vallières (1984) a en effet trouvé des graptolites. Donc, d'après Vallières (1984), la majeure partie de cette formation se situe apparemment dans l'Arénigien inférieur et moyen. Cependant, sa partie supérieure atteint vraisemblablement l'Arénigien supérieur, et sa base, datée moins précisément, peut descendre dans le Trémadocien. Au nord de la Gaspésie, l'âge de la Formation de Rivière Ouelle est également bien établie. Slivitzky a collectionné des graptolites dans l'assemblage des siltstones dolomitiques. Cette formation serait donc de l'Ordovicien précoce (Slivitzky et al., 1991).

Les lithozones du Portage (inférieure) et de Fraserville (médiane) sont principalement constituées de lits argileux et correspondent à la Formation de Rivière Ouelle classique, telle que définie par Hubert (1967). La lithozone de Saint-Eloi (supérieure) se distingue, cependant, par une abondance de lits de siltite et de grès fin qui deviennent même les constituants majeurs de certains niveaux. Elle représente donc une zone transitionnelle entre la Formation de Rivière Ouelle classique et la Formation de Tourelle sus-jacente, qui est principalement gréseuse (Vallières, 1984).

La lithozone du Portage se caractérise par une absence générale de mudslate rouge. Dans la Nappe des Seigneuries, on la trouve depuis Saint-Damase-Kamouraska jusqu'à la rivière Verte vers le nord-est. Elle est peu ou pas développée au-delà. Dans la Nappe de Viger, on la trouve généralement partout au-dessus du Groupe de Trois-Pistoles et elle est particulièrement bien exposée dans la rivière Mariakèche. Le faciès le plus commun de

cette lithozone consiste, selon Vallières (1984), en une interstratification, généralement de 1 cm à 1 dm, des lithologies suivantes: du mudslate gris moyen légèrement verdâtre (40 à 60%), du mudslate gris foncé à très foncé (10 à 20%), de la siltite ou du grès fin clair localement verdâtre avec laminae occasionnelles parallèles, ondulantes ou entrecroisées (15 à 30%) et du calcaire silteux ou du silt calcareux gris clair localement laminaire (0 à 10%). Associé à ce lithofaciès, on trouve par endroits et en quantité mineure (moins de 5%) du mudslate rouge brunâtre qui disparaît latéralement, mais qui peut constituer, avec les lits de siltite ou de grès fin associés, des niveaux atteignant plus de 5 m d'épaisseur. On trouve également par endroits des niveaux plus fins de clayslate gris.

La lithozone de Fraserville, en absence de la lithozone du Portage, descend aussi jusqu'à la base de la formation, ce qui montre que ces trois lithozones ne présentent pas une continuité latérale. Elle se distingue par la présence fréquente de lits argileux rouge grisâtre et par la faible importance (moins de 40%) des lits de grès et de siltite dans les principaux assemblages lithologiques.

La lithozone de Saint-Eloi se caractérise par la présence, au sein d'un faciès argileux, de nombreux niveaux principalement constitués de grès fin ou de siltite en lits ne dépassant généralement pas 25 cm.

Dans la région de Mont-Joli-Matane, Liard (1972) a divisé les unités stratigraphiques sur une base lithologique mais sans leur assigner une position stratigraphique précise. De plus, il y a apparition de marnes dans cette région. En Gaspésie, il y a apparition de marnes et la Formation de Romieu est introduite par Slivitzky et al. (1991) d'une façon formelle pour désigner une unité très calcareuse identifiée par plusieurs géologues comme étant une unité de marne. Cet assemblage de roches calcaireuses avait été reconnu par Liard (1972) dans la région de Mont-Joli-Matane (formation 4) et par Biron (1974), sans introduire le terme de façon formelle, dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins (formation 5). Ce terme fut repris par Slivitzky et al. (1991) dans les régions de Grande-Vallée et de Cap-des-Rosiers.

Dans la région de Grosses-Roches-Les Méchins, Bernstein et al. (1992) ont remarqué que les strates de cette région diffèrent significativement de celles décrites par Hubert (1973) et Slivitzky et al. (1991) avec abondance de calcaire, des unités siliciclastiques de granulométrie arénacée avec très peu de couches de mudstones rougeâtres. Ils ont donc suggéré qu'un nouveau nom était approprié et nécessaire pour refléter ces différences lithologiques. Ils ont adopté le nom de la Formation de l'Anse de Crapaud au lieu de la Formation de Rivière Ouelle. Ils subdivisent cette formation en quatre membres, du bas vers le haut A, B, C, et D (figure 3).

Région de Rivière-du-Loup			Région de Rimouski	Région des Grosses-Roches-Les Méchins		
Vallières (1984)			Liard (1972)	Slivitzky et al. (1991)	Bernstein et al. (1992)	
			8			
Formation de Tourelle			6	Formation de Tourelle	Formation de Tourelle	
St-Eloi	Formation de Rivière Ouelle	11	27 28 29 5 30 28 28 21 22 32 31	Formation de Rivière Ouelle	Formation de Romieu	Formation de l'Anse du Crapaud
Fraserville		8 9 10 6	1 d c b a			
N. D. Portage		1 2 3 4 7 12	24 23			
Groupe de Trois-Pistoles	Formation de Kamouraska	Groupe de Rosaire	3	Formation de Kamouraska	Formation de Saint-Damase	Formation des Grosses-Roches-Les Méchins
	Formation de Rivière-du-Loup			Formation de Rivière-du-Loup		
	Formation de Saint-Damase		2c/2d	Formation de Saint-Damase		
Groupe de Saint-Roch	Formation de l'Orignal		2a/2b	Formation de l'Orignal	Formation de l'Orignal	
	Formation des grès verts		1a/1b			
	Formation de la Montagne de Saint-Anselme					

Figure 3. Corrélations lithostratigraphiques du Cambrien à l'Ordovicien inférieur, moyen et supérieur (modifiées de Bernstein et al., 1991) et répartition stratigraphique des échantillons prélevés.

1. 4. But et objectifs

Le présent travail se veut donc une étude minéralogique détaillée et géochimique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle (Appalaches du Québec). Celle-ci visera les objectifs suivants:

- identifier les changements minéralogiques et chimiques verticaux et latéraux;
- identifier une ou des causes de ces changements;
- insérer les résultats dans le cadre de l'évolution des Appalaches du Québec.

Le but final est donc de produire un modèle permettant de situer dans un cadre global des changements de composition d'une unité stratigraphique riche en pélites.

Pour réaliser nos objectifs, nous avons effectué, durant l'été 1994, un échantillonnage des divers faciès de la formation (ou de son équivalent) dans les trois régions où elle est le mieux documentée. Dans la région de Rivière-du-Loup, des échantillons ont été pris dans les trois membres et dans diverses nappes. Cet échantillonnage fut complété par deux autres séries d'échantillons pris dans les régions de Mont-Joli-Matane (dorénavant appelée Rimouski) et de Les Méchins. Sur la base de la description de ces échantillons, on a assigné aux divisions lithologiques de Liard, Bernstein et Slivitzky une correspondance afin de répartir stratigraphiquement les échantillons prélevés (figure 3).

Plusieurs travaux géochimiques sur les sédiments ont été basés sur le niveau d'abondance des éléments. Notre approche est de considérer les tendances de corrélation

entre les éléments et la relation de ces éléments avec les processus responsables de cette corrélation. Donc, d'une part, la chimie, par l'étude des abondances et de l'histoire géochimique des éléments, pourra documenter les changements et leurs effets sur les roches de notre formation ainsi que leur (s) provenance (s) et leur (s) environnement (s) tectonique (s). D'autre part, l'étude des corrélations entre les éléments chimiques pourra aussi confirmer et aider à déterminer le cortège minéralogique final de nos échantillons.

En effet, la minéralogie des argiles, utilisant les propriétés des rayons-X, nous permettra l'identification des assemblages minéralogiques argileux et non-argileux et les paramètres de mesure et d'estimation des effets opérants sur les phases argileuses (i. e., cristallinité d'illite qui mesure l'intensité de l'effet diagénétique; les polytypes qui déterminent la nature de la source des phases minéralogiques présentes dans la roche; $Ir = (001)/(003)_{air\ libre} / (001)/(003)_{éthylène\ glycol}$) qui est l'outil le plus sensible à la présence des petites quantités du matériel expansible; et le paramètre BB1 (largeur de la distance entre la réflexion (001) de l'illite et la réflexion adjacente de l'illite/smectite), pour déterminer la nature des interstratifiés présents dans le matériel illitique).

La géochimie des argiles, par l'étude des caractéristiques fondamentales des éléments majeurs, traces et terres rares (REE), nous permettra d'une part, de confirmer l'identification des phases minéralogiques porteuses des regroupements d'éléments chimiques et d'autre part, de mieux faire ressortir les variations latérales et les environnements tectoniques. La géochimie nous permettra aussi d'identifier les

phénomènes, non identifiés par la minéralogie, qui agissent sur l'évolution de la composition de nos roches.

Finalement, nous pensons que la combinaison des deux méthodes pourra nous aider à atteindre nos objectifs, et de ce fait, de montrer à quel point l'étude des argiles peut-être très utile pour d'autres travaux dans les Appalaches du Québec où les sédiments à grain fin abondent énormément.

CHAPITRE 2

MINÉRALOGIE DES ARGILES

2.1. Introduction

Dans ce chapitre, la minéralogie globale (minéraux non argileux et argileux) des pélites de la Formation de Rivière Ouelle sera décrite en détail. Pour ce faire, la méthodologie d'identification choisie sera aussi décrite tout en évoquant au fur et à mesure les erreurs qui peuvent affecter nos résultats, ainsi que les difficultés et/ou les particularités rencontrées. Puisque notre but est de vérifier s'il y avait des changements minéralogiques et chimiques verticaux et latéraux, il sera question de la distribution des minéraux présents dans notre formation et de l'effet des phénomènes qui régissent les variations. Les résultats seront présentés sous forme de tableaux et de diagrammes qui illustrent le mieux ces changements. Vu l'intérêt important des minéraux interstratifiés, il nous est apparu indispensable d'enrichir cette étude avec les informations que donnent ces minéraux.

2.2. Méthodes

Pour les géologues, l'argile est un matériel dont la taille est inférieure à 2 μm avec l'équivalent du diamètre sphérique selon la loi de Stokes. De plus, la majorité de ce matériel ($< 2 \mu\text{m}$) est constituée de l'un ou plusieurs des cinq types de phyllosilicates alumineux hydratés. Cependant, plusieurs ingénieurs des sols définissent l'argile comme un matériel $< 4 \mu\text{m}$ sans aucune référence à sa minéralogie (Reynolds et Moore, 1989).

Les échantillons ont été, premièrement, utilisés pour préparer des spécimens en poudre afin d'identifier le cortège minéralogique global de chaque échantillon. Pour une identification précise des minéraux argileux seulement, les échantillons ont subi une sédimentation naturelle durant 1 heure et par centrifugation répétée dans l'eau déminéralisée pendant 3 minutes à une vitesse de 750 tours par seconde pour séparer les deux types de fractions < 2 et $> 2\mu\text{m}$. Les spécimens orientés préférentiellement (orientation manuelle sur la lame mince à l'aide de la spatule pour minimiser l'effet des grains angulaires comme le quartz et de minimiser la flocculation partielle des minéraux argileux) ont été préparés à partir de la fraction inférieure à 2 μm afin de déterminer les minéraux argileux présents dans tous les échantillons. Les patrons de diffraction aux rayons-X des 32 échantillons ont été réalisés par le diffractomètre Philips modèle PW1050 sous les conditions d'analyse suivantes: marge d'enregistrement de 2^0 à 50^0 (2θ) utilisant la radiation de $\text{CuK}\alpha$; les fentes ont été sélectionnées si bien que la divergence des rayons-X soit inférieure à la longueur de l'échantillon, aussi bas que 2^0 (2θ); la vitesse du goniomètre est de $1^0/\text{min.}$; le voltage et l'ampèrage sont de 40 Kv et 20 mA respectivement; le nombre

de compte par seconde (C.P.S) est de 10^3 et l'humidité relative est de 50%. On n'a pas employé de traitements chimiques dans cette procédure.

Afin de distinguer et/ou confirmer la présence d'un minéral particulier, des traitements préliminaires ont été utilisés. En effet, pour déterminer la nature des feuillets constituant un mélange donné, on s'est servi qualitativement des variations provoquées sur les patrons de rayons-X par des traitements permettant soit de modifier l'écartement des équidistances fondamentales soit de changer l'intensité des raies. Les traitements qu'on a utilisés, suggérés par Srodon (1980) et Reynolds et Moore (1989), sont: le gonflement par le solvant éthylène glycol, le séchage à l'air libre et le chauffage à 375^0C et 550^0C . Le gonflement par le solvant éthylène glycol se fait pour vérifier la présence ou l'absence d'un minéral gonflant avec la mise en évidence des caractéristiques qui le distinguent des autres (principalement la position, la forme et/ou l'intensité de son pic à bas angle). La méthode de gonflement qu'on a utilisée est simple et consiste à diffuser une goutte d'éthylène glycol sur le spécimen durant quelques minutes (2 à 5 minutes) tout en éliminant l'excès du liquide, juste avant son exposition aux rayons-X, à l'aide d'un papier absorbant. Cette technique assure une solvatation complète de la pellicule argileuse qui, dans plusieurs cas, est réalisée en une heure environ et qu'une partie du liquide en surplus puisse éviter l'évaporation durant l'enregistrement du patron de diffraction. Cependant, cette technique peut donner des résultats inadéquats à cause du surplus du liquide à la surface du spécimen ou des ondulations si le liquide est placé au bord de la lame, ce qui est aussi influencé par

l'humidité relative du laboratoire qui ne devrait pas dépasser 30 à 40% et par la nature du matériel en terme de composition en ions échangeables (Srodon, 1980 et Reynolds et Moore, 1989).

Le séchage à l'air libre montre les caractéristiques naturelles d'un minéral particulier et est utilisé comme état de référence pour montrer les changements provoqués par les autres traitements. Le chauffage à 375°C (déshydratation) permet de confirmer l'identification d'un minéral tout en se basant sur les propriétés et/ou l'effet de la chaleur qui peut affecter la position, la forme et/ou l'intensité des pics. Pour déterminer la présence ou l'absence de la kaolinite, on a utilisé l'acide chlorhydrique (une quantité d'échantillon est mélangée avec une solution de HCl à une concentration de 2 moles et bouillie pendant 30 minutes). Le résultat de ce dernier traitement se traduit par la résistance du pic à 7Å en présence de la kaolinite dans le patron de diffraction et de sa destruction en son absence.

La méthode première utilisée pour l'identification et l'analyse des minéraux argileux est aussi employée pour l'identification des minéraux non-argileux. En effet, la méthode des spécimens en poudre aléatoire est conçue pour l'identification de la minéralogie globale, et celle des spécimens orientés pour l'identification des minéraux argileux seulement. Cette méthode, qui se base sur la loi de Bragg (voir Reynolds et Moore, 1989), met en oeuvre sur un diffractogramme la relation entre l'intensité et l'angle de la réflexion du rayonnement de rayons-X en degré de (2θ) (intensité versus angle de Bragg). Ainsi, chaque minéral est facilement identifié, sauf dans le cas des interférences de réflexions, par

ses diffractions caractéristiques mesurées en fonction de la distance réticulaire en Å (d). Pour les minéraux argileux, les principales réflexions diagnostiques qui les caractérisent se situent dans l'intervalle d'enregistrement des angles faibles de 2^0 à 12^0 (2θ), tandis que pour les minéraux non-argileux, la marge est de 9^0 à 40^0 (2θ).

2. 3. Identifications des phases minérales

Théoriquement, selon le contexte géologique où se situe la Formation de Rivière Ouelle, on s'attend à trouver dans nos échantillons les assemblages minéralogiques suivants: un assemblage de minéraux détritiques fournis par une source continentale où le climat est tropical (illite, chlorite, kaolinite, quartz, feldspath potassique) et de carbonates qui dérivent d'une plate-forme carbonatée; un assemblage de minéraux qui dérivent du matériel ferromagnésien volcanique (arc volcanique), tels que la chlorite, la smectite et/ou la vermiculite et/ou serpentine, le feldspath potassique, les zéolites et la chromite. En terme de mélange ou d'interstratifié à partir des minéraux argileux purs susmentionnés, toute une gamme de combinaisons peuvent être possibles: illite/smectite, chlorite/smectite et/ou vermiculite, corrensite... etc.

2.3.1. Phases non-argileuses

Parmi les minéraux non-argileux les plus communs dans les roches sédimentaires possédant une fraction de la taille des argiles, on a identifié le quartz, le feldspath, les carbonates (calcite et dolomite) et l'hématite (figure 4). Le quartz identifié est de type α -quartz qui est le plus commun des minéraux silicatés dans les roches sédimentaires. Ce type de quartz a été facilement identifié par ses deux réflexions caractéristiques 4.26 \AA (100) et 3.34 \AA (101). Le quartz est facilement produit d'une variété de lithologies sources sous une série de conditions d'altération (Chamley et al., 1991).

Après avoir établie la présence du feldspath, facilement identifié dans le patron de diffraction en poudre aléatoire à l'aide des pics enregistrés entre $27-29^{\circ}2\theta$ (Reynolds et Moore, 1989), la question qui se pose évidemment est s'il s'agit de feldspath plagioclase ou de feldspath potassique et quelle est la composition de ce plagioclase? Est-ce qu'il s'agit d'un feldspath potassique triclinique ou monoclinique ou un mélange des deux? D'après les données de diffractions des rayons-X (figure 4), on a le pic le plus intense du plagioclase qui correspond dans certains échantillons aux positions de 3.19 \AA et 4.02 \AA caractéristiques de l'albite et dans d'autres celui de 3.25 \AA caractéristique de la microcline (triclinique). Cependant à cause du phénomène d'interférence, il est souvent très difficile de distinguer clairement entre les différents types de feldspath. Une façon facile de mieux préciser la composition des feldspaths dans la fraction argileuse aurait été d'étudiée la fraction silteuse de la roche avec le microscope pétrographique ou la microsonde

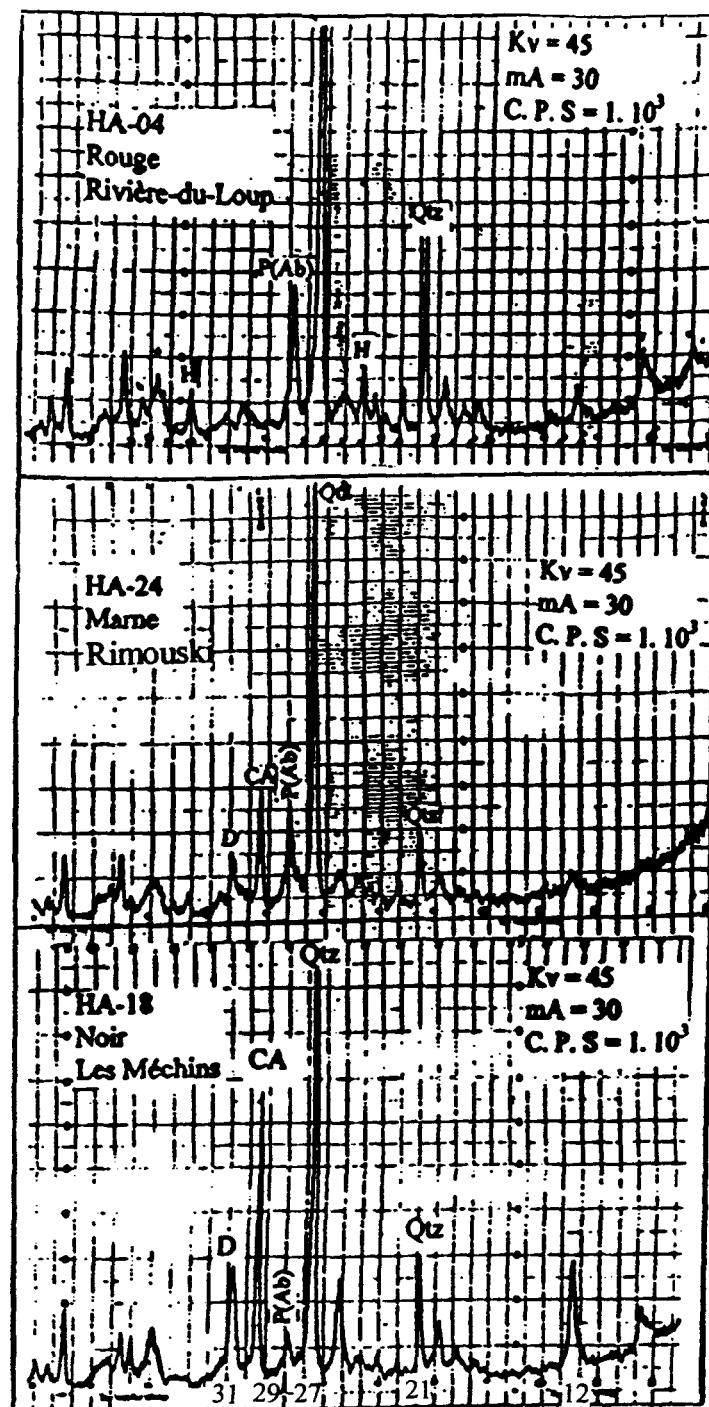


Figure 4. Diffractigrammes de rayons-X (air libre) montrant toutes les phases minéralogiques non-argileuses présentes.

Qtz: quartz; P(A): plagioclase (albite); CA: calcite; D: dolomite; H: hématite.

Kv: voltage; mA: ampèrage; C. P. S: nombre de comptes par seconde.

électronique, ce qui n'a pas été fait. L'albite, qui est un minéral triclinique du groupe du feldspath et de formule chimique $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, peut provenir de tous les groupes de roches, car elle est un constituant commun du granite et de différentes roches ignées acides à intermédiaires. Elle est largement distribuée dans les roches métamorphiques à faible température (faciès de schistes verts) et elle est régulièrement déposée également à partir de solutions hydrothermales dans les cavités et les veines. La microcline, qui est un minéral du groupe des feldspaths alcalins et de formule chimique KAlSi_3O_8 , pleinement ordonnée et constituant une modification triclinique du feldspath potassique et de haute température, est stable à des températures faibles. Elle est un minéral commun dans les roches granitiques et les pegmatites (Potter et al., 1980).

Les carbonates sont communément associés avec les minéraux argileux, spécialement la calcite (CaCO_3) et la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Ces deux minéraux sont identifiés dans cette étude respectivement à 3.04 \AA (104) et à 2.89 \AA (104) (figure 4). La calcite, qui est probablement plus commune dans les shales marins que dans les shales non marins, ne devrait pas être un minéral carbonaté d'un sédiment argileux déposé au-dessus de la profondeur de compensation de la calcite (à moins qu'elle soit introduite par des courants de turbidité). Cependant, comme pour le quartz et le feldspath, il y a peu d'informations sur la distribution et la forme de la calcite dans les shales (Potter et al., 1980). Elle est le principal constituant des calcaires et elle est communément trouvée comme une cimentation moyenne dans les roches sédimentaires clastiques. La dolomite paraît être commune dans les shales, mais sa relation avec la calcite est inconnue (Potter et

al., 1980). Comme la calcite, elle peut être un agent de cimentation. Elle peut-être dérivée à partir d'une variété de roches comme la dolomie, la serpentine et autres roches magnésiennes (Potter et al., 1980). Elle est beaucoup plus stable que la chlorite (Dixon et Weed, 1989), étant recyclée des anciennes roches sédimentaires et produite par dessiccation des sebkhas.

L'hématite est le minéral d'oxyde de fer le plus commun dans les shales. Elle est identifiée par ses pics caractéristiques à 24^0 et $35.35^0 2\theta$ (figure 4). Elle est habituellement un produit d'altération, mais parfois peut-être détritique (Potter et al., 1980 et Reynolds et Moore, 1989).

2.3.2. Phases argileuses

Les minéraux argileux ont été identifiés par l'utilisation des patrons de diffraction (figure 5) des spécimens orientés, ce qui a pour effet d'améliorer les réflexions basales ou $(00l)$. Les pics (hkl) ne sont pas très diagnostiques car les structures de la plupart des argiles sont très similaires dans leurs directions X-Y. C'est la disposition atomique sur l'axe Z qui diffère le plus d'un minéral à un autre (Reynolds et Moore, 1989), y compris les cas de polytypie.

D'après les résultats obtenus, les patrons de diffractions montrent tous des pics principaux de l'ordre de 10 Å (variations de 10.3 à 10.5 Å) et 14 Å (variations de 14.2 à

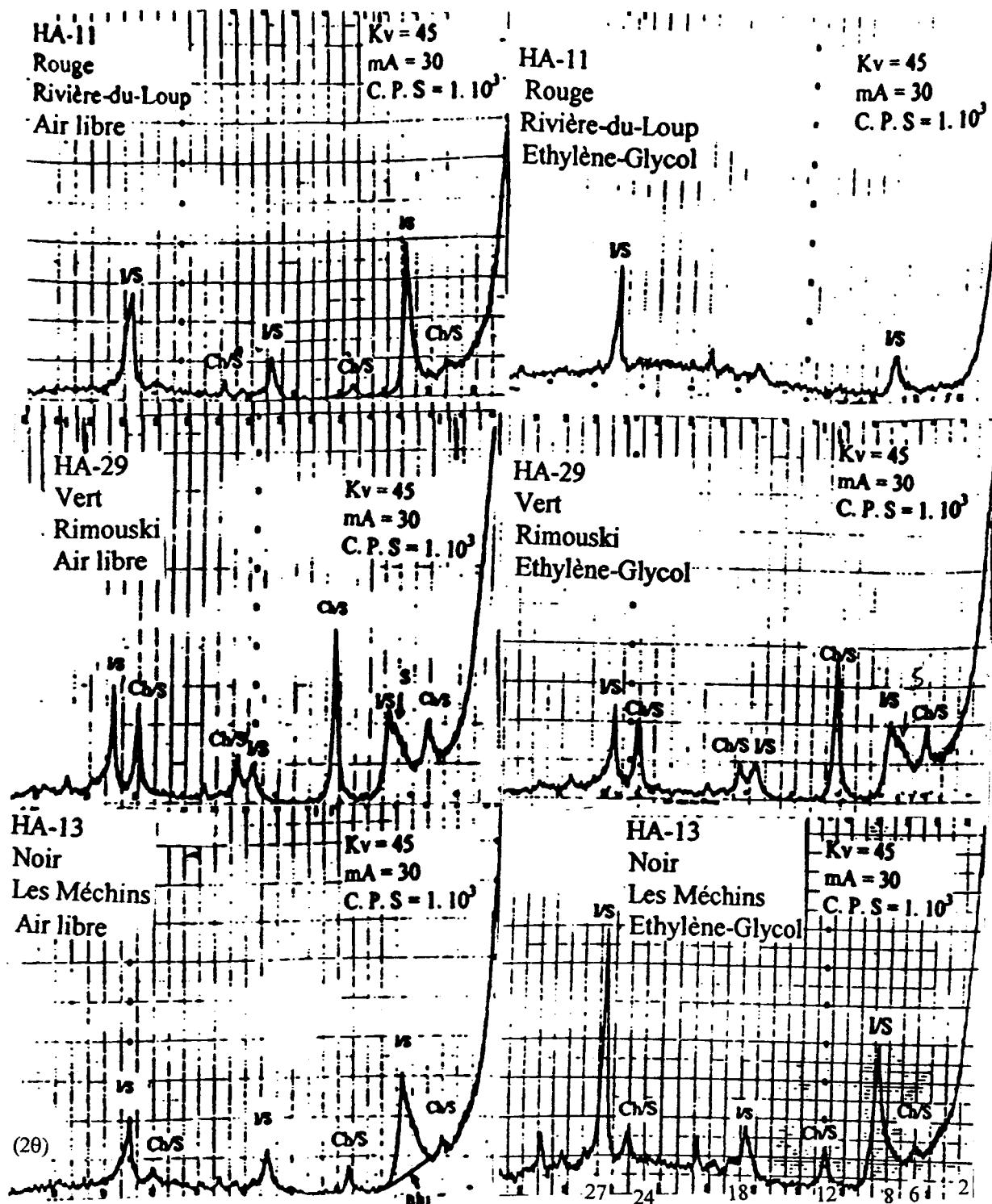


Figure 5. Diffractogrammes de rayons-X (air libre et éthylène glycol) montrant toutes les phases minéralogiques argileuses présentes. Le déplacement des pics vers le côté de l'angle faible indique la présence d'une phase expansible (smectite).

I/S = interstratifié illite/smectite; Ch/S = interstratifié chlorite/smectite et S = smectite.

14.7 Å). Ces types de patrons indiquent sans doute qu'il s'agit d'un matériel formé de mélange de minéraux dont les réflexions se sont interférées pour donner des patrons différents de ceux des minéraux simples. On a conclu qu'il s'agit d'un complexe de minéraux argileux. Les minéraux les plus communs dans les roches sédimentaires donnant de telles sortes de réflexions sont généralement l'illite, la smectite et la chlorite. Ces minéraux, dans de telles conditions, peuvent former un mélange de minéraux appelés minéraux interstratifiés: illite/smectite et chlorite/smectite.

Le matériel illitique, qui est constitué de l'interstratifié illite/smectite, est le plus abondant dans les roches sédimentaires à grain fin (Srodon, 1984 et Reynolds et Moore, 1989). En effet, les composants argileux de 10 Å des roches sédimentaires ("illites") sont communément des mélanges d'illite 100% non expansible et d'un minéral ordonné à couches mélangées illite/smectite (Srodon, 1981; Nadeau et al., 1984; Srodon, 1984; et Reynolds et Moore, 1989).

L'interstratifié illite/smectite, qui est souvent en présence d'une illite pure (Sordon, 1980, 1981, 1984), est le plus abondant et le plus répandu dans les roches sédimentaires (Sordon, 1984; Reynolds et Moore, 1989). L'illite, qui constitue le composant le plus abondant de cet interstratifié, semble être largement dérivée des shales préexistants et elle est souvent le principal minéral argileux trouvé dans les shales profondément enfouis, où elle est associée avec la chlorite (Potter et al., 1980; Reynolds et Moore, 1989, Underwood et al., 1993). L'illite/smectite est aussi le minéral interstratifié le mieux étudié. Une augmentation du pourcentage d'illite interstratifiée durant la diagenèse a été documentée

dans plusieurs localisations et elle est communément associée avec l'enfouissement (i. e., Perry et Hower, 1970; Weaver et Beck, 1971; Hower et al., 1976 et Schoonmaker, 1990) ou plus rarement avec le métamorphisme de contact ou l'altération hydrothermale (Nadeau et Reynolds, 1981; Horton, 1983; Vergo, 1984).

Le matériel chloritique, constitué d'interstratifiés chlorite/smectite et chlorite/vermiculite, est le second type de matériel le plus abondant dans les roches sédimentaires à grain fin. En effet, la chlorite/smectite est le second minéral interstratifié le plus abondant dans les roches sédimentaires. Les deux types les plus communs sont la corrensite formée de chlorite/smectite à faible charge (Kübler, 1973 et Reynolds et Moore, 1989) et la chlorite/smectite avec plus de 50% de chlorite (Reynolds et Moore, 1989).

Les deux principales phases argileuses identifiées dans tous les échantillons sont donc des minéraux interstratifiés: illite/smectite avec illite discrète et chlorite/smectite avec chlorite discrète (figure 5). La première phase a été identifiée comme illite/smectite par le fait que l'équidistance du pic (001) est supérieure à 10.3 Å pour tous les 32 échantillons, ce qui signifie qu'il ne s'agit pas de l'illite pure seulement mais d'un mélange de minéraux. L'autre minéral, qui s'interstratifie avec l'illite, a été identifié comme la smectite pour les raisons suivantes: à partir des patrons en condition de séchage à l'air libre, nous avons supposé que la smectite, avec une structure contenant deux plans de molécules d'eau coordonnées près des ions échangeables de Ca, produit un $d(001)$ de 15 Å qui, après le traitement avec l'éthylène glycol, monte à 17 Å. En outre, on a examiné la région de 16-

17.7⁰ (2θ) des patrons d'éthylène glycol et on a noté la présence de la réflexion (002/003), ce qui suggère fort probablement la présence de la phase illite/smectite (figure 5). Pour confirmer notre identification qualitative de la phase en question, on a chauffé les échantillons à 375⁰C pendant une heure. Le patron de diffraction ressemble à une illite pure (structure de 10Å) avec une réflexion (003) relativement faible (Reynolds et Moore, 1989) (figure 6). Compte tenu des résultats obtenus dans les mélanges de nos échantillons, qui semblent différents de ceux obtenus dans le cas des mélanges simples de deux éléments en un seul interstratifié, on a utilisé la méthode de Srodon (1981, 1984) pour préciser la composition des mélanges qui réfère à la phase illite/smectite, à savoir si on peut identifier une illite pure avec un interstratifié illite/smectite ou un interstratifié illite/smectite seul ou une illite pure uniquement.

En effet, selon Srodon (1984), il est possible d'utiliser certains paramètres: 1) les positions des réflexions (001) et (002) à partir des préparations séchées à l'air libre; 2) les proportions des intensités de l'illite à (001) et (003) des patrons des spécimens naturels et glycolatés, le paramètre d'intensité du pic Ir ($Ir = (001)/(003)$ _{air libre} / $(001)/(003)$ _{éthylène glycol}) étant l'outil le plus sensible pour révéler des petites quantités du matériel expansible accompagnant l'illite (Srodon, 1984) (Ir = 0 signifie que le matériel est 100% non expansible et Ir > 1.0 impliquant la présence évidente d'un mélange de matériel expansible) et 3) le paramètre BB1 qui correspond à la distance entre la réflexion (001) de l'illite et la réflexion adjacente de l'illite/smectite, mesurés en ⁰2θ (figure 5). Les valeurs du paramètre

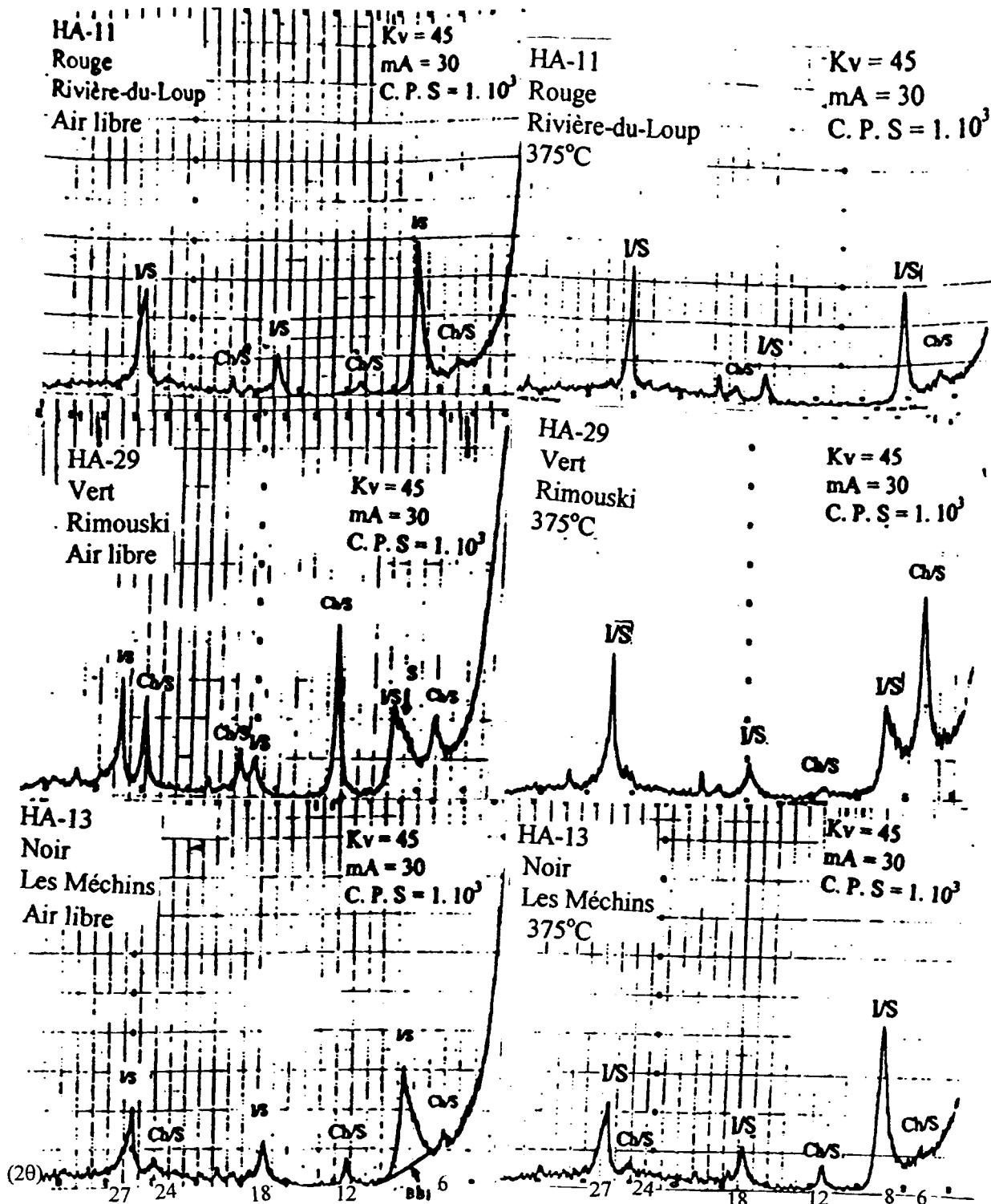


Figure 6. Diffractogrammes de rayons-X (air libre et 375°C). Le pic à 10Å ressemble à celui d'une illite pure.

(BB1) ne sont pas affectées par la présence de l'illite discrète car dans les deux cas, le pic d'illite réside entre les deux pics de l'illite/smectite (Srodon, 1984). Une simple remarque à partir des patrons indique que l'équidistance (d) de l'illite pure n'est pas égale strictement à 10 Å et dépasse généralement 10.2 Å. Les valeurs les plus précises peuvent donc être obtenues à partir des réflexions (003) et (005), à cause du phénomène de déplacement des réflexions (001) et (002) vers les angles faibles, dû à l'effet de la petite taille des cristallites et du facteur de polarisation de Lorentz (Reynolds et Moore, 1989).

Selon la méthode de Srodon (1984), nos patrons présentent des caractéristiques du matériel illitique, mais avec l'absence des réflexions illite/smectite. Dans ce cas, l'identification du matériel à 10 Å ne peut pas être faite sans considérer la notion de "matériel illitique sans les réflexions illite/smectite". Ainsi, la méthode de Reynolds et Moore (1989) n'est pas applicable. On a, donc, opté pour celle de Srodon (1984) qui est élaborée pour résoudre ce genre de problème. Pour appliquer la méthode de Srodon, on a reporté, premièrement, nos résultats dans la figure 1 de Srodon (1984) qui permet de déterminer la nature du mélange et la proportion de smectite dans l'interstratifié illite/smectite à partir des réflexions (002) et (003) et on a remarqué que toutes nos valeurs tombent dans le champ de l'illite.

Par la suite, on a vérifié le paramètre Ir de tous les échantillons (annexe 1) qui, pour la majorité des échantillons, est supérieur à 1. Dans ce cas, il a fallu vérifier s'il y avait une réflexion entre 33 et 35^0 , mais on n'a pas noté de réflexions de ce genre dans cet intervalle. À ce stade, on a mesuré les BB1 qui, pour tous les échantillons, sont inférieurs à 4^0 (annexe

1). Une telle démarche nous a confirmé que le type de matériel illitique présent dans nos échantillons est de nature ISII + I (une interstratification ordonnée de type ISII, caractéristique du matériel illitique et l'illite discrète (Reynolds et Hower, 1970; Srodon, 1984) avec une valeur <15 % de smectite.

La méthode de Reynolds et Moore (1989), qui donne le pourcentage de la smectite en fonction de la position des deux pics (001)/(002) et (002)/(003), ne semble pas tout à fait applicable dans notre cas. En effet, selon le tableau 7.3. de Reynolds et Moore (1989) (page 251), qui donne le pourcentage d'illite dans l'interstratifié illite/EG smectite (EG: éthylène glycol), nos pics dépassent clairement ces deux positions à 9.82 Å (001)/(002) et 5.10 Å (002)/(003), ce qui donne une valeur de 90% d'illite. Si l'on veut appliquer l'extrapolation à partir de nos données, qui semblent partielles par rapport à celles de Reynolds et Moore (1989) et qui sont confirmées par la méthode de Srodon (1984), on peut déduire qu'on a au moins 90% d'illite, ce qui concorde avec l'estimation précédente d'une valeur inférieure à 15% de smectite dans l'interstratifié illite/EG smectite.

Nous pouvons conclure que le matériel illitique est formé d'un mélange d'illite discrète et d'interstratifié illite/smectite de type ISII avec moins de 15% de smectite.

La deuxième phase argileuse est l'interstratifié chlorite/smectite (figure 5). La réflexion (001), pour tous les échantillons, est strictement supérieure à 14.2 Å (14.4-14.70 Å). Il ne s'agit pas donc d'une chlorite discrète seulement, mais d'une phase de

mélange de chlorite et de smectite dont le patron de diffraction est comparé avec ceux de de Sucheki (1977), de Reynolds et Moore (1989), et de Schoonmaker (1990). Ce matériel chloritique a été identifié et analysé par la méthode de Reynolds et Moore (1989) qui permet aussi de préciser le pourcentage de chlorite (et donc de smectite) dans l'interstratifié chlorite/EG-smectite à l'aide des positions des deux réflexions (002)/(002) et (004)/(005) (voir tableau 7.4, page 261 de Reynolds et Moore, 1989).

La procédure de traitement avec l'éthylène glycol est la plus importante pour identifier cette phase. Après avoir éliminé tous les cas non possibles, on a conclu qu'il s'agit d'un matériel chloritique avec un mélange de chlorite comme phase non expansible et smectite ou vermiculite comme phase expansible. En fait, il s'agit de chlorite/smectite au lieu de chlorite.vermiculite, puisque certains patrons de diffraction indiquent un gonflement avec l'éthylène glycol (figure 5). On suppose que les échantillons, qui ne montrent pas suffisamment de changement de patrons après éthylène glycol, absorbent très lentement l'éthylène glycol (puisque'on a étalé une goutte d'éthylène glycol sur le spécimen pendant 3 à 5 minutes seulement). Dans la nature, les smectites sont souvent une composante des interstratifiés et les ions adsorbés sont rarement monoioniques (Na, Ca, Mg...), restreignant ainsi le gonflement (Reynolds et Moore, 1989).

La confirmation de la phase chlorite/smectite est prouvée par le patron de diffraction en condition de chauffage (375^0C) (figure 6). En effet, le chauffage a causé un "aiguisage"

de la réflexion proche de 18.5^0 (2θ) (le pic de (003) / (003)) et la migration du pic (001)/(001). Le traitement à la chaleur n'a pas révélé le changement qui consiste en un déplacement du pic situé à 6^0 (2θ) vers la position de 7^0 (2θ). De même, les patrons des spécimens traités par l'éthylène glycol n'ont pas montré le fameux pic à $31-32\text{\AA}$, qui caractérise le minéral corrensite. Ceci nous a ramené à conclure que la phase chlorite/smectite ne peut pas être confondue avec la corrensite.

Il est souvent intéressant de distinguer entre les différentes espèces de chlorite, notamment la chlorite magnésienne et la chlorite ferrifère, surtout dans le cas d'identification des changements affectant les roches. En fait, les chlorites ont toutes une réflexion d_{001} entre 14.0 et 14.4\AA . Les substitutions d'Al pour Si dans les sites tétraédriques et de Fe pour le Mg et l'Al dans les sites octaédriques sont responsables de cette variation possible du d_{001} . Tous les pics d'ordre supérieur à 5 sont intenses dans le cas des chlorites magnésiennes. Pour les chlorites riches en fer, seules les réflexions à 7\AA (d_{002}) et à 3.5\AA (d_{004}) sont intenses (Reynolds et Moore, 1989). Dans notre cas, l'espèce de chlorite montre des réflexions plus intenses à 7\AA et à 3.5\AA . Elle est probablement de type ferrifère. En effet, il est assez difficile d'identifier une espèce particulière de chlorite aux rayons-X. L'identification de la phase chlorite/smectite présente quelques difficultés à cause du phénomène d'interférences entre les deux phases d'interstratification et les deux minéraux discrets illite et chlorite. En effet, la distribution de l'interstratifié chlorite/smectite en fonction de la couleur des échantillons (tableau 1) montre un

appauvrissement de chlorite dans les échantillons rouges par rapport aux autres échantillons de couleurs verte, grise et noire. Les échantillons rouges se caractérisent par la présence exclusive de l'hématite (tableau 1). De plus la composition des minéraux argileux ne changent pas avec la présence ou l'absence de l'hématite (comme documenté par Lajoie et Chagnon, 1973). Ceci suggère que les proportions des interstratifiés illite/smectite et chlorite/smectite varient en fonction de la proportion de l'hématite. Ceci nous suggère à première vue, que le fer est probablement contenu entièrement sous forme d'hématite dans les pélites rouges et que les chlorites y seraient de composition plus magnésienne que dans les autres pélites. Cependant, pour que ceci soit vrai, les échantillons rouges devraient présenter plus de Mg (MgO^*). Ceci sera vérifier dans le chapitre de géochimie, qui pourra aider à définir le type de chlorite présent dans chaque échantillon.

Contrairement au matériel illitique, l'identification et la détermination du pourcentage de smectite dans la phase chloritique ont été facilement faites par la méthode de Reynolds et Moore (1989). Ceci est dû, probablement, à l'effet de la taille des particules dans le matériel illitique. En effet, la taille d'illite est toujours plus grossière que celle de l'interstratifié illite/smectite et, de ce fait, l'illite tend à s'accumuler dans les fractions grossières (Reynolds, 1968 et Srodon, 1984). Le pourcentage de smectite dans l'interstratifié chlorite/smectite varie entre 10 et 25% (tableau 2).

Tableau 1. Distribution des minéraux (pourcentage moyen) en fonction de la couleur.

	I / S	CH / S	T. M. A	CR	HE	QZ+PL
Rouges (9)*	72(87)	28(84)	37	7	13	56
Verts (11)	49(85)	51(81)	33	13	0	54
Gris (3)	48(85)	52(90)	44	11	0	45
Noirs (8)	52(85)	48(81)	34	17	0	49
Marne (1)	47(85)	53(85)	36	44	0	20

*(n): nombre d'échantillons de mudrocks d'une couleur donnée;
 I/S(%):%moyen d'illite/smectite (%moyen d'illite); Ch/S(%):%moyen chlorite/smectite (%moyen de la chlorite)
 CR: carbonates (calcite et dolomite); HE: hématite; QZ: quartz; PL: plagioclase.
 T. M. A: Total des minéraux argileux.

Tableau 2. Proportions relatives des minéraux non-argileux et argileux des pélites de la Formation de Rivière Ouelle, Appalaches du Québec.

Échantillon	Minéralogie générale (%)						Minéraux des argiles (%)	
	QZ	PL	CA	DL	HE	T.M.A	I / S	CH / S
HA-01	43	14	0	0	10	33	60 (85)	40 (80)
HA-02	22	27	0	0	0	51	52 (85)	48 (80)
HA-03	26	25	0	0	0	49	59 (85)	41 (80)
HA-04	28	23	0	0	12	37	52 (85)	48 (90)
HA-05	23	22	0	0	17	38	65 (90)	35 (80)
HA-06	20	24	0	0	15	41	90 (90)	10 (85)
HA-07	36	13	0	6	0	45	40 (85)	60 (90)
HA-08	25	26	0	0	15	34	90 (90)	10 (85)
HA-09	27	15	0	4	13	41	80 (90)	20 (80)
HA-10	28	23	0	0	0	49	60 (90)	40 (80)
HA-11	23	16	0	0	13	48	90 (85)	10 (90)
HA-12	21	34	0	0	0	45	60 (85)	40 (90)
HA-13	32	06	10	30	0	22	55 (85)	45 (80)
HA-14	40	12	8	6	0	34	45 (85)	55 (85)
HA-15	30	21	6	7	0	36	55 (85)	45 (85)
HA-16	31	18	7	6	0	30	40 (85)	60 (80)
HA-17	19	29	24	0	0	28	48 (85)	52 (80)
HA-18	20	13	28	14	0	25	45 (85)	55 (85)
HA-19	20	13	0	27	0	40	45 (85)	55 (90)
HA-20	24	06	0	36	0	34	42 (85)	58 (85)
HA-21	22	18	0	20	0	40	60 (85)	40 (80)
HA-22	40	14	0	6	0	40	58 (85)	42 (75)
HA-23	24	10	8	16	0	40	36 (85)	64 (85)
HA-24	14	6	31	13	0	36	47 (85)	53 (85)
HA-25	18	22	8	14	0	38	40 (85)	60 (75)
HA-26	21	23	0	15	0	41	45 (85)	55 (90)
HA-27	18	30	0	9	0	43	48 (85)	52 (80)
HA-28	28	14	7	20	0	31	60 (85)	40 (80)
HA-29	37	16	8	7	0	32	40 (85)	60 (80)
HA-30	26	30	0	9	0	35	44 (85)	56 (80)
HA-31	25	13	0	28	8	26	60 (85)	40 (80)
HA-32	22	19	0	22	10	28	56 (85)	44 (80)

10 28

Q3 - ~~exact~~

LEGENDE

I/S: interstratifié illite/smectite (pourcentage relatif d'illite)

QZ: quartz

PL: plagioc.

CH/S: interstratifié chlorite/smectite (pourcentage relatif de chlorite)

CA. calcite
DI. dolomite

DL: dolomite

HE: hematite

T.M.A: total des minéraux argileux

Les valeurs expriment un pourcentage de la minéralogie complète.

Quant à la kaolinite, l'utilisation de l'acide chlorhydrique à 2 moles en a confirmé d'abord l'absence par l'absence du pic à 7 Å qui, en fait, résiste à ce traitement. Cependant, compte tenu des doutes concernant la fiabilité de la méthode, des controverses reliées à cette technique, surtout pour certains échantillons où l'analyse de leur patron semble délicate, et du comportement de ces spécimens vis-à-vis la température (550⁰C), nous pouvons dire que, même si elle existe dans certains échantillons, elle est en faible quantité.

2. 3. 3. Polytypes et cristallinité de l'illite

En plus de ces types de méthodes d'analyse, on en a utilisé d'autres qui peuvent compléter ou confirmer les interprétations préalables. Parmi ces méthodes, on a utilisé celle des polytypes pour déterminer la nature d'origine de l'illite et celle de l'indice de cristallinité ("indice de Kübler") pour déterminer les zones diagénétiques (annexe 2). Cet indice ne donne pas une mesure précise des phases diagénétiques car il dépend, comme l'indice Ir, de la quantité et de la qualité des composants interstratifiés de l'échantillon (Srodon, 1979). Le concept d'indice de cristallinité est, cependant, applicable à la phase d'illite. Comme dans notre cas, la phase d'illite, que ce soit en forme discrète ou interstratifié avec moins de 15% de smectite, est la plus abondante dans nos échantillons. Il est donc important de se servir de cet indice avec les données de réflectance dans les Appalaches de Québec, telles que publiées par Héroux et al. (1980) et Chagnon (1982).

Les données des polytypes d'illite déterminées selon Reynolds et Moore (1989), qui sont normalement difficiles à préciser dans un tel mélange complexe d'interstratifiés, ont révélé l'existence des deux types 1Md (2.156Å) et 2M₁ (3.20Å) avec une proportion sur 32 échantillons de 31% pour 1Md (d'origine diagénétique à basse température) et de 69% pour 2M₁ (d'origine détritique à haute température) (annexe 2).

2.4. Estimé qualitatif des phases minérales

Pour établir un regroupement qui illustre une certaine distribution des minéraux argileux, il existe quatre méthodes d'analyse permettant de calculer l'abondance relative de chaque phase minéralogique: la méthode de surface intégrée à demi-hauteur des pics caractéristiques de chaque phase pure (Reynolds, 1985), la méthode de Reynolds et Moore (1989) qui permet de déterminer le pourcentage des phases minéralogiques dans le mélange d'interstratifiés, surtout le matériel chloritique, la méthode de Srodon (1984) pour le matériel illitique et la méthode de Chamley (1980) qui permet la détermination des pourcentages relatifs des minéraux sur la base des hauteurs des pics caractéristiques de chaque phase dans les patrons de diffraction des rayons-X.

À cause du problème d'interférence entre les pics caractéristiques des différentes phases identifiées précédemment et des types d'interstratifiés, nous avons choisi la méthode

la plus simple de Chamley (1980) qui ne tient pas compte du pourcentage-poids des minéraux pour déterminer les proportions de chaque phase de la minéralogie globale. Pour la détermination des proportions des phases des interstratifiés argileux (illite, chlorite et smectite), on a choisi la méthode de Reynolds et Moore (1989) pour la smectite dans chlorite/smectite et celle de Srodon (1984) pour la smectite dans illite/smectite. Les résultats de nos calculs sont résumés dans le tableau 2.

2.5. Distribution et Interprétation

Les résultats obtenus à partir de l'analyse minéralogique de tous les échantillons ont mis en évidence un assemblage de minéraux avec une moyenne de 24% de quartz, 18% de plagioclase (majoritairement une albite), 7% de calcite, 10% de dolomite, 4% d'hématite, et 37% de minéraux argileux (tableaux 2) avec abondance d'illite/smectite et de chlorite/smectite, soit 86% d'illite dans l'interstratifié illite/smectite et 83% de chlorite dans l'interstratifié chlorite/smectite (tableaux 2) avec des minéraux discrets d'illite, de chlorite (chlorite =2/3 d'illite) et de smectite (< 15%).

La minéralogie indique que le contenu moyen en quartz et en plagioclase ne montre pas de variations significatives tant verticalement que latéralement (tableau 3). L'apparente uniformité dans toute la Formation de Rivière Ouelle résulte, probablement, de l'effet diagénétique et non pas d'un changement de source (Perry et Hower, 1976).

Les carbonates (calcite et dolomite) montrent des variations latérales assez significatives (tableau 3). En effet, les teneurs en carbonates augmentent en allant de la région de Rivière-du-Loup vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins. Les pélites de la Formation de Rivière Ouelle dans cette dernière région (plus à l'est) se trouvent en contact direct avec les calcaires. Ceci suggère qu'il y avait une plate-forme qui approvisionnait notre formation en carbonates d'origine détritique (Bernstein et al., 1992; Coniglio et James, 1990).

L'hématite qui se trouve uniquement dans les shales rouges (tableau 1) peut-être un constituant primaire ou un produit d'altération (Potter et al., 1980 et Reynolds et Moore, 1989). En effet, la présence de ce minéral particulièrement dans les pélites rouges de la région de Rivière-du-Loup (tableau 3), qui sont plus affectées par le phénomène diagénétique (voir plus loin), semble un produit d'altération diagénétique lié à l'enfouissement (Walker, 1967). Cependant, la présence de l'hématite dans la région de Rimouski, moins affectée par le phénomène diagénétique, peut refléter aussi une origine détritique d'une source immédiate (Lajoie et Chagnon, 1973).

Région de Rivière-du-Loup (1)

	I/S	CH/S	M.A.T	HE	CA	DL	QZ	PL
B (7)	56(85)	44(85)	43	6	0	0	28	23
M (4)	80(90)	20(83)	41	11	0	1	25	22
S (1)	90(90)	10(90)	48	13	0	0	23	16
Moy.	75	25	44	10	0	0	25	20

*** Région de Rimouski (2)**

	I/S	CH/S	M.A.T	HE	CA	DL	QZ	PL
B (6)	50(85)	50(77)	38	1	8	16	24	13
M et S (6)	49(85)	51(82)	35	1	3	15	25	21
Moy.	50	50	36	1	6	16	24	17

Région de Grosses-Roches-Les Méchins(3)

	I/S	CH/S	M.A.T	HE	CA	DL	QZ	PL
B (1)	48(85)	52(80)	28	0	24	0	19	29
M (3)	44(85)	56(87)	34	0	9	26	21	10
S (4)	48(85)	52(83)	33	0	8	12	33	14
Moy.	47	53	32	0	14	13	24	18

Tableau 3. Distribution des minéraux sur une base stratigraphique

B, M, S () = Base, Milieu, Sommet (nombres d'échantillons)

I/S (): % d'illite/smectite (% d'illite); CH/S (): %chlorite/smectite (% de chlorite); CA: carbonates; DL: dolomite; QZ: quartz; PL: plagioclase; HE: hématite; M.A.T: minéralogie argileuse totale. Moy. = la moyenne pour chaque région (en gras)

* Position stratigraphique approximative.

L'illite/smectite et la chlorite/smectite sont les minéraux argileux les plus abondants dans les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle. Elles montrent des distributions opposées (tableau 3 et 4). En effet, l'interstratifié illite/smectite est le plus abondant dans la région de Rivière-du-Loup où il y a abondance des pélites rouges, tandis que l'interstratifié chlorite/smectite est plus abondant dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins où il y a abondance des pélites vertes et noires. L'interstratifié illite/smectite pourrait être dérivé d'une source détritique, comme il pourrait être un produit d'altération diagénétique où l'illite se trouve en association avec la chlorite. La chlorite, étant très sensible à l'altération dans les soles tropicaux pourrait être également un produit d'altération diagénétique avec l'enfouissement, comme elle pourrait être détritique, dérivée des anciens schistes (Reynolds et Moore, 1989)

Les données des polytypes d'illite indiquent l'abondance de la forme $2M_1$ (69%) sur $1Md$ (31%). Ceci suggère que l'effet de la source est plus important. En effet, l'abondance du matériel illitique indique plutôt l'effet majeur de la contribution détritique et l'effet intense de la météorisation dans la région source. La largeur du pic à 10\AA est réellement un composant d'un mélange de populations de composants détritiques, potentiellement diverses, dérivées de plusieurs roches parentes différentes incluant l'interstratifié illite/smectite. La coexistence des deux polytypes ($2M_1$ et $1Md$) est compatible avec l'occurrence des conditions anchimétamorphiques dans la région source

Tableau 4. Proportions (% relatif) des minéraux interstratifiés selon les trois régions.

Regroupement stratigraphique		
(1) Rivière-du-Loup (B) N.D de Portage 1. I/S(85); CH/S(80) 2. I/S(85); CH/S(80) 3. I/S(85); CH/S(80) 4. I/S(85); CH/S(90) 5. I/S(90); CH/S(80) 7. I/S(85); CH/S(90) 12. I/S(90); CH/S(90)	(M) Frazerville 6. I/S(90); CH/S(85) 8. I/S(90); CH/S(85) 9. I/S(90); CH/S(80) 10. I/S(90); CH/S(80)	(S) St-Eloi 11. I/S(90); CH/S(90)
Moy (I/S): 56 ; (CH/S): 44	Moy (I/S): 80 ; (CH/S): 20	Moy (I/S): 90 ; (CH/S): 10
*(2) Rimouski (B) 5 a 21. I/S(85); CH/S(80) 22. I/S(85); CH/S(75) 23. I/S(85); CH/S(68) 24. I/S(85); CH/S(85) 25. I/S(85); CH/S(75) 31. I/S(85); CH/S(80)	(M) 5 b, 5 c, 5 d et (S) e, f 26. I/S(85); CH/S(90) 27. I/S(85); CH/S(80) 28. I/S(85); CH/S(80) 29. I/S(85); CH/S(80) 30. I/S(85); CH/S(80) 32. I/S(85); CH/S(80)	
Moy (I/S): 50 ; (CH/S): 50	Moy (I/S): 49 ; (CH/S): 51	
(3) Grosses-Roches-Les Méchins (B) A 17. I/S(85); CH/S(80)	(M) B et C 18. I/S(85); CH/S(85) 19. I/S(85); CH/S(90) 20. I/S(85); CH/S(85)	(S) D 13. I/S(85); CH/S(80) 14. I/S(85); CH/S(85) 15. I/S(85); CH/S(85) 16. I/S(85); CH/S(80)
Moy (I/S): 48 ; (CH/S): 52	Moy (I/S): 44 ; (CH/S): 56	Moy (I/S): 48 ; (CH/S): 52

* Position stratigraphique approximative

(1) Formation de Rivière Ouelle

divisions selon Vallières (1984) en trois lithozones

(2) Formations de Saint-Léandre et Lepage

divisions selon Liard (1972) sur une base lithologique (5a, 5b, 5c, 5d, e, et f).

(3) Formation d'Anse aux Crapaux

divisions informelles en membres (A, B, C, et D) selon Bernstein et al. (1992).

(B): base; (M): milieu; (S): sommet

Moy: moyenne des pourcentages de l'illite (I), de la Chlorite (CH) et des minéraux interstratifiés I/S et CH/S.

I/S (): interstratifié illite/smectite (pourcentage relatif de l'illite)

CH/S (): interstratifié chlorite/smectite (pourcentage relatif de la chlorite).

détritique, et la dominance de la forme $2M_1$ est en accord avec le métamorphisme de faciès schistes verts (Underwood et al., 1993). Ce genre de conclusion est rapporté par plusieurs auteurs qui ont travaillé sur un matériel semblable. Citons à titre d'exemple, dans les Appalaches du Québec, Schecki (1977), Héroux et al. (1979), Héroux et al. (1980), et Chagnon (1982), et ailleurs, Srodon (1984), Schoonmaker (1990), Chamley et al. (1991) et Underwood et al. (1993). Il est donc fort probable, à cause de l'uniformité de la signature minéralogique, que le métamorphisme de schistes verts a tout masqué.

En parallèle, la distribution latérale de l'interstratifié chlorite/smectite, qui augmente en allant vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins, indique probablement l'effet de la contribution d'une source plus mafique à l'est. Ceci suggère que la chlorite magnésienne, dont la présence est probablement due à l'effet diagénétique par substitution du Mg par le Fe lors du phénomène d'illitisation (Underwood et al., 1993), a été transformée en partie en chlorite ferrifère puisque cette dernière abonde dans les pélites vertes à l'est. La distribution et les faibles teneurs en smectite dans les échantillons étudiés reflètent probablement un apport limité et circonscrit de cendres volcaniques (précurseurs de la smectite authigène dans les shales). La distribution de ces minéraux refléterait alors plus des changements de source que l'intensité d'un processus diagénétique.

Cependant, la distribution latérale des phases intermédiaires des interstratifiés illite/smectite (plus abondant dans la région de Rivière-du-Loup) et chlorite/smectite (plus abondante plus à l'est) témoigne d'un effet du processus diagénétique intense dans la région de Rivière-du-Loup où abondent les pélites rouges. En plus, la présence des polytypes d'illite de forme (1Md), qui concorde avec les données de la cristallinité d'illite et les données de la réflectance extrapolées de Héroux et al. (1980), suggère aussi l'effet du phénomène diagénétique. Ainsi, la chlorite pourrait être un produit d'altération diagénétique qui, lors de l'enfouissement et l'altération diagénétique (Schoonmaker, 1990), se trouve en interstratification avec la smectite en association avec l'illite.

Le facteur important contrôlant l'étendue de la conversion apparaît être la température, bien que d'autres variables, telle que la durée d'enfouissement des shales, peuvent être aussi importantes (Hower et al., 1976). Cependant, la réaction contrôlant cette transformation nécessite une source externe de smectite et de feldspath potassique pour l'évolution des cations. D'autre part, les changements minéralogiques qui ont été suggérés comme éléments primordiaux en association avec la conversion de smectite en illite sont: (1) décomposition des micas (Perry et Hower, 1970), (2) décomposition du feldspath potassique (Perry et Hower, 1970; Weaver et Beck, 1971), (3) moins de kaolinite (Weaver, 1958; Weaver et Beck, 1971), (4) formation de chlorite interstratifiée dans l'interstratifié

illite/smectite (Weaver et Beck, 1971) et (5) formation de quartz (Towe, 1962). Les évidences, qui semblent confirmer cette hypothèse sont: le paramètre Ir qui est supérieur à 1, la quantité de smectite dans l'interstratifié illite/smectite (<15%), la présence du polytype 1Md et le type d'ordre d'interstratifié ISII (annexe 2) qui est aussi rapporté par plusieurs auteurs (i. e., Srodon, 1984 et Reynolds et Moore, 1989). Deux importants indices se dégagent de ces données: la cristallinité d'illite (CI) qui varie entre 3 et 8 mm (annexe 2) et la réflectance de pyrobitume (données extrapolées à partir des données publiées par Héroux et al., 1980) qui varie entre 1.0 et 2.8 (moyenne de réflectance aléatoire $\%R_0$). Ces données de réflectance, qui ont été déterminées à partir des échantillons des dépôts de la marge continentale des Appalaches du Québec au Paléozoïque inférieur, indiquent que nos échantillons se placent dans les trois types de zones diagénétiques (I et IIA, IIB) (annexe 3) définies par Héroux et al. (1980) et qui correspondent respectivement aux phases diagénétiques moyenne à tardive et diagenèse tardive (avec IIA: phase préorogénique et IIB: phase diagénétique synorogénique) (figure 7). En effet, le pourcentage d'illite dans les minéraux argileux à interstratifié illite/smectite est important. Il varie de 85 à 90% avec, généralement, moins de 15% de smectite. En parallèle, le pourcentage de chlorite varie aussi de 85 à 90% et demeure presque constant à l'intérieur de la même zone. Ceci concorde avec les résultats de Héroux et al. (1980)

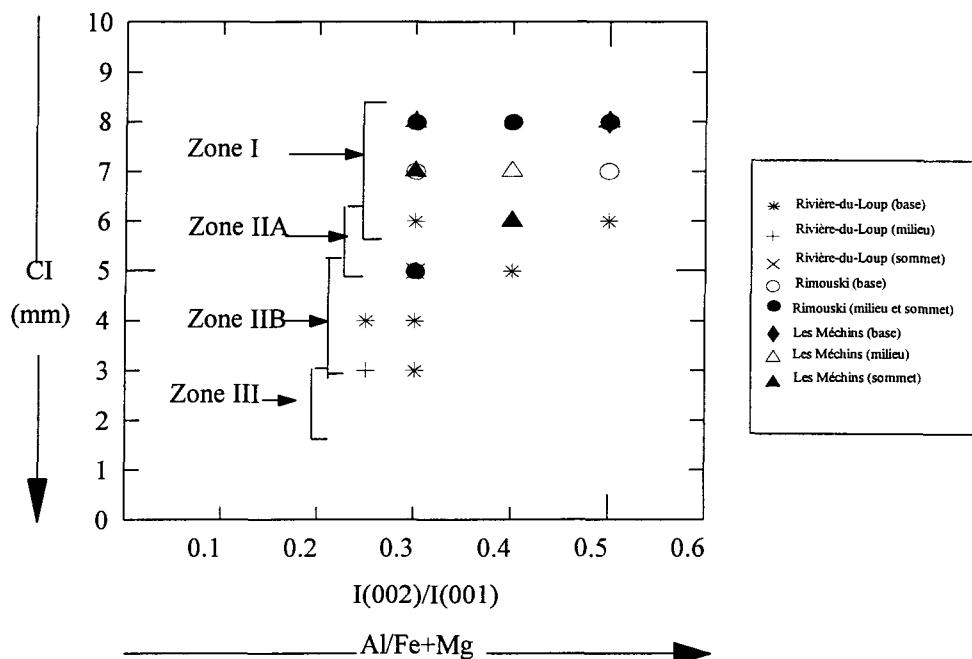


Figure 7. Cristallinité de l'illite versus le taux d'intensité de $I(002)/I(001)$ des pics d'illite (I) pour tous les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle (les échantillons ayant les mêmes valeurs sont superposés).

On remarque que les échantillons de Rivière-du-Loup et ceux de couleurs rouges de Rimouski sont dans les zones II. Les échantillons de la région de Les Méchins dans la zone I surtout.

Zone I: Diagenèse moyenne à tardive; Zone IIA, B: Diagenèse tardive

Zone III: Anchizone

2.6. Conclusion

L'abondance du matériel illitique sous forme d'interstratifié illite/smectite avec l'abondance de polytype 2M₁ et des carbonates surtout à l'est, suggèrent que la minéralogie est clairement d'origine détritique. Les données de la cristallinité d'illite et la présence du polytype 1Md supportent l'importance de la diagenèse qui est plus intense à l'ouest (région de Rivière-du-Loup). Dans certains cas, il ne semble pas aisément de trancher avec les distributions du quartz, feldspath, hématite, et probablement l'interstratifié chlorite/smectite. Toutefois, nous pouvons conclure que la distribution des minéraux argileux peut donc refléter un changement de source ou une intensification de la diagenèse entre les régions est et ouest.

Pour affirmer ou confirmer ces résultats et leurs interprétations, il faut voir ce que nous donne l'évolution géochimique dans un tel portrait de la minéralogie argileuse. Ce sera, donc, le chapitre de la géochimie qui complétera notre étude.

CHAPITRE 3

GÉOCHIMIE DES PÉLITES DE LA FORMATION DE RIVIÈRE OUELLE

3. 1. Introduction

Dans ce chapitre, l'analyse des résultats géochimiques des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle sera faite. Dans une première étape, on a construit une matrice de corrélation, et ce dans le but d'identifier des liens possibles entre les éléments chimiques à partir du degré de leur corrélation et à partir de ces liens, ainsi identifiés, nous allons proposer des phases minéralogiques qui contrôlent la distribution des éléments chimiques. Les résultats de cette procédure seront comparés avec ceux des méthodes de détermination des phases minéralogiques normatives à partir des données géochimiques (méthodes de SEDNORM et PETMOD). On vérifiera aussi la distribution des éléments chimiques présents selon la répartition stratigraphique et géographique des échantillons, afin de vérifier s'il y a des changements verticaux et/ou latéraux, et de l'importance des phénomènes qui régissent ces changements (les résultats seront présentés sous forme de

tableaux et de diagrammes). On examinera également la répartition des éléments chimiques au sein des deux principaux systèmes, le système felsique et le système mafique. Les carbonates, étant relativement abondants, ils ont aussi contrôler une partie de la distribution des éléments. L'indice d'altération chimique (CIA) sera utilisé pour estimer l'influence de l'altération sur la composition de nos échantillons. Enfin, la provenance tectonique des pélites de notre formation sera déterminée aussi géochimiquement grâce au diagramme de discrimination tectonique de Roser et Korsch (1986) et aux données des terres rares (REE). Les résultats complets des analyses géochimiques se trouvent à la fin (annexe 4).

3. 2. Méthodes et analyses

Il y a 32 échantillons qui ont été analysés géochimiquement. Les échantillons ont été, premièrement, lavés et séchés soigneusement. Les techniques analytiques utilisées dans cette étude requièrent un matériel débité en petits morceaux de l'ordre de 1 cm de section au broyeur à plaques de porcelaine (Bico). En effet, certains échantillons, vu leur friabilité, ont déjà subi une sélection préalable sur le terrain (sélection de morceaux non rouillés), tandis que d'autres ont été écrasés tout simplement par le marteau dans un sac en plastique au laboratoire. Cependant, les échantillons durs et de taille grossière ont été sciés en tranches puis débités également en morceaux de 1 cm. Avant l'écrasement, les échantillons ont été examinés pour enlever les traces et les surfaces d'altération. Par la suite, les échantillons ont été réduits en poudre à l'aide d'un pulvérisateur (Shatter box) en

céramique d'aluminium. Toutes ces manipulations ont été faites avec précaution afin de réduire les risques de contamination. Un certain nombre d'analyses pour les éléments majeurs et les éléments traces (Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, V, Zn, Zr, et Y) ont été effectuées par fluorescence-X à l'Université McGill à Montréal par la méthode des pastilles de fusion et des poudres pressées. Le reste des éléments traces (As, Co, Cr, Cs, Hf, Sc, Ta, Th, U, W, Zn), et les REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) ont été analysés par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi en utilisant les méthodes décrites dans Bédard et Barnes (1990). La détermination de la quantité de CO_2 , C, et S a été effectuée avec un appareil *Leco* à l'Université du Québec à Chicoutimi.

Au préalable, la vérification des données géochimiques nous a révélé certains problèmes qui semblent masquer la vraie signification de ces données. En effet, l'effet des carbonates semble assez important, d'une part, sur la distribution des éléments chimiques et d'autre part, sur le calcul du CIA de nos échantillons. En ce qui concerne l'effet sur le calcul du CIA, nous avons effectué une correction plus simple pour tous les échantillons impliquant la soustraction de la quantité de moles de CO_2 de celle de CaO, le reste du calcium (CaO*) serait présent seulement dans les phase silicatées. Il en est de même pour le MgO qui est en grande partie dans les carbonates. Il n'y en a qu'une partie (MgO*) dans les minéraux silicatés (annexe 5). Ces procédures nécessitent d'abord la détermination de la quantité de CO_2 par l'appareil *Leco* pour tous les échantillons à deux reprises. Dans un premier temps, on a utilisé des échantillons non traités par l'acide chlorhydrique (*leco 1* qui

donne la quantité du CO₂ et du carbone organique). Par la suite, des échantillons, traités à l'HCl pendant quelques minutes (0.5 à 5mn) jusqu'à l'arrêt de l'effervescence, sont alors immédiatement lavés et filtrés puis passés au *Leco* (*leco 2* qui donne la quantité du carbone inorganique sous forme de CO₂). Pour déterminer la quantité de carbone, nous avons converti le CO₂ en C. Le CO₂ s'obtient par soustraction des deux valeurs (*leco 1* - *leco 2* = CO₂). Le soufre a été obtenu indépendamment par analyse au *Leco*. La différence entre la somme totale des volatiles (PAF) et le total de C+CO₂+S est prise ici comme équivalente à H₂O⁺.

La fiabilité de l'ensemble des données géochimiques est contrôlée par l'utilisation de standards. Le standard utilisé est le shale noir SH-19 dont les données obtenues dans cette étude sont, presque en général, conformes à celles publiés dans Bédard et Barnes (1990).

3. 3. Détermination du nombre de populations

Selon l'hypothèse de ce travail, on s'attendait à avoir au moins deux populations de compositions chimiques différentes du point de vue stratigraphique. Il était possible aussi d'envisager des changements latéraux. Pour tester ces deux hypothèses, on dispose donc de deux méthodes, le test statistique et l'analyse des données géochimiques.

3. 3. 1. Méthode statistique

Afin de vérifier si les données pouvaient se grouper en une ou plusieurs populations, on a employé une méthode statistique: l'analyse de variance (Davis, 1973). Cette méthode se base sur le test de Hartley (test-F maximum). Dans le cas présent, l'ensemble a été divisé en trois groupements qui représentent les trois régions d'échantillonnage. Un autre test a aussi été fait sur la base de groupements selon trois niveaux stratigraphiques. Ces tests examinent l'hypothèse H_0 supposant qu'il n'y a pas de différences entre les différents groupements (une seule population) versus H_a supposant le cas inverse (plusieurs populations selon les trois régions et/ou les trois niveaux stratigraphiques). Ces tests ont été réalisés sur tous les éléments majeurs, traces et REE. Les résultats obtenus par cette méthode statistique sont présentés dans l'annexe 6. Les coefficients de signification utilisés sont de 99% (jugé le plus significatif en géologie par Reeves et Brooks, 1978) et de 95%. L'analyse de variance se base sur une équation algébrique simple: [variance totale d'un système ou TSS] = [variance à l'intérieur des groupes ou WGSS] + [variance entre les groupes ou BGSS]. Les trois éléments de l'équation se calculent de la façon suivante:

$$BGSS = (\sum G_1)^2 / n_1 + (\sum G_2)^2 / n_2 + (\sum G_3)^2 / n_3 \dots + (\sum G_k)^2 / n_k - (\sum X)^2 / \sum n_k;$$

TSS = $(\sum X^2) - (\sum X)^2 / n$; où n est le nombre total de mesures, X la valeur de chaque élément dans un groupe donné, et G_k les différents groupes utilisés (3 groupes dans notre

cas selon les trois niveaux stratigraphiques (base, milieu, et sommet) et selon les trois régions d'échantillonnage (Rivière-du-Loup, Rimouski et Les Méchins);

$WGSS = TSS - BGSS$; $BGSS / v_1$ et $WGSS / v_2$ représentent respectivement le traitement de la moyenne des carrés et l'erreur de la moyenne des carrés avec $v_1 = k-1$, et $v_2 = \sum (n_k - k)$.

F (test F) = $BGSS/v_1 / WGSS/v_2$. Le test F s'écrit de la façon suivante: $F(0.01; v_1, v_2)$ et $F(0.05, v_1, v_2)$ avec 0.01 et 0.05 représentant les coefficients de signification pour accepter l'hypothèse.

Selon le test statistique, seulement deux éléments (Y et La) suggèrent une différence sur une base stratigraphique et ceci seulement à un coefficient de signification de 95%. Dans ce cas, l'hypothèse H_0 est acceptée (une seule population) et que les trois groupes sur une base stratigraphique ont la même moyenne (variances semblables). Cependant, sur une base géographique, il y a quelques éléments (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ba, Ga, Th, et Zn) dont leur valeur du test F est supérieure à la valeur critique 5.49 du coefficient de signification de 99%, et d'autres ont des valeurs qui sont supérieures ou égales à la valeur critique 3.33 à 95% (TiO_2 , CaO , K_2O , CO_2 , Nb, Rb, Sr, Ta, Y, La, Ce, Tb, Yb). Donc, l'hypothèse H_0 est rejetée dans ce dernier cas (sur une base géographique). Ceci suggère, donc, qu'il n'y pas de populations différentes sur une base stratigraphique et peut-être deux ou plusieurs populations différentes sur une base géographique (changements latéraux). Pour vérifier ces hypothèses, on dispose de deux méthodes, soit de raffiner le test statistique soit de faire des diagrammes de Harker.

3. 3. 2. Diagrammes de Harker

On a utilisé des diagrammes de Harker pour vérifier les distributions relatives des éléments et ainsi documenter, d'une part, d'une autre façon la présence ou l'absence de plus d'une population (Feng et Kerrich, 1990), et d'autre part, les tendances à l'enrichissement ou à l'appauvrissement. Dans ce type de diagrammes de variation binaires, le SiO_2 est communément choisi comme paramètre de variation pour plusieurs séries de roches ignées et pour des séries de roches sédimentaires ayant un contenu de quartz variable, car il est le constituant majeur des roches et montre une plus grande variabilité que les autres oxydes. Cependant, le fait que le SiO_2 est l'oxyde le plus abondant, il présente un certain nombre de problèmes comme les fausses corrélations, la réduction de l'éparpillement des valeurs avec l'augmentation de la SiO_2 (Rollinson, 1993). D'après ces diagrammes de Harker (figure 8), on a une population principale qui montre une distribution d'éléments uniforme, sans aucune particularité, et une population secondaire qui ne comprend que quatre échantillons qui se démarquent systématiquement des autres échantillons sur les diagrammes de Harker en fonction de SiO_2 (figure 8). Toutefois, ceux en fonction de Al_2O_3 (figure 9) et TiO_2 (figure 10), qui sont des éléments immobiles, ne montrent pas cette distinction possible en deux populations. Les échantillons anomaliq... sont ceux qui ont les teneurs les plus élevées en carbonates (calcite et/ou dolomite). Cependant, ces derniers ne se trouvent pas dans une même région. En effet, les deux échantillons (13 et 20) se trouvent dans la région

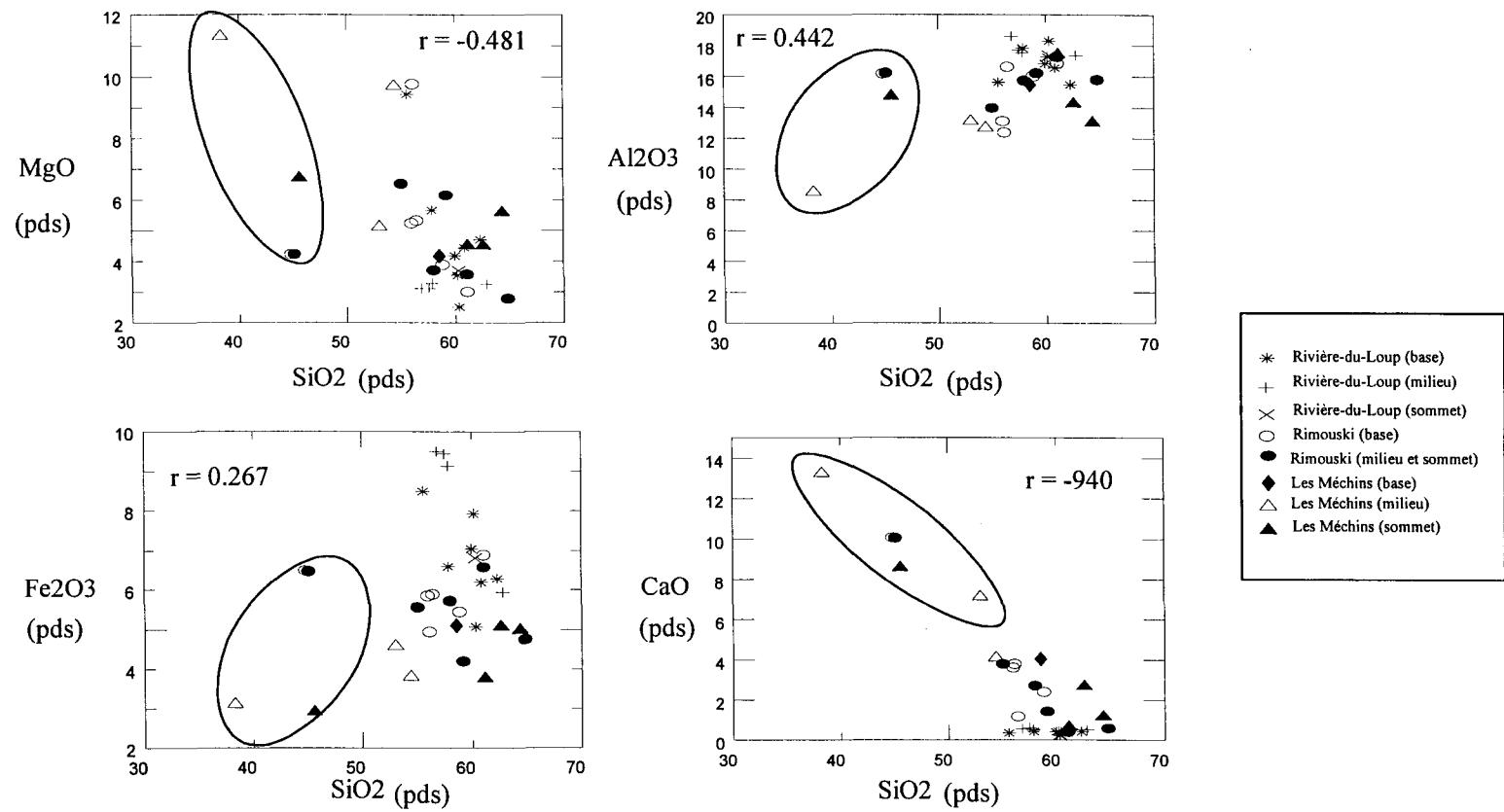


Figure 8. Diagrammes de Harker de MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃ et CaO versus SiO₂ des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.

Les quatre échantillons (13, 20, 24 et 29) qui se démarquent toujours du reste des 32 échantillons sont encerclés. Les mêmes symboles seront utilisés pour tous les diagrammes qui suivent. (pds) = pourcentage poids.

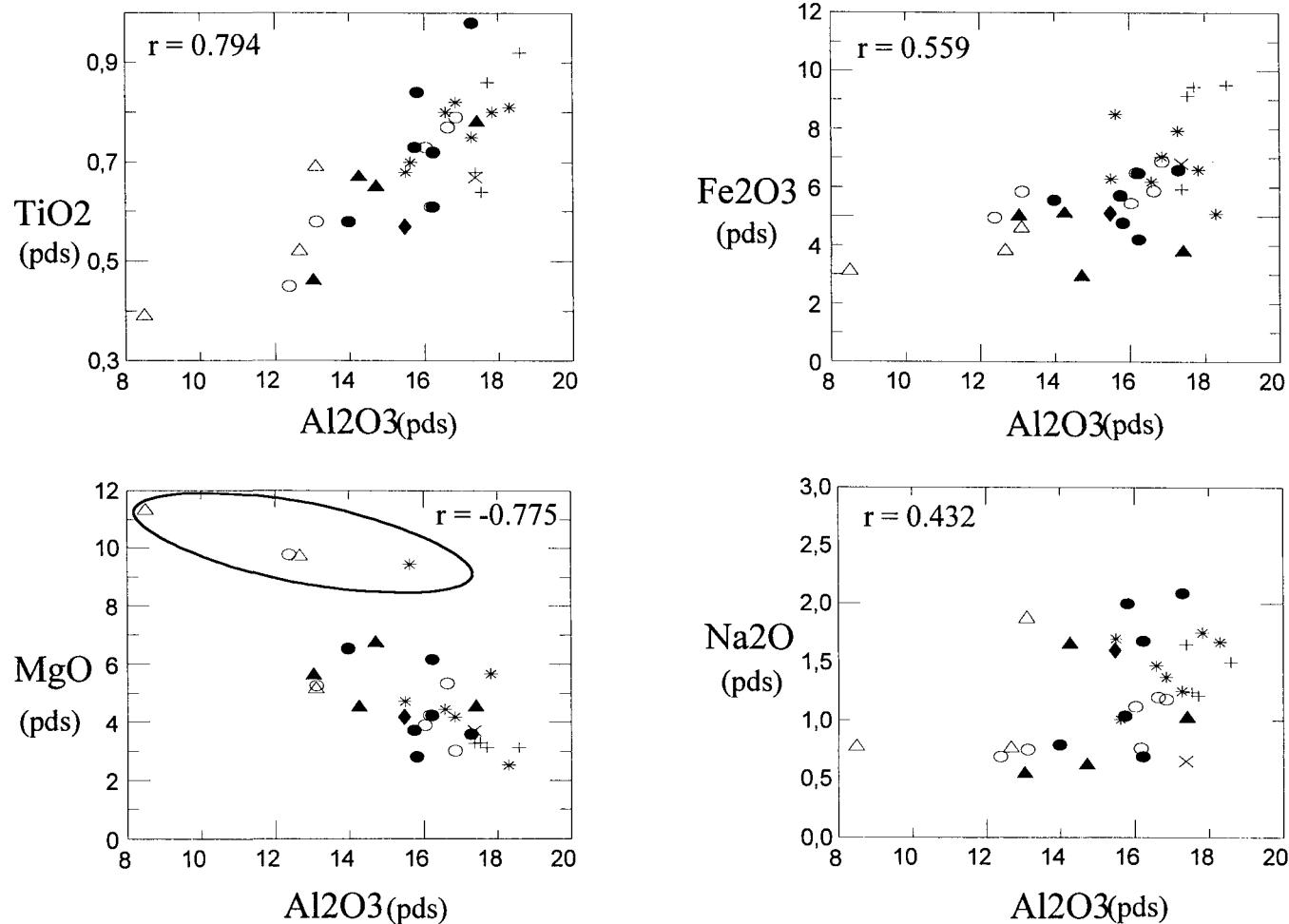


Figure 9. Diagrammes binaires de TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 et Na_2O versus Al_2O_3 des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. On remarque que les distributions de ces éléments, sauf celle de Mg, sont uniformes (une population). Les quatre échantillons encerclés (7, 19, 20, et 23) semblent plus riches en dolomite.

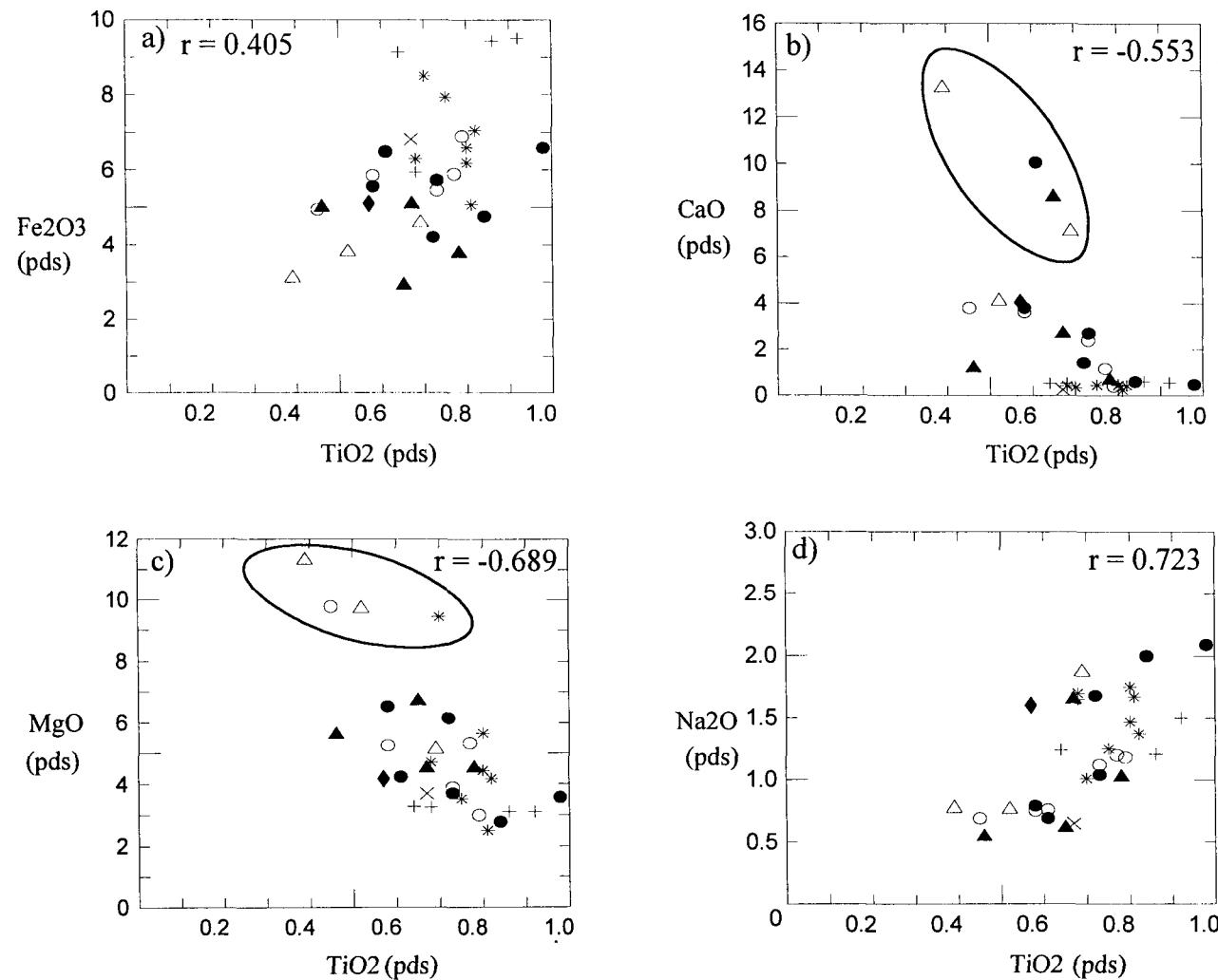


Figure 10. Diagrammes binaires de Fe_2O_3 , MgO , CaO et Na_2O versus TiO_2 des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. On remarque que les distributions de ces éléments, sauf celles de MgO et CaO , sont uniformes (une population). Les quatre échantillons qui se démarquent des autres (encerclés) sont les échantillons les plus riches en carbonates.

b) 13, 20, 24 et 29 et c) 7, 9, 20, et 23

de Grosses-Roches-Les Méchins, tandis que les deux autres (24 et 29) dans la région de Rimouski. Ceci confirme qu'il existe possiblement des variations latérales des éléments (liés aux carbonates) comme déjà indiquées par le test statistique.

On a remarqué que l'abondance de certains éléments dans nos échantillons diminue avec l'augmentation de la silice (une régression négative), d'où certains diagrammes de type Harker montrant une baisse du contenu en oxydes de certains éléments (i. e., CaO, MgO) avec l'augmentation de SiO₂. Cet effet de la silice est probablement dû à la prédominance de SiO₂ dans nos roches, qui peut-être lié au broyage de grains grossiers de quartz avec les grains fins.

Les nombres de Niggli s'opposent à cet effet imposé par les variations du contenu en quartz (SiO₂), le facteur prédominant dans les sédiments silicoclastiques (van de Kamp et al, 1995). On a donc transformé les données géochimiques des éléments majeurs sous forme de valeurs de Niggli (1954) (annexe 7). Sur les diagrammes des valeurs de Niggli (1954), mg, al, ti et c (figure 11) en fonction de si (de Niggli), la distribution de ces éléments (à l'exception du c de Niggli) ne montre pas la présence de deux populations distinctes (pas de démarquage significatif des échantillons observé dans les diagrammes de Harker en fonction de la silice).

Les deux méthodes suggèrent qu'il est possible que plus d'une population existe dans nos échantillons. Toutefois, il est très difficile de les distinguer. Les variations sont plus importantes sur une base géographique que stratigraphique. De plus, certains éléments

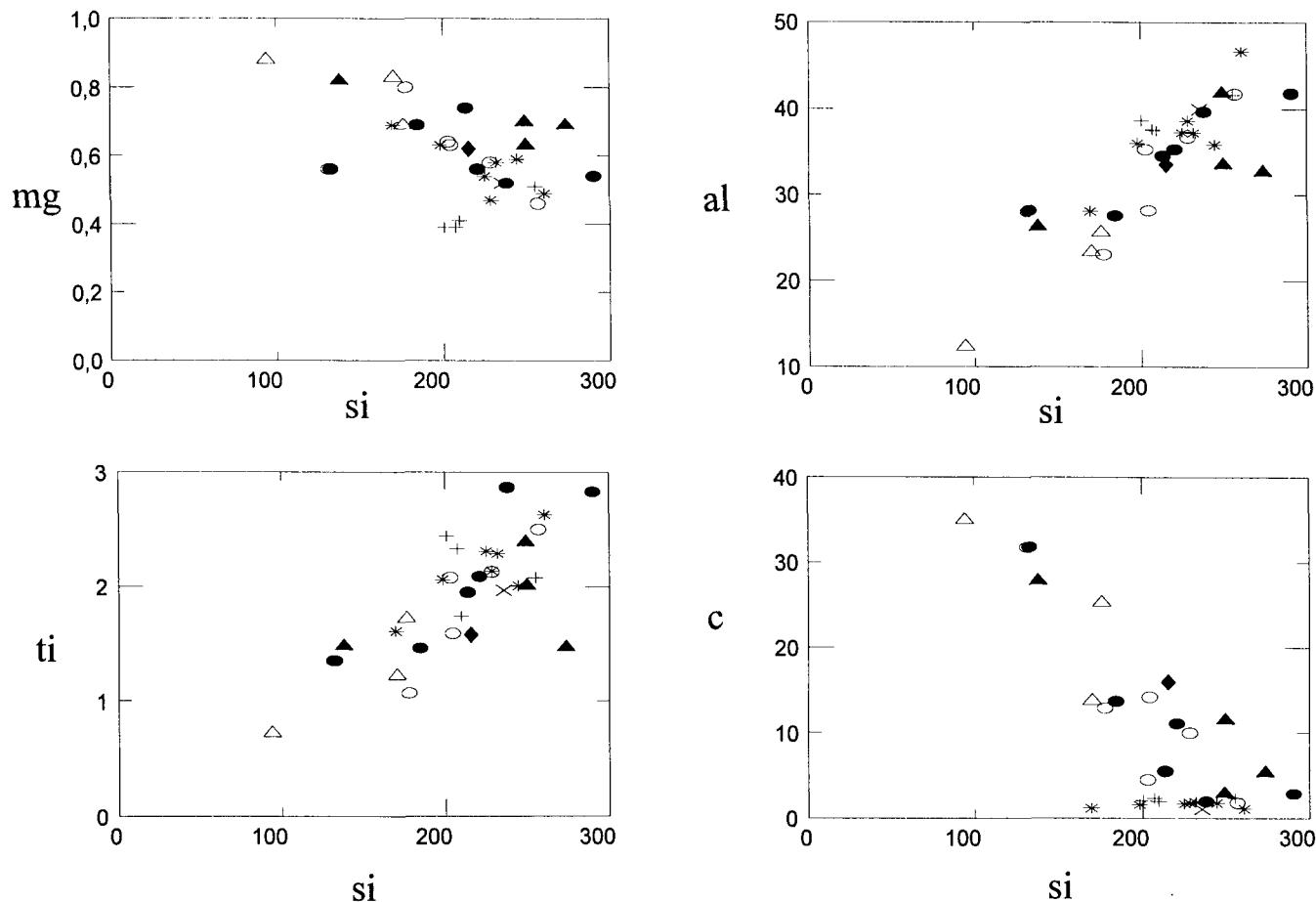


Figure 11. Diagrammes de distribution de mg, al, ti, et c de Niggli versus si de Niggli des pélites de la Formation de Rivière Ouelle montrant une répartition des échantillons presque uniforme en une seule population.

semblent montrer des changements latéraux plus significatifs que d'autres (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Ba , Ga , CO_2 , CO_3 , Zn , Th).

En conclusion, bien que les échantillons situés dans les régions est (Les Méchins et Rimouski) semblent enrichis en carbonates et ceux à l'ouest (Rivière-du-Loup) enrichis en Al et Fe, les variations ne sont ni assez importantes ni surtout assez significatives pour justifier l'hypothèse de deux populations distinctes pour nos échantillons.

3. 4. Corrélations

Vu que la distribution principale des éléments est relativement uniforme, nous avons donc établi une seule matrice de corrélation.

3. 4. 1. Liste des corrélations

Sachant que nos échantillons sont de nature pélitique, nous pouvons former des groupes d'abondance des principaux éléments chimiques, qui semblent lier à des minéraux particuliers des pérites, tout en tenant compte de certaines considérations comme les corrélations chimiques de ces éléments qui ont tendance à se trouver ensemble ou qui partagent leur distribution dans des minéraux spécifiques selon les principaux systèmes (felsique, mafique et ultramafique). L'examen de la matrice de corrélation (annexe 8) a permis les regroupements des éléments chimiques attribués à des minéraux spécifiques aux pérites.

À partir de la liste des corrélations (tableau 5), on a établi six principaux groupements (tableau 6). Les sulfures semblent influencer l'abondance de certains

Tableau 5. Liste des corrélations possibles de tous les éléments chimiques

ELEMENT	$H_o = 0.001$ $r = 0.554$	$H_o = 0.01$ $r = 0.449$
REE	REE, Zr, Y, Nb, Hf, P2O5, TiO2	
Zr	REE, Y, Nb, Hf, Ba, P2O5, K2O, Na2O, CaO, TiO2	Ta, Ga, K2O, Na2O
Zn	Fe2O3, Al2O3, TiO2	Y, V,
Y	REE, Zr, Nb, Hf, Ba, P2O5, Na2O, TiO2	Zn, W, Ga, K2O, Al2O3
W		Y, Nd, Sm
V	Pb, Ni	W, Ga, Al2O3
U	V, Pb, Ni, Co, As, S	Ta,
Th	Ta, Rb, Ga, K2O, Al2O3	Ce, Pb, Ni,
Ta	Nd, Yb, Lu, Th, Hf, Na2O, TiO2	La, Ce, Sm, Eu, Tb, Zr, U
Sr	CaO	C, CO2,
Sc	Th, Rb, Ga, K2O, Al2O3	Ba, Ce
Rb	Th, Ba, K2O, Al2O3	Pb, Ga
Pb	V, U, Ni, Co, As, S, Na2O,	Th, Pb, Cu
Ni	V, U, Pb, Co, As, Al2O3	Th, Fe2O3
Nb	REE, Zr, Th, Ta, Y, Hf, Ga, Ba, P2O5, K2O, Na2O, Al2O3, TiO2	SiO2
Hf	REE, Zr, Y, Ta, Nb, P2O5, K2O, Na2O, TiO2	Ba
Ga	Ce, Th, Nb, K2O, Fe2O3, Al2O3, TiO2	Lu, Yb, La, Zr, Y, V, Ta, Rb, Ba, Ta
Cu		Pb, As, S
Co	Th, Pb, Ni	
Ba	Lu, Eu, Zr, Y, Rb, Nb, K2O, TiO2	Yb, Tb, Nd, Ce, Hf, Ga, Al2O3, SiO2
As	U, Pb, Ni, Co, S	Cu
C	CO2, PAF, CaO	Sr, MgO
CO2	C, PAF, CaO	Sr, MgO
S	U, Pb, As	Cu
PAF	C, CO2, CaO	MgO
P2O5	REE, Zr, Y, Nb, Hf, Na2O, TiO2	SiO2
K2O	Lu, Yb, Nd, Ce, Zr, Th, Rb, Pb, Nb, Hf, Ga, Ba, Al2O3, TiO2	Tb, Eu, Sm, La, Y, Na2O, SiO2
Na2O	Lu, Yb, Tb, Sm, Nd, La, Zr, Ta, Nb, Hf, P2O5, TiO2, SiO2	Eu, Ce, K2O
CaO	Sr, C, CO2, PAF	
MgO		C, CO2, PAF
Fe2O3	Zn, Al2O3	Ni
Al2O3	Ce, La, Zn, Th, Rb, Ni, Nb, Ga, K2O, Fe2O3	Lu, Yb, Eu, Sm, Nd, Y, V, Ba
TiO2	REE, Zr, Zn, Ta, Nb, Hf, Ga, Ba, P2O5, K2O, Na2O, Al2O3	
SiO2	Na2O	Nb, Ba, P2O5, K2O, TiO2

Tableau 6. Liste des minéraux possibles déterminés à partir de la liste de corrélation.

MINÉRAL	TRÈS FORTE CORRÉLATION	FORTE CORRÉLATION
apatite, zircon, et titanite	REE, Zr, Y, Nb, HfP2O5, TiO2	
spinelle (série magnétite)	Zn, Fe2O3, Al2O3, TiO2	U, V, Ni, Al2O3
carbonates	Sr, C, CO2, PAF	CaO, MgO
sulfures	Pb, Co, As, S	Cu, Ni
(Feldspath K) "illite"	Th, Sc, Rb, Ga, Al2O3, K2O	Ba, Pb
"argile"		REE, Ta, Ni, Ba, Al2O3
"illite"	K2O, Ba, Al2O3, TiO2, Rb	Na2O, SiO2
smectite (albite)	Na2O, P2O5, TiO2, SiO2	K2O, (Al2O3)
FAIBLE CORRÉLATION		
chlorite	H2O, SiO2, Fe2O3, MgO, CaO, Cr, Cs	

éléments comme Pb, Co, As, S, Cu, et Ni. Les carbonates (calcite et dolomite) semblent influencer la distribution de Sr, C, CO₂, PAF, et une grande partie de CaO et MgO. Les oxydes (apatite, zircon et titanite) semblent contrôler Zr, Y, Nb, Ta, Hf, et une partie des REE, P₂O₅, et TiO₂. Le groupe des éléments Zn, V, et une partie de Ni, Fe₂O₃, Al₂O₃, et TiO₂ semble, probablement, influencer par la présence d'un minéral de la série de la magnétite (spinelle). Les silicates semblent contrôler les éléments répartis dans plusieurs minéraux phyllosilicatés. Selon les deux grands systèmes traditionnels, il apparaît d'une façon générale que les éléments caractéristiques du système felsique (SiO₂, Al₂O₃, K₂O et Na₂O) sont particulièrement abondants (figure 12) et attribués aux minéraux appropriés, tels que le quartz, les feldspaths potassiques et sodiques, et aux argiles qui en dérivent, telles que l'illite (et les micas incolores). Les éléments des systèmes mafique et ultramafique (P₂O₅, TiO₂ et Ba, Ta, Ni, Fe₂O₃ et Mn) attribués aux olivines, amphiboles, biotite (micas colorés), et aux minéraux phyllosilicatés qui en dérivent, tels que la smectite et la chlorite, sont très peu présents.

Nous avons utilisé deux programmes de calcul de minéraux normatifs (PETMOD et SEDNORM), afin de vérifier les regroupements minéralogiques déterminés par la méthode de corrélation des éléments chimiques et de vérifier aussi la distribution des minéraux verticalement et latéralement dans la Formation de Rivière Ouelle. PETMOD est un programme non publié, écrit par K. P. Helmod suite à une modification des programmes développés par Garrels et MacKenzie (1971) et Fenton (1987). SEDNORM est un

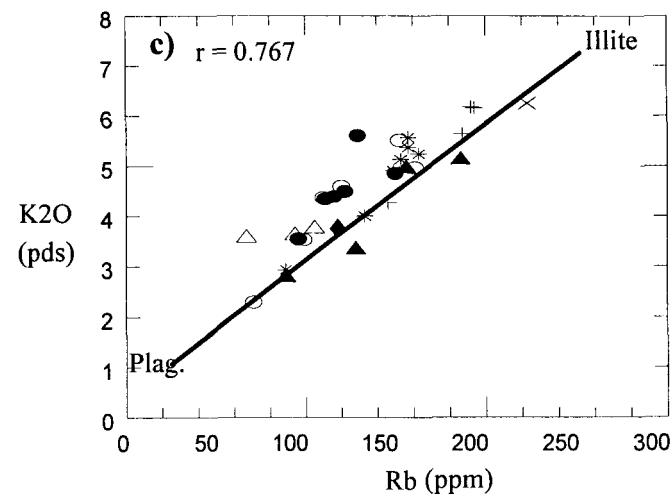
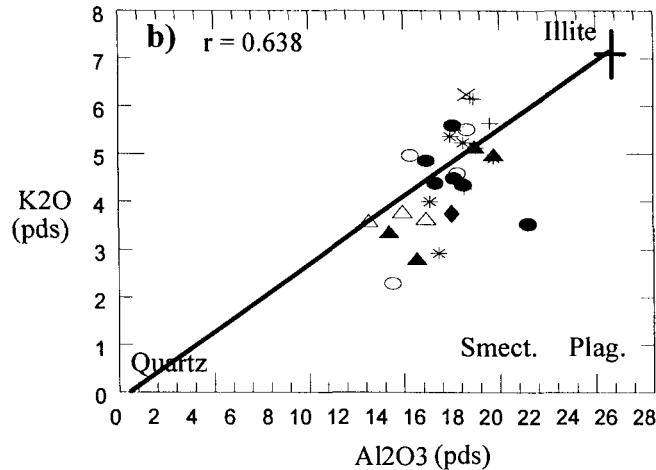
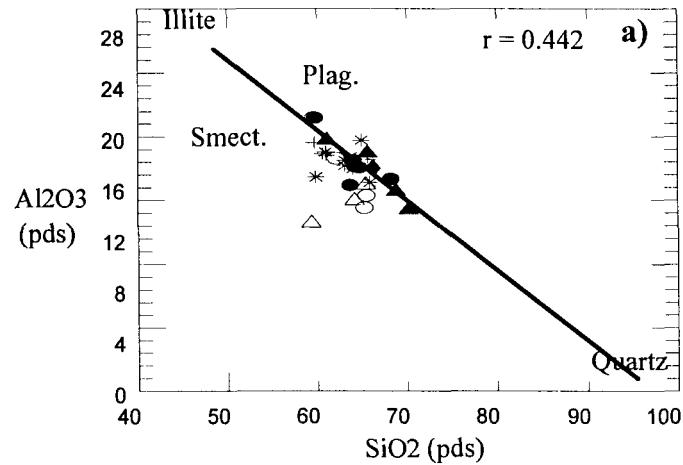


Figure 12. Diagrammes de distribution des éléments du système felsique des pérites la Formation de Rivière Ouelle. Symboles: Quartz, Smect., Illite et Plag. représentent la composition chimique moyenne du quartz, de la smectite, de l'illite et des plagioclases respectivement. Les ligne pleines représentent une distribution idéale des échantillons entre deux pôles. Valeurs des minéraux d'après Deer et al. (1982)

a) $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$, b) $\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$, c) $\text{K}_2\text{O} / \text{Rb}$.

programme similaire, utilisé par Cohen et Colin (1991). Les deux méthodes de calcul se basent sur les pourcentages des oxydes des éléments majeurs en utilisant une minéralogie théorique simplifiée.

Les résultats de ces deux programmes sont présentés dans l'annexe 9. Ils confirment la présence, au moins, d'une nette différence de composition entre les échantillons de la région de Les Méchins (riches en carbonates) par rapport à ceux de Rivière-du-Loup (riches en Al et Fe). La région de Rimouski occupe une position intermédiaire (tableau 7).

	Rivière-du-Loup			Rimouski		Grosses-Roches-Les Méchins		
	Base	Milieu	Sommet	Base	Milieu et Sommet	Base	Milieu	Sommet
SiO ₂	33	33	34	49	51	36	29	35
Moy.		59			57			55
Al ₂ O ₃	32	34	33	49	51	37	27	36
Moy.		37			33			29
Fe ₂ O ₃	31	38	31	52	48	39	29	32
Moy.		43			33			24
Na ₂ O	42	40	19	41	59	43	31	26
Moy.		38			32			30
MgO	42	27	31	54	46	23	48	29
Moy.		27			31			42
CaO	33	46	21	53	47	26	53	21
Moy.		5			38			57

Figure 7. Variations en pourcentage moyen de certains éléments majeurs sur des bases stratigraphique et géographique de tous les échantillons des régions étudiées.

Moy. = moyenne de chaque élément pour chaque région (en caractère gras) qui représente la variation latérale

3. 4. 2. Les sulfures

Le S forme un groupe avec As, Pb, et Co (très fortes corrélations) Ni, Cu (fortes corrélations) ce qui suggère qu'ils se trouvent ensemble dans des minéraux de sulfures (tableau 5). Les corrélations du nickel avec trois groupements semblent suggérer qu'il se répartit dans trois minéraux différents, dont les sulfures ici (fortes corrélations avec Co (0.686) et Pb (0.713) (figure 13).

3. 4. 3. Les carbonates

Les très fortes et fortes corrélations entre le CO_2 , et le CaO, MgO, Sr, de même qu'avec le C et PAF (pertes au feu) supportent le fait que tous ces éléments se trouvent dans des carbonates. La distribution de ces éléments n'est toutefois pas homogène dans la formation. En effet, les échantillons les plus riches en Ca et Sr se trouvent surtout dans la région de Les Méchins (tableau 7). De façon générale, les échantillons, qui montrent des corrélations significativement positives entre CaO et Sr (0.649) et entre CaO et CO_2 (0.957) (figure 14) sont considérés riches en carbonates et forment donc une population du système des carbonates. Les échantillons riches en Mg montrent des corrélations positivement significatives entre MgO et CO_2 (0.465). Toutefois, il y a aussi une faible corrélation entre le Mg et d'autres éléments, ce qui suggère une double répartition de cet élément.

3. 4. 4. Les oxydes

Dans nos échantillons, les REE se corrèlent entre eux et avec Zr, Hf, Nb, Y, P_2O_5 , et TiO_2 (tableau 5). Donc, la distribution des REE semble être influencée, en grande

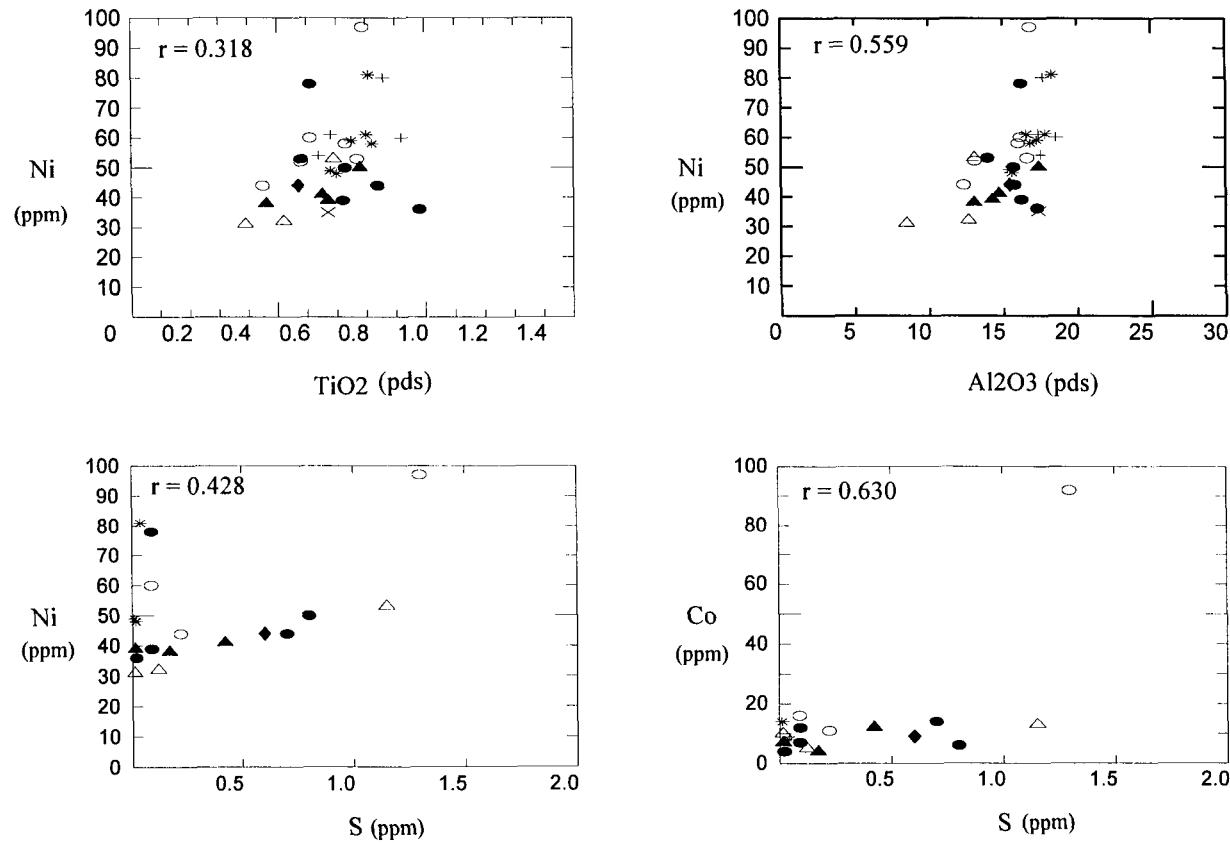


Figure 13. Distributions de Ni versus Al₂O₃ et Ni versus TiO₂ (les argiles); Ni et Co versus S (les sulfures) des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.

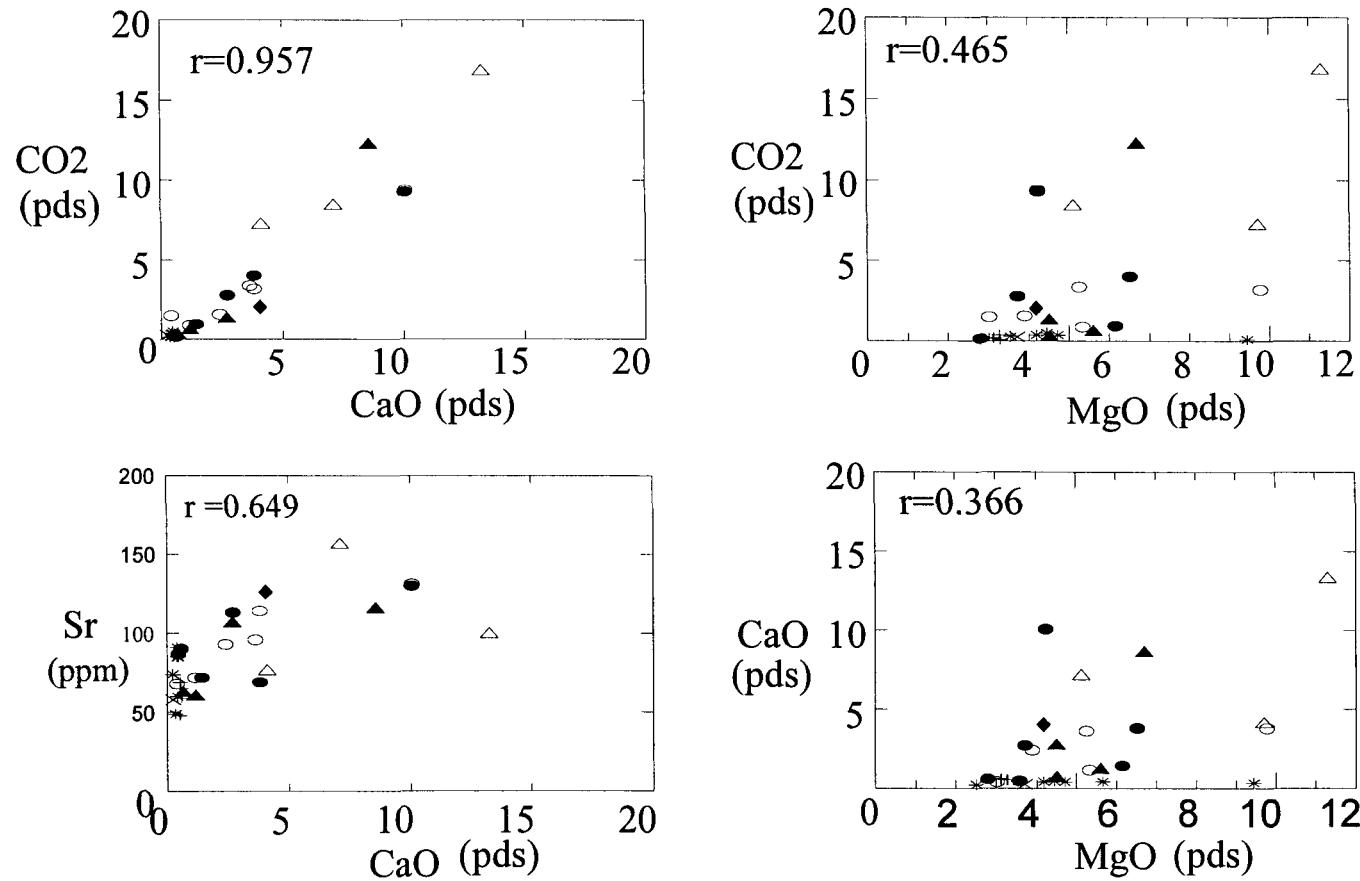


Figure 14. Diagrammes de distribution des éléments du système des carbonates des pélites de La Formation de Rivière Ouelle. Les très fortes corrélations entre le CaO et le Sr versus le CO_2 suggèrent que ces éléments se trouvent principalement dans des carbonates. La forte corrélation entre le MgO versus le CO_2 suggère que cet élément est principalement, mais pas exclusivement, présent sous forme de carbonate comme le suggère la faible corrélation entre le CaO et le MgO .

partie, par des minéraux lourds. Ces minéraux seraient le zircon, l'apatite et un minéral porteur de TiO₂, comme la titanite (tableau 6). Ainsi, les corrélations fortement positives entre Zr et les REE, Y, (figure 15) et Hf (0.978), s'expliquent par leur présence commune dans le zircon. Les fortes corrélations entre le P₂O₅ et les REE et Y (annexe 8) s'expliquent par la présence d'apatite. Il en est de même pour les corrélations entre le TiO₂ et les REE, Zn, et Y qui suggèrent la présence d'un minéral titanifère. Ces minéraux, notamment le zircon, peuvent avoir un effet significatif sur les patrons de REE (Cullers et al., 1975; Cullers et al., 1979; Gromet et al., 1984; Cullers et al., 1987 et Rollinson, 1993); les valeurs moyennes des shales tendent à minimiser ces variations locales (Taylor et McLennan, 1985).

Ces éléments sont incompatibles dans plusieurs processus ignés. Ils tendent donc à s'enrichir dans les roches felsiques relativement aux roches mafiques (Feng et Kerrich, 1990). On peut donc, à la rigueur les placer avec les autres minéraux du système felsique. Selon Taylor et McLennan (1985) et Bhatia et Crook (1986), Zr, Nb, Hf, Y et Th sont généralement résistants aux changements durant les processus de météorisation et d'altération, ce qui constitue donc un contrôle potentiel de la provenance. Leur étude sera donc poursuivie plus loin.

3. 4. 5. Les spinelles

La présence d'une spinelle ferrifère ou de magnétite expliquerait le mieux les très fortes corrélations entre Zn, Al₂O₃, Fe₂O₃ et TiO₂ et les fortes corrélations entre V et Ni (tableaux 5 et 6).

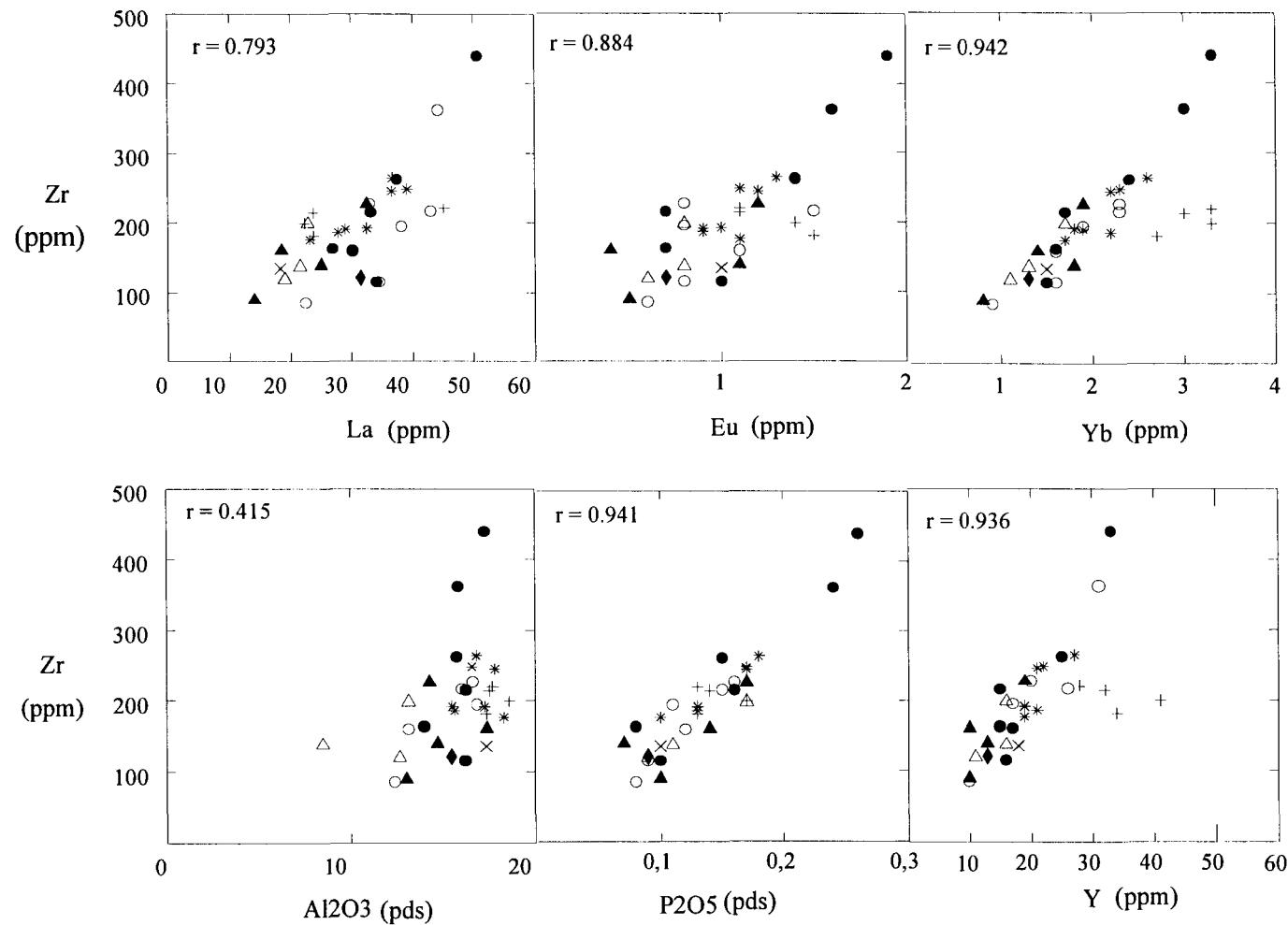


Figure 15. Diagrammes de distribution des éléments des terres rares des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. La, Eu, Yb, Al₂O₃, P₂O₅, et Y versus Zr montrant des corrélations positives. Ceci suggère que des minéraux lourds particuliers, comme le zircon, contrôlent la distribution des éléments des Terres Rares et incompatibles. La faible corrélation du Zr versus Al₂O₃ suggère que seule une faible partie pourrait être adsorbée dans les argiles.

3. 4. 6. Les minéraux du système felsique

Des corrélations fortes entre Al_2O_3 et les REE, de même qu'avec Th ($r = 0.814$) et Ta ($r = 0.522$), Ni et Ba suggèrent que ces éléments résident en partie dans les aluminosilicates. Dans le cas présent, ces minéraux seraient de préférence des minéraux argileux. Les REE sont considérés parmi les éléments traces les moins solubles et sont relativement immobiles durant le métamorphisme à gradient inférieur, la météorisation et l'altération hydrothermale, bien que la présence du quartz et des carbonates ait un effet de dilution sur les concentrations des REE. L'étude de la distribution de ces éléments sera donc poursuivie plus loin. Ce groupe d'éléments montre des fortes corrélations positives avec le K_2O , ce qui suggère aussi qu'ils sont présents dans les argiles porteuses de cet élément, comme l'illite par exemple, bien qu'il pourrait aussi se retrouver dans des feldspaths potassiques (lequel peut facilement se transformer sous l'effet de l'altération en illite ou être un minéral authigène formé lors de la diagenèse).

Les corrélations positives K_2O -Rb, K_2O -Ba et Rb- Al_2O_3 (figure 16), suggèrent aussi que ces éléments se trouvent dans l'illite qui est le principal minéral argileux porteur du K et donc le contrôle principal de l'abondance de ces éléments traces. Ce groupe d'éléments, qui dérivent d'une source riche en feldspath potassique et en micas, représente donc la signature du système felsique potassique (McLennan et al., 1983a).

Les très fortes et fortes corrélations entre le Na_2O et le P_2O_5 , TiO_2 , SiO_2 et K_2O de même que sa faible corrélation avec Al_2O_3 (annexe 8) sont plus difficiles à expliquer.

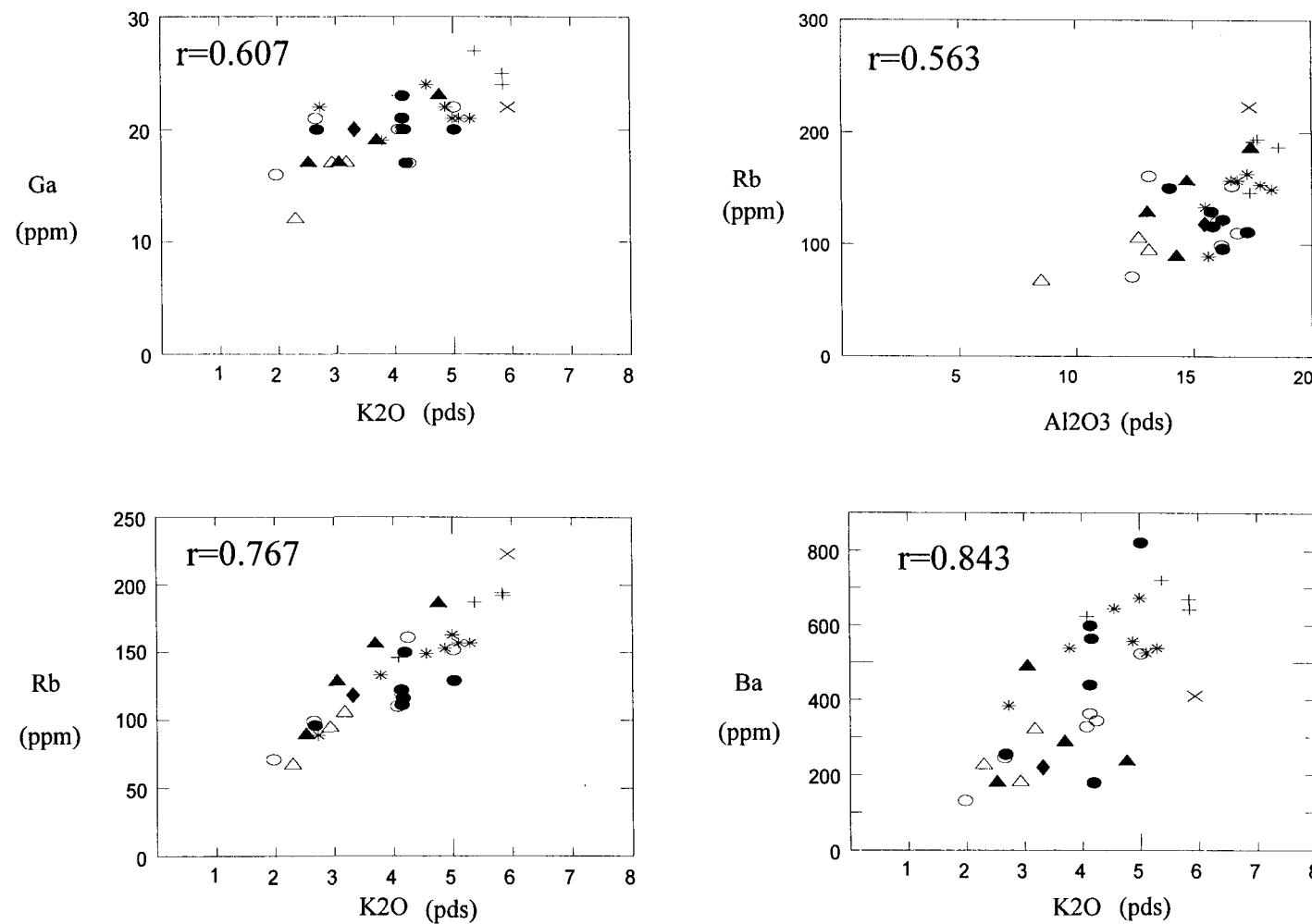


Figure 16. Diagrammes de variations des éléments traces Ga, Rb et Ba versus K₂O; Rb versus Al₂O₃ des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.

Des corrélations positives entre Ga, Rb et Ba avec K₂O indiquent que ces éléments traces sont contrôlés par l'illite.

Ils pourraient refléter la présence d'un autre minéral argileux, comme la smectite, ou d'un autre feldspath, comme l'albite.

Au cours de l'altération, le nickel est aisément mobilisé, mais coprécipite avec les oxydes de fer (bonne corrélation entre Ni et Fe). Short (1961), par ses analyses de différents profils d'altération, a montré que ce sont les fractions argileuses qui sont les plus riches en nickel. Ceci est confirmé par des corrélations fortes entre Ni et Al (0.559) qui sont à leur tour en forte corrélation avec le K₂O et le TiO₂ dans l'illite, et l'absence de la bonne corrélation traditionnelle entre Ni et MgO des minéraux ferromagnésiens (annexe 8).

3. 4. 7. Les minéraux du système mafique

Il y a peu d'évidence de minéraux du système mafique dans les roches de la Formation de Rivière Ouelle. En effet, il n'y a qu'une faible corrélation entre les éléments comme H₂O, SiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO, Cr, et Cs (annexe 8) qui pourraient suggérer la présence d'un minéral comme la chlorite. Il est à noter que pris séparément ces éléments montrent déjà des corrélations plus importantes avec d'autres éléments et donc leur présence au sein d'autres minéraux possiblement plus importants que la chlorite dans ces roches. Ainsi bien que le Fe₂O₃ et l'Al₂O₃ puissent se retrouver dans le spinelle et que le MgO se trouve de préférence dans la dolomite, ceux-ci pourraient aussi résider dans la chlorite du système mafique, dérivée probablement d'un ensemble de minéraux comme l'olivine, le pyroxène, l'amphibole et les micas colorés.

En général, la teneur en chrome augmente avec la diminution de la taille des grains et est fixée par les argiles (Hirst, 1962). La fixation du chrome par les argiles se fait préférentiellement par les illites (Fröhlich, 1960). Cependant, d'une part, les corrélations du Cr avec Al (0.189) et Fe (0.184) sont très faibles et avec le K (-0.106) la corrélation est négative. D'autre part, les corrélations relativement bonnes du Cr sont avec H_2O^+ (0.302) et le Cs (0.358), laissent suggérer que l'abondance de cet élément semble plutôt contrôler par la chlorite.

Si l'augmentation du Co (moyenne de 13.8 ppm), Cr (76.7 ppm), et Ni (53 ppm) dans notre formation est due exclusivement à la présence du matériel détritique mafique ou ultramafique, des concentrations élevées de Mg devraient être accompagnées par l'augmentation des concentrations du Co, Cr et Ni, ce qui n'est pas le cas (figure 17). Toutefois, une bonne partie des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle montrent plutôt des corrélations positives entre Cr, Ni et al-alk (figure 18). Ceci suggère plutôt que les minéraux argileux ont adsorbé en partie le Co, le Cr et le Ni. Généralement, les métaux lourds, Ni, Co, Cr, Mn et Fe, peuvent se concentrer dans la chlorite. Cependant, le fer est de loin le plus important (Reynolds et Moore, 1989). Le grand écart entre les deux systèmes (mafique et felsique) est, donc, mesuré par l'abondance du Cr, du Co et du Ni. Le système felsique reflète une contribution majoritaire de roches sources intrinsèquement pauvres en MgO , Fe_2O_3 , Cr, Ni, et Co (Feng et Kerrich, 1990).

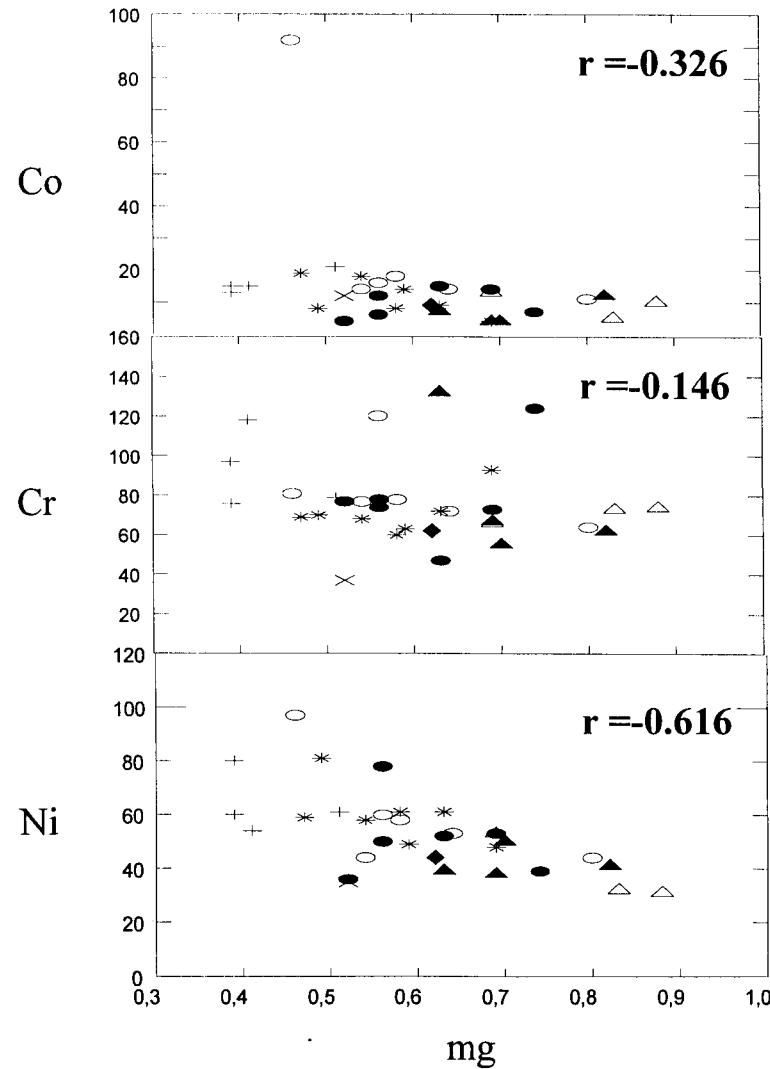


Figure. 17. Diagrammes d'abondances des éléments traces (Co, Cr et Ni) versus mg de Niggli des pélites de la Formation de Rivière Ouelle montrant des corrélations négatives surtout entre Co, Ni et mg. Ces éléments traces sont absorbés en partie par les minéraux argileux.

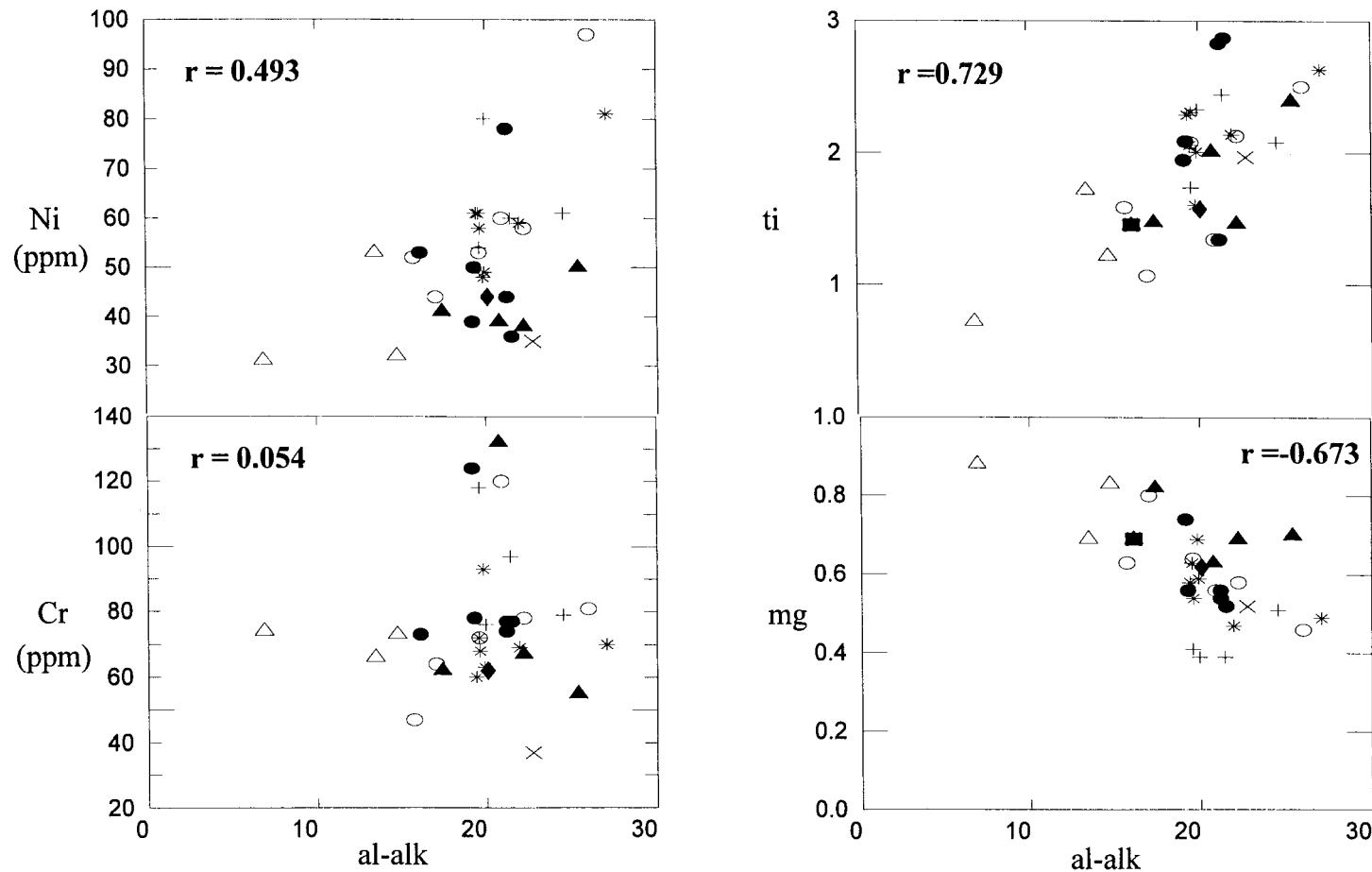


Figure 18. Diagrammes de variations de Ni, Cr et ti, mg de Niggli versus al-alk de Niggli des pélites de la Formation de Rivière Ouelle montrant les relations de ces éléments avec al-alk qui est une mesure des couches de silicates. On note que Ni et ti ont une bonne corrélation avec al-alk suggèrent la concentration de ces éléments dans les argiles. Une corrélation significativement négative entre mg et al-alk, ce qui suggère que la majorité du Mg est dans les carbonates. Le Cr, qui montre une faible corrélation positive, réside probablement en partie avec le Ni dans les phyllosilicates.

3. 5. Causes et importances des ségrégations chimiques

La composition chimique des roches sédimentaires détritiques est le résultat net d'un certain nombre de processus, incluant 1) la composition des roches sources, 2) l'intensité et la nature de l'altération chimique lors de la météorisation, 3) l'intensité et la nature des processus de l'altération post-dépôt comme la diagenèse, 4) le tri lors du transport et 5) l'effet de l'adsorption (Nesbitt et al., 1980; Kronberg et Nesbitt, 1981; Nesbitt et Young, 1982; McLennan et al., 1983a, b; Sawyer, 1986; Feng et Kerrich, 1990 et Fyffe et Pickerill, 1993). En effet, pour l'étude de la provenance sédimentaire, les éléments les plus importants sont les REE, Th, Sc, Cr, et Co. Ces éléments ont de très faibles concentrations dans l'eau de mer et des rivières, un temps de résidence faible dans l'océan et leurs proportions d'éléments ne sont pas affectées par la diagenèse et le métamorphisme. Donc, ils sont transportés exclusivement dans les composants détritiques des sédiments et reflètent la chimie de leur source (McLennan et al., 1983a, b; Taylor et McLennan, 1985). À cela, s'ajoute l'importance des éléments majeurs comme l'Al et le Ti qui sont des éléments résiduels. Les autres éléments sont plus solubles, par exemple, Fe, Mn, Pb, et parfois le Cr, sont mobiles durant la diagenèse. Cs, Rb, et Ba sont fixés durant la météorisation, mais le Sr est lessivé. Les éléments immobiles, tels que le Zr et le Hf, peuvent être mécaniquement distribués en fonction de la taille des grains et ils peuvent être contrôlés par les minéraux lourds. Tous ces facteurs sont contrôlés par l'environnement tectonique lors de la sédimentation (e. g. Maynard et al., 1982; Bhatia, 1985; Roser et Korsch, 1986; McLennan et al., 1990; McLennan et Taylor, 1991 et Girty et al., 1993).

Dans cette discussion, nous allons examiner les données présentées sous la lumière de tous ces facteurs, et donc, prendre en considération les caractéristiques de la composition de nos roches qui peuvent provenir de l'altération chimique et des autres processus secondaires (diagenèse). Nous allons donc modéliser les caractéristiques des roches sources desquelles sont dérivées les pélites de la Formation de Rivière Ouelle, et déterminer ainsi leurs environnements tectoniques.

Plusieurs études récentes ont montré que le tri hydraulique des différentes tailles de grain peut influencer significativement la composition chimique des sédiments terrigènes (Reimer, 1985; Cullers et al., 1987). Une manière de minimiser cet effet est de comparer les sédiments de tailles de grain et d'environnements sédimentaires approximativement semblables. En plus, les sédiments fins semblent être mieux mélangés et plus homogènes que les sédiments grossiers. Les taux de flocculation variables des argiles peuvent aussi fractionner les éléments (Stantley et Liyanage, 1986). Bien que des petites phases résistantes, comme le zircon et la magnétite, se concentrent principalement avec les fractions silteuses et gréseuses, certaines peuvent exister dans les shales et peuvent être responsables des variations mineures des concentrations des REE et HFSE (high field strength elements) (Gromet et al., 1984). Dans ce cas, l'utilisation des rapports d'éléments, tels que La/Th, La/Sc, et Th/Sc peut minimiser l'effet de fractionnement minéralogique (Taylor et McLennan, 1985). Dans les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle, il y a une corrélation positivement linéaire entre le total des REE et le Zr et le Hf (figure 15 et annexe 8), ce qui suggère que les échantillons présentant une quantité importante en REE,

Zr et Hf (HA-27 et HA-30 par exemple) sont plus riches en zircon. Cependant, des corrélations positives entre certains éléments majeurs, tels que Al_2O_3 , K_2O et Na_2O , (figure 9 et annexe 8), suggèrent qu'une partie des REE est concentrée dans les minéraux argileux.

Dans le cas d'unités très riches en pélites, il y a abondance de minéraux phylliteux, mais il n'y a pas beaucoup de grains clastiques grossiers (grains de quartz, feldspath, fragments de roches). Dans les roches de la Formation de Rivière Ouelle, les analyses chimiques suggèrent que les grains grossiers sont le quartz et les minéraux lourds. Les roches à grain fin ont une composition plus homogène, et donc, pauvres en grains détritiques très enrichis en certains éléments, comme le Cr dans la chromite, le Zr dans le zircon et le P_2O_5 dans l'apatite. Les échantillons de cette étude provenant de lits entièrement constitués de pélites, l'effet du tri est donc plus faible que dans les études où les lits de grès sont présents en plus des lits de pélites. À l'opposé, on peut présumer que les effets de la météorisation et de la diagenèse sont plus importants.

Les minéraux argileux peuvent adsorber les REE et les métaux de l'eau de mer (Roaldset, 1973; Balistrieri et Murray, 1984). Des études de Fleet (1984) indiquent que les REE légers sont adsorbés plus facilement que les REE lourds de l'eau de mer à cause du phénomène d'adsorption sélective. Cependant, des études récentes de Kronberg et al. (1986) concluent que les boues du Pléistocène du delta de la rivière d'Amazone ne montrent pas de variations significatives des éléments majeurs et traces en fonction de la distance entre l'embouchure de la rivière et la mer. Si on examine les distributions des REE de la Formation de Rivière Ouelle sur une base géographique (figure 19), on remarque

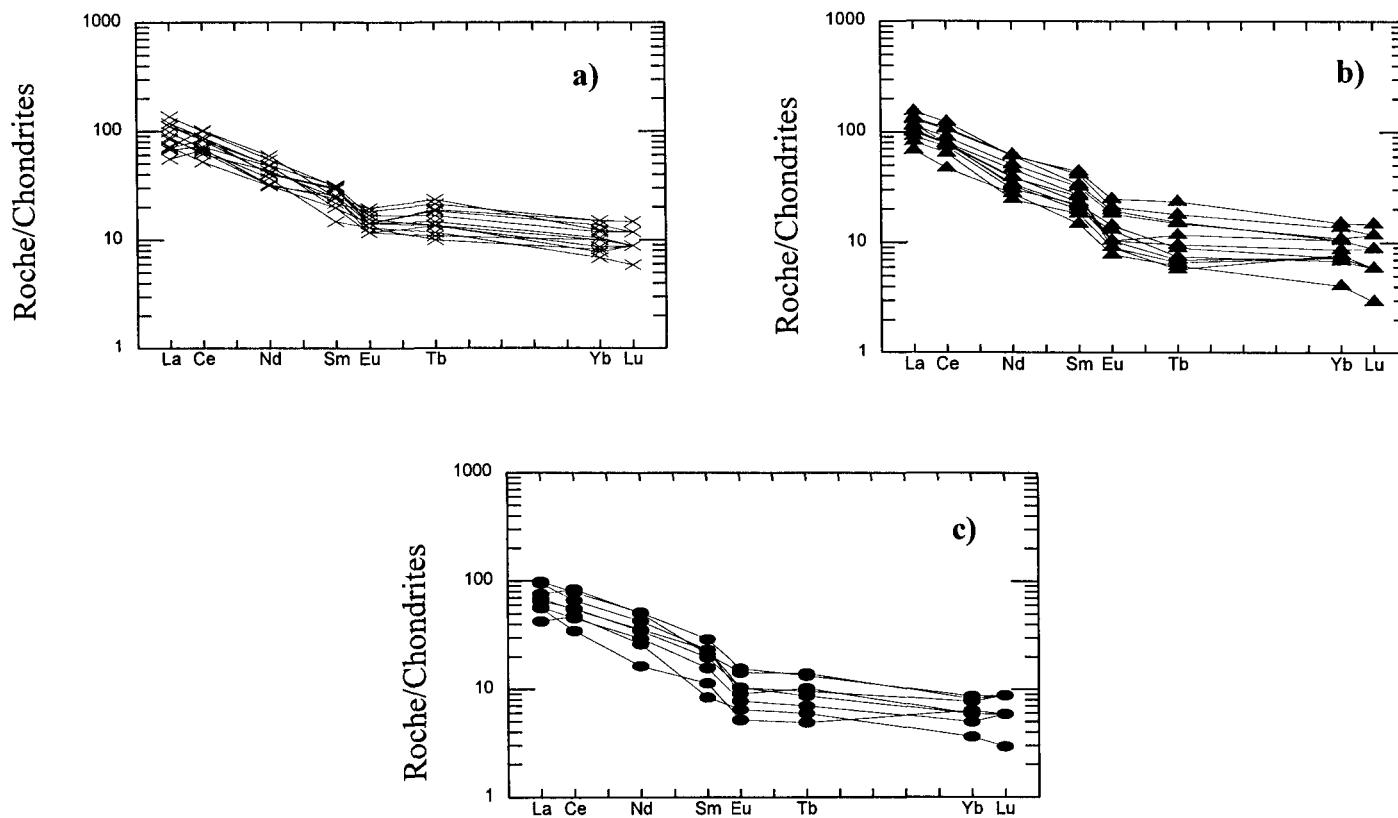


Figure 19. REE normalisés aux chondrites des pélites de la Formation de Rivière Ouelle des trois régions: a) Rivière-du-Loup; b) Rimouski et c) Les Méchins.

qu'elle ne sont pas complètement similaires. Donc, si le phénomène d'adsorption était plus important dans la production de ces distributions, il aurait dû agir de la même manière sur tous les REE. De plus, la similarité générale des patrons des REE de la Formation de Rivière Ouelle à ceux estimés de la croûte continentale supérieure moyenne (Taylor et McLennan, 1981), suggère que le fractionnement des REE par le phénomène d'adsorption n'a pas masqué la contribution de la source.

Les patrons de REE varient en terme d'abondance mais sont en général uniformes en terme de forme avec une distribution des patrons de forme escarpée pour tous les échantillons des trois régions (figure 19). À l'opposé de la forme plate des patrons des REE ayant une valeur moyenne de La_N/Yb_N (rapport de lanthane et ytherbium normalisés aux chondrites) faible, les REE de nos échantillons ont une valeur moyenne de 10.2 (4.57 à 17.68). Cette valeur est proche de celle de la Formation de Lévis (11.7) (Fyffe et Pickerill, 1993), laquelle est une formation corrélative à celle de Rivière Ouelle. Les valeurs, qui sont plus faibles, sont dues probablement à l'effet des carbonates sur la concentration des REE (Rollinson, 1993). Les abondances totales sont variables, bien que cela est contrôlé principalement par une variable de dilution résultant du contenu en quartz, carbonates, et composants volatiles (McLennan et al., 1990). Pour minimiser l'effet des carbonates, Condie et al. (1991) ont souvent normalisé les concentrations des REE par Al_2O_3 . La valeur moyenne de la Formation de Rivière Ouelle est alors de 1.9, très comparable avec la moyenne de La_N/Yb_N de la Formation de Lévis ($\text{La}/\text{Al}_2\text{O}_3=1.7$). En terme de distribution

des REE, les échantillons, qui montrent une distribution particulière dans les figures de Harker, ne montrent pas une particularité pouvant les distinguer des autres échantillons.

3. 5. 1. Météorisation et diagenèse

Récemment, un progrès considérable a été fait pour la compréhension des processus chimiques de l'altération (Nesbitt et al., 1980; Kronberg et Nesbitt, 1981) et de la façon dont ils affectent la composition chimique des roches sédimentaires détritiques (Nesbitt et Young, 1982).

L'altération implique la transformation des verres volcaniques et des minéraux instables, principalement les feldspaths et les micas, en argiles. Parallèlement, la diagenèse implique communément l'altération des feldspaths et des autres minéraux instables en argiles. En conséquence, il est peut être difficile de distinguer ces processus géochimiquement (i. e., Hower et al., 1976; Land, 1984; Helmhold et van de Kamp, 1984).

L'effet de la météorisation dans la région source, à des degrés variables, peut être important sur le contenu en éléments alcalins et alcalino-terreux des roches sédimentaires terrigènes (Nesbitt et al., 1980; Schau et Henderson, 1983; Reimer, 1985; Grandstaff et al., 1986). Les cations avec un rayon ionique relativement large, tels que Cs, Rb, et Ba, sont souvent fixés dans les profils de météorisation par les phénomènes d'échange préférentiel et d'adsorption par les argiles, tandis que les petits cations, tels que Na, Ca, et Sr sont lessivés sélectivement des profils de la météorisation (Nesbitt et al., 1980). Les deux éléments Mg

et K sont affectés par les deux processus et donc plus difficiles à prédire (McLennan et al., 1983b).

De plus, la forte corrélation du V avec Al ($r = 0.464$) et celle légèrement faible avec Ti ($r = 0.335$), en plus de la forte corrélation entre Ni et Al ($r = 0.559$) et celle très forte avec V ($r = 0.644$) sont probablement dues à leur co-enrichissement durant le processus de météorisation (Feng et Kerrich, 1990). En effet, lors de la météorisation, l'augmentation de la concentration de l'Al entraîne la formation des argiles dans les dépôts résiduels. Le rapport Rb/Sr (moyenne de 1.58 des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle), qui est supérieur à 1.0, indique une histoire d'altération prolongée (tableau 8) (McLennan et al., 1983b). Durant la météorisation (et dans plusieurs cas, la diagenèse), il y a une augmentation considérable du rapport Rb/Sr de plusieurs roches, parce que le Rb, qui est un large élément trace alcalin, est beaucoup plus facile à retenir dans les sites d'échange des argiles que le Sr (McLennan et al., 1993).

Le rapport Th/U, avec une moyenne de 5.1, très proche de celle de la Formation de Lévis (tableau 8), qui a une valeur supérieure à 3.8 (pour les shales), reflète probablement l'effet de la météorisation et du recyclage sédimentaire (McLennan et al., 1993). La séparation du V des Cr et Ni est souvent attribuée à la météorisation ou à l'altération. Dans plusieurs processus ignés, le V tend à s'associer avec le Cr et le Ni (Feng et Kerrich, 1990). Donc, la corrélation négative entre V et Cr (-0.135) et la très forte corrélation entre V et Ni (0.606) laissent supposer que ces éléments ont été séparés par le processus d'altération et lors de la météorisation ou n'étaient pas associés dès le départ (i. e., faible source

Tableau 8. Moyennes des rapports d'éléments chimiques des pélites de la Formation de Rivière Ouelle et celles de la Formation de Lévis, Appalaches du Québec.

	Formation de Lévis*	Rivière-du-Loup	Rimouski**	Les Méchins	R. O. moy
MgO/Al ₂ O ₃	0.28	0.25	0.31	0.47	0.34
K ₂ O/CaO	3.93	11.30	1.15	0.62	4.36
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	26.36	22.64	22.2	23.14	22.66
K ₂ O/Na ₂ O	4.34	3.87	2.39	3.65	3.30
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.05	3.46	2.71	3.66	3.28
Rb/Sr	1.36	2.47	0.91	1.37	1.58
Ba/Sr	5.53	8.72	4.48	3.19	5.46
La/Sc	2.22	1.89	2.07	1.37	1.78
La/Yb	17.13	12.54	17.75	16.36	15.55
La/Th	2.67	2.50	3.71	2.70	2.97
Th/U	4.45	6.7	4.59	3.89	5.10
Th/Sc	0.83	0.76	0.56	0.51	0.61
n	3	12	12	8	

* moyennes des données de la Formation de Lévis (Arénigien moyen à supérieur) d'après Fyffe et Pickerill (1993).

** sauf HA-24 (marne).

n: le nombre des échantillons

R. O. moy: Moyenne de la Formation de Rivière Ouelle.

ultramafique et mafique). En présence d'Al ainsi formé, le V et le Ni se trouvent ensemble de nouveau dans les argiles. Durant l'altération chimique, Al et Ti sont généralement des éléments stables ou résiduels. Le K est fixé dans les minéraux argileux comme l'illite, tandis que le Ca est préférentiellement lessivé (Nesbitt et al., 1980). Boström et al. (1973) ont montré que la teneur de Al_2O_3 des sédiments pélagiques quaternaires de l'Océan Pacifique diminue en s'éloignant de la marge continentale en direction de la ride médio-océanique. Ils ont démontré aussi que Al/Ti varie en fonction de la contribution relative du matériel détritique de la source cratonique (teneur d'Al élevée dérivée des argiles terrestres) versus la source océanique volcanique (teneur du Ti élevée). Les corrélations fortement positives entre Al_2O_3 et TiO_2 ($r = 0.794$), Al_2O_3 et K_2O ($r = 0.638$) indiquent que la météorisation était, encore une fois, un élément relativement important dans la région source ($\text{Al}/\text{Ti} = 20.3$). Ceci est similaire aux résultats de la Formation de Lévis ($\text{Al}/\text{Ti} = 23.3$) et de la Formation de Halifax (zone de Meguma) ($\text{Al}/\text{Ti} = 20.7$) où la météorisation est présumée avoir joué un rôle très important dans leurs régions sources (Fyffe et Pickerill, 1993).

L'influence de l'altération sur la composition des roches sédimentaires peut-être calculée par l'indice chimique d'altération (CIA) proposé par Nesbitt et Young (1982) et utilisant les proportions moléculaires:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \cdot 100$$

où CaO^* est le CaO dans la fraction des silicates des roches. Pour déterminer le CaO^* , nous avons effectué certaines corrections (tenir compte des phases présentes dans les

carbonates surtout la dolomite et donc soustraire d'abord la quantité de moles de MgO dans les carbonates) avant de soustraire la quantité de moles de CO₂ de celle de CaO (annexe 5). L'influence de l'altération augmente avec l'augmentation des valeurs de CIA. Des valeurs de CIA variant de 75 à 86 (McLennan et al., 1983a, b) suggèrent que de telles roches sources ont subi une altération rigoureuse.

La valeur moyenne de CIA calculée dans cette étude est de 70.46% (tableau 9), qui est supérieure à celles des shales moyen du phanérozoïque, de la croûte continentale supérieure, de la Formation de Lévis, mais inférieure à celles de Maquereau (Cambrien), et de la Formation de Tourelle (Ordovicien moyen et stratigraphiquement située au-dessus de la Formation de Rivière Ouelle) (tableau 9).

La Formation de Rivière Ouelle semble occuper la place intermédiaire dans la liste du tableau 9: entre les valeurs de la croûte continentale (roches peu altérées) et les valeurs de météorisation importantes des unités pélitiques des Appalaches. Cette valeur indique que les roches sources ont donc subi une altération relativement rigoureuse (< 75).

Les tendances de météorisation sont indiquées dans la figure 20 pour différents types de roches. Tous les échantillons se placent entre le shale moyen et le champ de l'illite, suggérant ainsi une histoire de météorisation relativement intense des roches sources. Le diagramme ternaire A-CNK-FM* (figure 20) montre que la majorité des échantillons (28 sur 32) suggère une source surtout felsique à intermédiaire tandis que les quatre échantillons (7, 19, 20, et 23) ont tendance à suggérer une source un peu plus mafique. Cependant, ces échantillons ne montrent pas des concentrations élevées

Tableau 9. Compositions moyennes des pélites de la Formation de Rivière Ouelle en comparaison avec d'autres formations dans les Appalaches du Québec, la croûte continentale et NASC.

Éléments & oxydes	Croût. Cont.	NASC	Maq-scht.	Lévis	Lévis	R. Ouelle	Tourelle
				(Arg. pré.)	(Arg. moy-Sup.)		
n	Sup. (A)	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	65.65	64.80	56.85	60.80	61.98	57.09	58.97
Al ₂ O ₃	15.12	16.90	22.80	17.58	15.29	15.69	19.02
Fe ₂ O ₃	4.97	6.33	9.07	4.50	4.71	5.96	8.38
MgO	2.19	2.85	2.03	1.92	4.26	5.03	6.08
TiO ₂	0.50	0.78	1.02	0.56	0.58	0.70	0.96
Na ₂ O	3.88	1.15	1.28	0.74	1.15	1.23	0.77
K ₂ O	3.38	3.99	5.97	9.40	4.99	4.08	5.02
CaO	4.18	3.56	0.54	0.28	1.27	2.73	0.50
P ₂ O ₅		0.11	0.24			0.14	0.19
Ba	700	636		622	603	433	537
Cr	35.00	125.00	88.33	116.00	103.00	76.73	176.36
Ni	20.00	58.00	30.67	46.00	38.00	53.09	160.45
Cu	25.00		375.83	47.00	35.00	42.31	49.82
Zn	71.00		103.33	91.00	100.00	70.22	108.00
Pb	20.00		10.33	13.00	11.00	8.66	8.50
Rb	112.00	125.00	155.00	156.00	148.00	135.09	263.64
Sr	350.00	142.00	110.00	84.00	109.00	86.34	58.18
Zr	190.00	200.00	181.67	92.00	144.00	193.56	160.00
Fe ₂ O ₃ +MgO	7.16	9.18	11.10	6.42	8.97	11.03	14.46
Na ₂ O/K ₂ O	1.15	0.29	0.25	0.08	0.23	0.30	0.15
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	30.24	21.67	22.35	31.40	26.36	23.00	19.81
K ₂ O/Na ₂ O	0.87	3.47	7.19	12.70	4.34	3.32	6.52
CIA (%)	56.93	57.10	71.79	63.00	67.00	70.46	72.66

A = Croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985); D et E d'après Fyffe et Pickerill (1993);

C et G d'après Gagné (1990); et F: Formation de Rivière Ouelle (cette étude). Maq scht: schistes de Maquereau;

Tourelle d'après Gagné (1990); B = d'après Gromet et al.(1984) et Taylor et McLennan (1985).

Croût. Cont. Sup. = Croûte Continentale Supérieure; Tard. = tardif; Arg. Moy.-Sup. = Argénien moyen-supérieur;

R. Ouelle = Rivière Ouelle (dans cette étude).

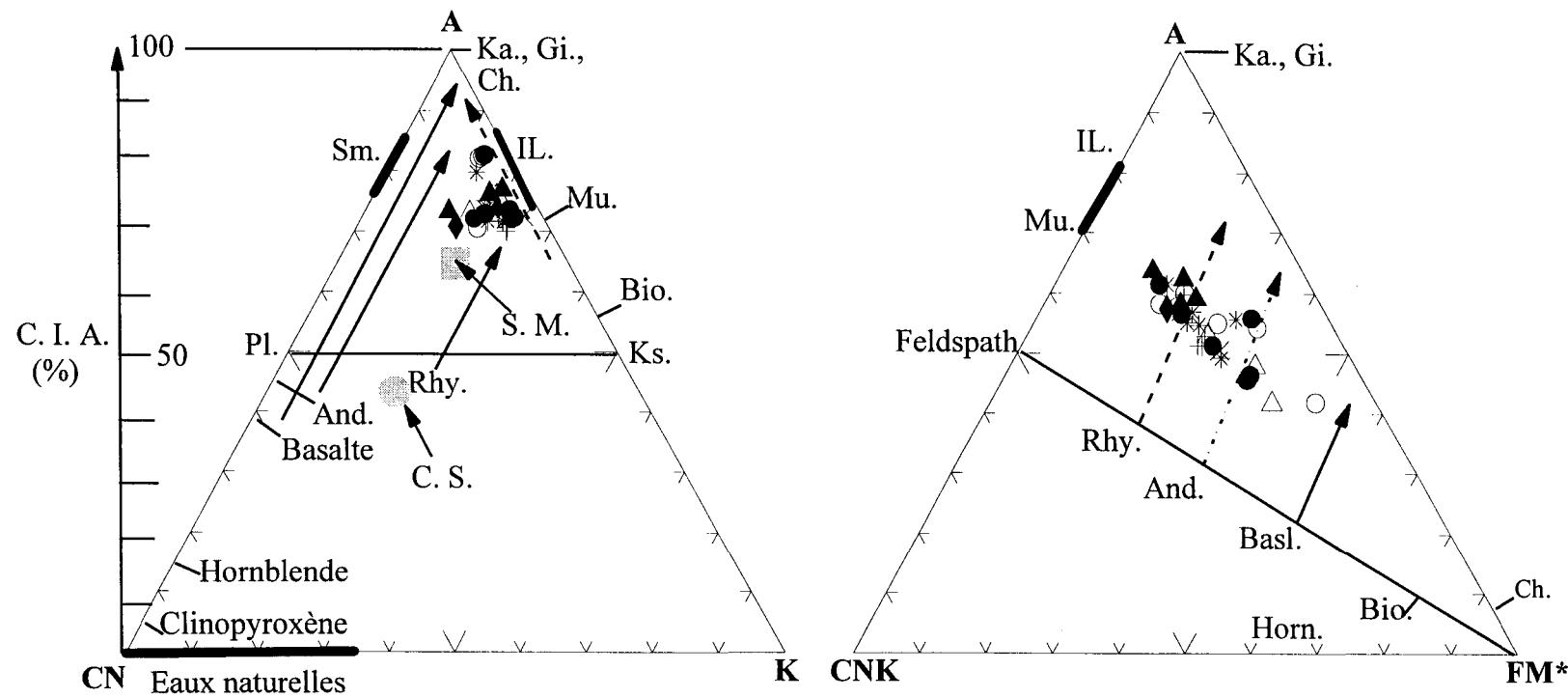


Figure 20. Indice d'altération géochimique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle et diagrammes ternaires de A-CN-K (a) et A-CN-K-FM (b), avec A = Al_2O_3 , C = CaO^* (fraction silicatée seulement), N = Na_2O , K = K_2O , F = Fe total (FeO), M* = MgO des silicates (D'après Nesbitt et Young, 1984 et 1989; McLennan et al., 1994). Bio. = Biotite, Ch. = Chlorite, Gi. = Gibbsite, IL. = Illite, Ka. = kaolinite, Ks. = Feldspath potassique, Mu. = Muscovite, Sm. = Smectite, And. = andésite, Rhy. = Rhyolite, S. M. = Shale moyen, C. S. = croûte supérieure.

Les flèches indiquent la tendance générale de la météorisation montrée par différents types de roches.

particulières en éléments marqueurs géochimiques typiquement mafiques, tels que le Ni et le Cr, par rapport aux autres échantillons. Le MgO est le principal élément mafique de ces roches. Or, la corrélation entre MgO et CO₂ laisse croire que l'apport de MgO pourrait être tardif (diagenèse) plutôt que précoce. Cependant, l'excès en Mg (MgO*) (annexe 5) et la valeur de CIA, qui est moins importante, par rapport aux données de la Formation de Tourelle et le Groupe de Maquereau (tableau 9), laissent suggérer une deuxième source secondaire juvénile mafique mais pas ultramafique.

Les rapports K₂O/CaO, K₂O/Na₂O, SiO₂/Al₂O₃ (tableau 8) et CIA, relativement élevés, (tableau 9) reflètent bien une dominance de sources d'une croûte supérieure granitique et une histoire de météorisation relativement rigoureuse (et de recyclage) (McLennan et al., 1993). La valeur anomale élevée de K₂O reliée à l'abondance du feldspath alcalin a été rapportée auparavant dans les shales du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur le long de la marge nord-ouest de l'Iapetus du sud-ouest des États Unis jusqu'au nord de la Grande-Bretagne (Swett et Smith, 1972; Buyce et Freidman, 1975; Ranganathan, 1983). Le rapport Al₂O₃/TiO₂ (une moyenne de 23) est élevé, indiquant une influence cratonique importante (Fyffe et Pickerill, 1993).

Ces données supportent donc l'abondance de l'illite formée par les processus de météorisation et d'altération de ces roches riches en K dans les régions sources.

Les shales phanérozoïques, comme NASC et PAAS, montrent un appauvrissement modéré en éléments alcalins et alcalino-terreux seulement. Ils préservent encore les formes relatives des patrons de météorisation (Wronkiewicz et Condie, 1987). Et puisque les

shales, dans leur composants, reflètent une variété de conditions climatiques, et peut-être aussi différents régimes tectoniques, leurs patrons représentent ceux de la source altérée des shales phanérozoïques moyens (Wronkiewicz et Condie, 1987).

La composition chimique indique une distribution relativement uniforme pour toute la Formation de Rivière Ouelle. Cette composition est caractérisée par un appauvrissement en CaO et SiO₂ par rapport au NASC (tableau 9) et apparaît donc refléter des régions sources intensément altérées. Elle est caractérisée aussi par des rapports de K₂O/Al₂O₃ élevés et de MgO/Al₂O₃ faibles par rapport au NASC (figure 21), en plus d'un contenu en Rb élevé (tableau 9). Cette tendance s'explique par l'effet diagénétique sur les roches sources qui a transformé les minéraux riches en Mg, comme l'olivine, le pyroxène et l'amphibole, en chlorite et smectite et des roches feldspathiques avec d'autres argiles en chlorite, smectite et illite. Cette réaction peut-être accompagnée par une albitisation des silicates porteurs du potassium ou du plagioclase (Feng et Kerrich, 1990). Cette tendance est confirmée par le fait que le Na corrèle avec le K, la Si et l'Al.

L'abondance de Fe et de S dans certains échantillons témoigne de l'effet du phénomène diagénétique qui est responsable de la formation de l'hématite dans les échantillons qui montrent une forte teneur en Fe à l'état d'oxydes, et du soufre dans certains échantillons où le fer et le soufre coexistent sous forme de sulfures (pyrite).

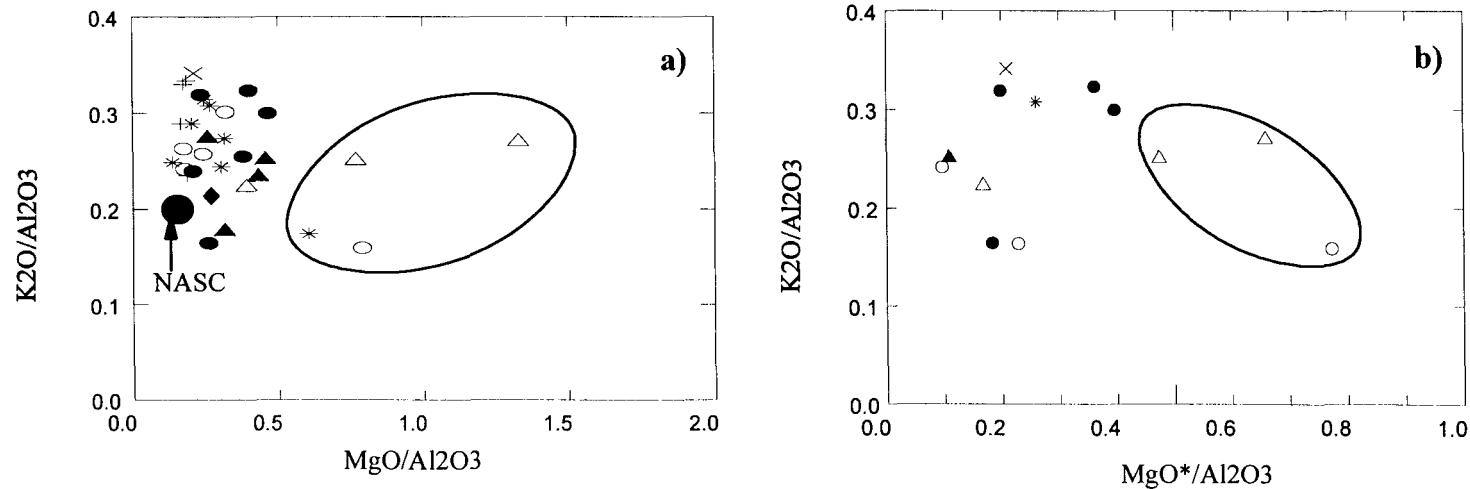


Figure 21. Diagrammes des rapports $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{MgO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. Le MgO^* représente le MgO contenu dans des silicates. Selon Condé et al. (1992), les valeurs élevées en $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ représentent une population d'éléments mafiques. NASC, d'après Gromet et al. (1980).

3. 5. 2. Provenance

Il est possible de déduire l'origine et les compositions des précurseurs détritiques des sédiments ayant subi un effet métamorphique faible. Les déductions de la nature des régions sources sont basées sur (1) les considérations des abondances relatives des minéraux détritiques et les éléments majeurs qu'ils contiennent, (2) les distributions des REE, et (3) les rapports des éléments compatibles et incompatibles. Plusieurs autres éléments (i. e., Cr, Ni, Co, Ba) sont affectés, à faible ou fort degré, par des processus, tels que la météorisation, la dissolution, le transport, le dépôt, et la diagenèse. En conséquence, ces éléments doivent être considérés avec précaution et sont moins susceptibles d'être utilisés pour discerner quantitativement la provenance (McLennan et al., 1990). Cependant, suite au comportement géochimique des REE, la concentration de ces éléments dans les shales est devenue un indicateur largement utilisé de la provenance crustale grâce au transfert presque quantitatif des ces éléments dans les systèmes sédimentaires et leur immobilité relative durant la diagenèse et le métamorphisme (Taylor et McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, 1991). Cependant, quelques travaux ont documenté une certaine mobilité des REE durant la diagenèse (e. g., Milodowski et Zalasiewicz, 1991). Nous soupçonnons que les REE de notre formation ont été relativement immobiles car les pélites de cette formation ne montrent pas un métamorphisme significatif (schistes verts). Donc, pour les données des REE, les sédiments terrigènes devraient refléter la composition moyenne de la région source. Un avantage d'utiliser les shales est que les sédiments

clastiques à grain fin homogénéisent les caractéristiques géochimiques des régions sources (Garver et Scott, 1995).

Les relations entre Na, K, et Al peuvent refléter des contributions relatives des feldspaths et des micas dans les sédiments. Les échantillons de la population des éléments felsiques avec un rapport K/Al élevé sont souvent caractérisés par des abondances systématiquement importantes des éléments incompatibles, comme le Th, indicatifs d'une proportion élevée de roches felsiques à la source (un mélange de sources riches en potassium). En terme de distribution sur le diagramme ternaire La-Th-Sc (figure 22), les pélites de la Formation de Rivière Ouelle montrent clairement une large contribution du matériel felsique (faible contenu en Sc), avec des rapports moyens de Th/Sc de 0.61 et La/Sc de 1.78 comparativement aux shales phanérozoïques (Th/Sc = 0.80 et La/Sc = 2.1) (Wronkiewicz et Condé, 1987) (tableau 8). Ces éléments, relativement immobiles, semblent alors donner des informations fiables sur la provenance de nos échantillons. Le rapport Th/Sc est probablement plus sensible à la composition moyenne de la source que les patrons de REE. Cependant, les différences des patrons des REE peuvent suggérer des différences des caractéristiques de la provenance (McLennan et al., 1990).

La distribution des échantillons dans le diagramme de Co/Th versus La/Sc (figure 23) montrent une distribution caractéristique d'une contribution de sources majoritairement felsiques (plus de 75%), comparativement au même diagramme de McLennan et al. (1983a), avec des teneurs faibles en Co et Sc et des teneurs élevées en Th et La.

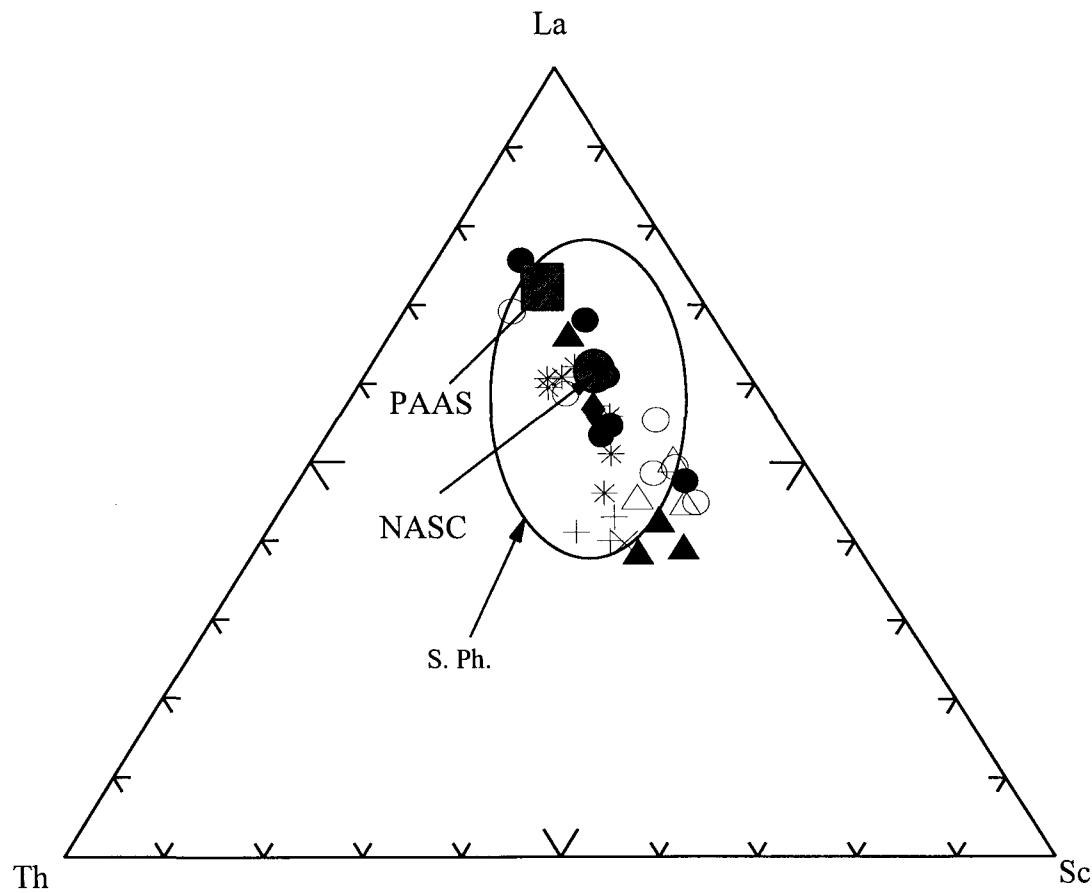


Figure 22. Distribution des échantillons des pélites de la Formation de Rivière Ouelle sur le diagramme ternaire de La-Th-Sc.

Le champ des shales du phanérozoïque (S. Ph.) d'après Taylor et McLennan (1985).

NASC, North American Shale Composite; PAAS, Post-Archean Average Australian Shale.

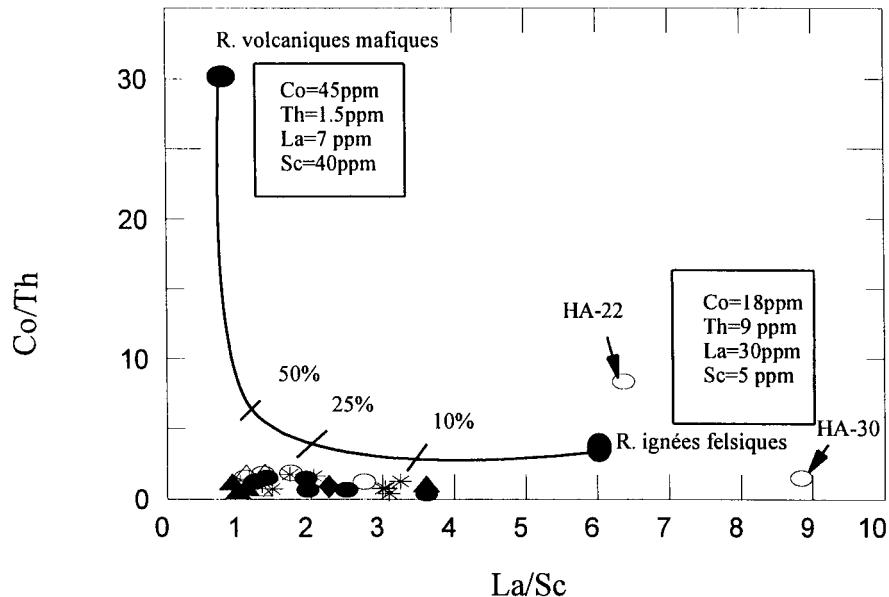


Figure 23. Diagramme de Co/Th versus La/Sc des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. La ligne représente la moyenne des roches volcaniques mafiques et des roches ignées felsiques (d'après McLennan et al., 1983). Les concentrations moyennes pour les compositions des extrêmes de la ligne sont prises de Jahn et al. (1981) et Glikson et Hickman (1981) à l'exception des concentrations de Sc, des valeurs moyennes archéennes de McLennan, (1981). Les valeurs (en %) indiquent le pourcentage de la contribution volcanique mafique. R. volcanic= roches volcaniques.

Tous les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle montrent des patrons de REE légèrement fractionnés, une anomalie en Eu significativement négative ($\text{Eu/Eu}^* < 1$), et REE total très élevé. Ils montrent un léger enrichissement en éléments de terres rares légers (LREE), et un appauvrissement en éléments de terres rares lourds (HREE) par rapport aux chondrites. Les HREE sont légèrement escarpés (figure 19) avec une moyenne de $\text{La/Yb} = 15,6$.

Les patrons des REE des pélites de notre formation sont comparés avec PAAS et NASC (figure 24). La population des éléments felsiques de notre formation a une distribution de LREE similaire à celle de PAAS, mais légèrement faible en HREE et avec une anomalie d'Eu significative. Comparativement au diagramme des REE normalisés aux chondrites des sédiments modernes (McLennan et al., 1990) (figure 25), qui ont comme provenance une ancienne croûte continentale supérieure, nos patrons semblent en général ressembler à ceux de la croûte continentale supérieure avec un enrichissement des LREE, une forme des HREE légèrement plate, et une anomalie en Eu négative.

La distribution des REE dans notre formation est similaire à celle du *PAAS* (Post-Archean Average Australian Shale) et du *NASC* (North American Shale Composite) (figure 24). Dans les Appalaches du Québec, le profil des REE moyens avec une moyenne de La_N/Yb_N (rapport de La et Yb normalisés aux chondrites) de 10.2, est presque similaire à celui de la Formation de Lévis (11.7) (Fyffe et Pickerill, 1993). Cette valeur est très proche de celle de La_N/Yb_N de 11.6 pour une moyenne de la croûte continentale du Protérozoïque inférieur calculée par Condie (1991) (figure 24). Ceci vient donc soutenir les données des

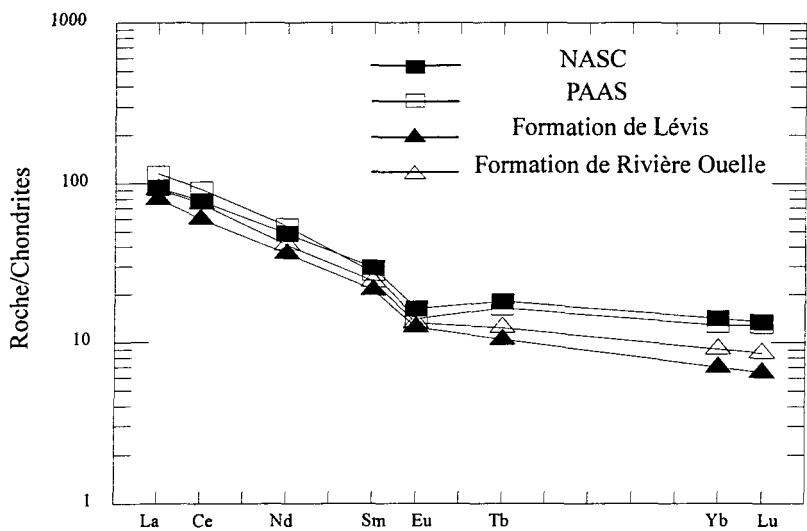


Figure 24. Comparaison des patrons de REE de NASC, de PAAS, de la Formation de Lévis et de la moyenne des REE des pélites de la Formation de Rivière Ouelle.
 NASC, North American Shale Composite; PAAS, Post-Archean Average Australian Shale (d'après Gromet et al., 1984), Formation de Lévis (d'après Fyffe et Pickerill, 1993).

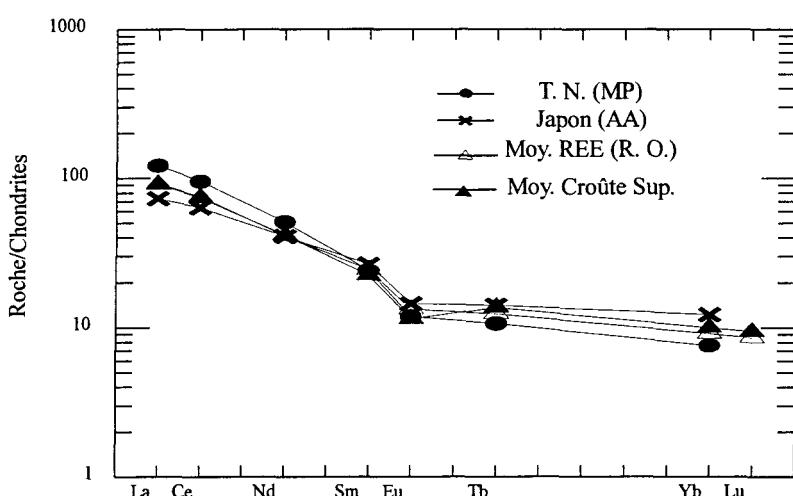


Figure 25. Diagramme de la moyenne (Moy.) des REE normalisés aux chondrites des pélites de la Formation de Rivière Ouelle (R. O.) en comparaison avec ceux de la Marge passive (MP) de Terre-Neuve (T. N.) et d'arrière-arc (AA) du Japon (d'après McLennan et al., 1990). Croûte Sup.=Croûte Supérieure (d'après Taylor et McLennan, 1981).

éléments majeurs suggérant que la Formation de Rivière Ouelle, comme celle de Lévis, est dérivée d'une source contenant un granite hautement fractionné (McLennan et al., 1979; Fyffe et Pickerill, 1993). Au Japon, les échantillons, étudiés par McLennan et al. (1990), ont des patrons sédimentaires “post-Archéens”, avec un enrichissement en LREE et une anomalie négative substantielle en Eu. Les tendances générales des REE de ces échantillons sont compatibles avec l'augmentation du rôle de la provenance de la croûte supérieure ancienne venant du sud-ouest du Pacifique vers la mer de Béring du Japon (McLennan et al., 1990).

Les corrélations négatives entre mg et les éléments traces Co, Ni, et faiblement négative avec le Cr (figure 17) de même que les faibles valeurs en général de ces éléments indiquent l'absence de source ophiolitique (Hiscott, 1978, 1984; van de Kamp et Leake, 1975 et Garver et al., 1996). Les corrélations entre ces éléments et des éléments comme le Th et les REE suggèrent une forte météorisation (McLennan et al., 1990) et ce phénomène pourrait masquer la composition de la source.

3. 6. Environnement tectonique

Il a été souvent reconnu qu'il y a des liens entre les environnements tectoniques et les compositions des éléments majeurs et traces des roches sédimentaires. (e. g. Maynard et al., 1982; Bhatia, 1985; Roser et Korsch, 1986; McLennan et al., 1990; McLennan et Taylor, 1991; Girty et al., 1993). En effet, l'utilisation des diagrammes discriminants peut

aider à déterminer les similarités et les différences entre les environnements et les roches sources présentes au moment de la sédimentation.

Le diagramme de Roser et Korsch (1986) est utilisé dans cette étude pour illustrer nos données géochimiques. Cependant, il est nécessaire de comparer notre illustration à d'autres données sur le même diagramme susmentionné. Pour cela, nous utilisons les données de la Formation de Tourelle et du Groupe de Maquereau (Gagné, 1990) (tableau 9), ainsi que quelques exemples dans le monde, pour les comparer à nos résultats. Dans les Appalaches, l'importance de comparer nos résultats avec ceux de la Formation de Tourelle et le Groupe de Maquereau, est dû au fait que la Formation de Tourelle se trouve au-dessus de notre formation et qu'elle est caractérisée par une source sédimentaire (recyclée) ophiolitique et des volcanites felsiques. En dessous, il n'y pas de données disponibles sauf pour les unités anciennes, tel que le Groupe de Maquereau, qui a comme source le socle grenvillien et des basaltes (rift). Dans les deux cas, on a un mélange de sources comme c'est aussi possible pour la Formation de Rivière Ouelle.

Dans la figure 26, tous les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle chevauchent les champs PM et ACM (domaine felsique). Le champ PM représente les sédiments de la marge passive dont l'approvisionnement est principalement cratonique et reflétant donc un pourcentage important de matériel recyclé. Par contre, le champ de ACM représente les sédiments dérivés des marges continentales tectoniquement actives sur ou adjacentes aux limites de la plaque active et déposés dans une variété d'environnements

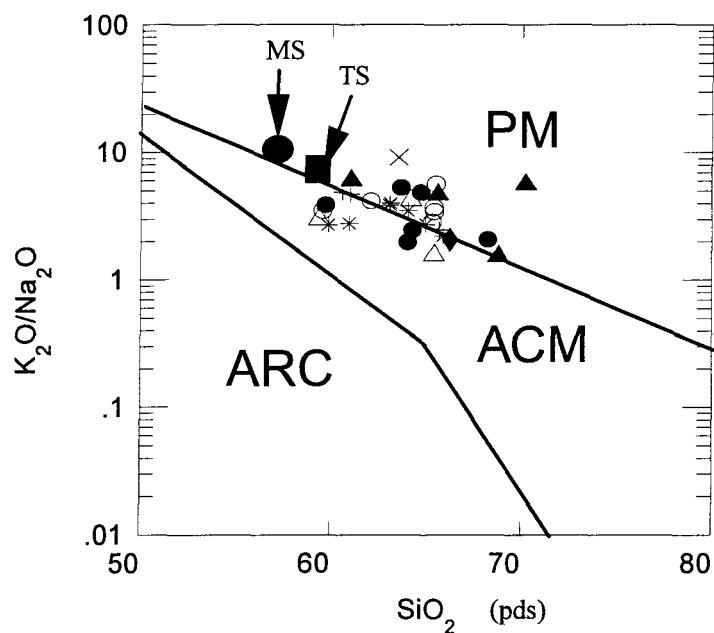


Figure 26. Diagramme de discrimination tectonique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. D'après Roser et Korsch (1986). MS, TS représentent les compositions moyennes des schistes de Maquereau et des shales de Tourelle respectivement (d'après Gagné, 1990). PM = Marge passive; ACM = Marge continentale active; ARC = Arc insulaire océanique.

sédimentaires, incluant ceux d'arrière-arc, intra-arc et les fosses. Les sédiments dérivés des arcs insulaires profondément disséqués sont aussi inclus dans le champ ACM. Les pélites de la Formation de Tourelle et du Groupe de Maquereau chevauchent les mêmes champs (PM et ACM) (Gagné, 1990). Si on considère les moyennes des Formations de Rivière Ouelle, de Tourelle et celle du Groupe de Maquereau, les données se placent pleinement dans le champ de la marge passive à cause de leur approvisionnement sédimentaire cratonique, reflétant un pourcentage élevé de matériel recyclé et une part possible de matériel juvénile felsique et mafique.

Donc, les pélites de la Formation de Rivière Ouelle, par leur composition relativement uniforme et leurs patrons de REE qui caractérisent une provenance de la croûte continentale supérieure (enrichissement en LREE, anomalie d'Eu négative), constituent des sédiments majoritairement caractéristiques de la marge passive (McLennan et Taylor, 1989).

Comparativement aux patrons de REE de McLennan et al. (1990) (figure 25), nos patrons correspondent bien à une variété de bassins, tels que la marge passive avec des REE légèrement fractionnés et une anomalie d'Eu significativement négative ($\text{Eu/Eu}^* \text{ moyen} = 0.68$, $\text{La/Yb} = 15$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 10$, $\sum \text{REE} = 162$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3.70$, $\text{La/Th} = 4.20$). Il y a aussi l'arrière-arc qui représente un environnement tectonique intermédiaire situé entre la marge passive et l'arc actif ($\text{Eu/Eu}^* \text{ moyen} = 0.70$, $\text{La/Yb} = 11.6$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.07$, $\sum \text{REE} = 160$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3.40$, $\text{La/Th} = 2.83$). La moyenne des patrons de REE de la Formation de

Rivière Ouelle est caractérisée par une anomalie d'Eu significativement négative ($\text{Eu/Eu}^* = 0.68$, $\text{La/Yb} = 15.50$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 10.20$, $\sum \text{REE} = 162$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4.40$, $\text{La/Th} = 2.97$).

Donc, comme pour la figure 26, les patrons des REE de la Formation de Rivière Ouelle (figure 25) caractérisent des environnements tectoniques bien particuliers, tels que la marge passive et l'arrière-arc (en particulier avec un arc construit sur une croûte continentale comme le Japon).

3. 7. Conclusions

Les deux méthodes, géochimique et statistique, concordent bien pour supporter l'idée d'une distribution uniforme des éléments géochimiques en une seule population principale. Cette population, constituée majoritairement d'éléments felsiques avec une faible contribution mafique, reflète une provenance de roches sources felsiques et des environnements tectoniques fondamentalement caractéristiques à ce genre de population (marge passive surtout et marge continentale active).

Les éléments majeurs, traces et REE ont tous indiqué que la Formation de Rivière Ouelle présente une distribution de données géochimiques presque homogène. Cependant, la présence des carbonates, en une quantité plus ou moins importante surtout dans les Méchins, donne l'impression qu'on a deux populations distinctes, l'une riche en silicates et l'autre riche en carbonates (figure 8) indiquées par les mêmes échantillons à teneur de CaCO_3 importante. Mais, l'élimination des carbonates des échantillons a permis une

analyse géochimique plus au moins rassurante, malgré les difficultés rencontrées dans cette opération et qui, d'ailleurs se reflète bien sur la forme générale de quelques patrons de REE. En effet, l'analyse géochimique des roches sédimentaires riches en minéraux argileux nécessite une élimination complète de l'effet des carbonates pour avoir des données précises sur l'intensité de l'altération qui dépend de la valeur de CaO des silicates seulement (CaO*). Et effectivement, cette procédure a permis de mieux utiliser des analyses géochimiques plus ou moins précises qui se basent, d'une part, sur la matrice de corrélation des éléments constituant les différents minéraux présents dans ces roches riches en argiles, et d'autre part, sur les informations que donnent les éléments de terres rares considérés parmi les éléments les plus fiables en terme de provenance et probablement en terme d'environnement tectonique.

Les pélites de notre formation contiennent des concentrations relativement faibles de Mg (MgO* des silicates) et de chlorite normative. La chimie indique donc, encore une fois, la dominance d'une source felsique. L'immaturité de la composition chimique de ces shales est indiquée par l'absence ou l'abondance faible de la kaolinite normative (annexe 9). La chlorite normative est riche en fer puisqu'il y a moins de Mg dans nos échantillons.

Les données géochimiques de la Formation de Rivière Ouelle révèlent une anomalie d'Eu négative (moyenne de 0.68), des sédiments qui ont typiquement évolué des compositions d'éléments majeurs ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CIA élevés), reflétant une dominance de sources granitiques de la croûte supérieure et une histoire de météorisation relativement rigoureuse (et de recyclage). Les caractéristiques des éléments traces montrent

un enrichissement des éléments incompatibles sur les éléments compatibles (enrichissement en LREE, Th/Sc et La/Sc élevés) reflétant des compositions moyennes de provenance relativement felsique, et des rapports élevés de Rb/Sr (>1.0) et Th/U (>3.8 pour les shales) reflétant la météorisation et le recyclage sédimentaire (McLennan et al., 1993).

Les corrélations négatives à faiblement négatives entre mg et les éléments traces Co, Ni, et Cr (figure 17) indiquent que les sources de nos échantillons sont non ophiolitiques (van de Kamp et Leake, 1995).

La croûte continentale supérieure ancienne, constituée par des formations géologiques ignées/métamorphiques/sédimentaires anciennes, constitue une provenance pour plusieurs shales cratoniques (Nance et Taylor, 1976) et turbidites des marge passives (McLennan et al., 1990). Plusieurs sédiments, dérivés des environnements tectoniquement actifs, contiennent aussi des quantités variables de ce genre de matériel (McLennan et al., 1990).

Finalement, la géochimie des sédiments dérivés de ce genre de sources est normalement caractérisée par des compositions relativement uniformes, reflétant une large provenance et un bon mélange (Potter, 1978).

CHAPITRE 4

DISCUSSION GÉNÉRALE

4.1 Introduction

Ce chapitre présente une synthèse générale qui tient compte des données minéralogiques et géochimiques. Le cortège minéralogique final, déduit de ces deux méthodes, nous permettra de conclure s'il y a ou non des variations verticales et/ou latérales dans la Formation de Rivière Ouelle et de les expliquer s'il y en a. Il sera question, également, d'une étude comparative entre la Formation de Rivière Ouelle et les formations cambriennes et ordoviciennes sous-jacentes, et la Formation de Tourelle sus-jacente. Enfin, il sera aussi question de comparer les résultats de la présente étude avec ceux d'autres études de même nature effectuées ailleurs. Cette comparaison nous permettra de visualiser les tendances et les variations de sources possibles entre ces trois unités dans un cadre régional. Nous présenterons, par la suite, un modèle pour l'environnement sédimentaire et

la source de la Formation de Rivière Ouelle ainsi que les processus qui semblent les influencer et ceci dans un cadre tectonique global.

4. 2. Synthèse des données minéralogiques et chimiques

L'analyse minéralogique aux rayons-X a montré que nos échantillons sont constitués d'assemblages minéralogiques qui comprennent, entre autres, les interstratifiés illite/smectite avec illite discrète et chlorite/smectite avec chlorite discrète, avec probablement un peu de smectite discrète dans certains échantillons, mais avec une quantité inférieure à 15%. Les minéraux non-argileux identifiés sont, par ordre décroissant, le quartz, le plagioclase (albite surtout), la dolomite, la calcite, et l'hématite (annexe 10).

Le traitement des données chimiques a permis d'identifier des groupements d'éléments et des minéraux porteurs pour ces groupements. Ceci a aussi été confirmé par l'utilisation de programmes de calcul de minéraux normatifs. L'assemblage minéral comprend comme minéraux argileux: l'illite, la chlorite et la smectite. Comme phases importantes non-argileuses, il y a aussi le quartz et les plagioclases potassique et sodique. Comme phases accessoires, il y aurait l'apatite (phosphates), les oxydes de fer comme l'hématite et la magnétite, les sulfures comme la pyrite, et le zircon. Les carbonates ont été identifiés comme calcite et dolomite (annexe 10).

La confrontation entre les deux méthodes est parfois assez simple et directe. Toutes les deux indiquent la présence du quartz, de la calcite et de la dolomite. Dans les deux cas,

l'illite est identifiée comme le principal minéral argileux présent; la minéralogie permet toutefois de préciser que cette illite est principalement située dans un interstratifié. De même, les deux méthodes confirment la faible quantité des autres minéraux argileux, notamment les minéraux plus mafiques comme la smectite et la chlorite. L'identification des feldspaths est moins directe. Bien que les deux méthodes suggèrent leur présence, préciser leur nature (albite et/ou microcline) et surtout leurs pourcentages relatifs dans les roches est plus difficile. Enfin, il y a aussi adéquation dans l'identification du principal minéral porteur de fer qui est l'hématite (bien que la magnétite soit identifiée comme le principal minéral ferrifère selon les groupements chimiques, les calculs normatifs suggèrent que c'est bien l'hématite qui est présent). Les autres minéraux accessoires identifiés en chimie n'ont pas été reconnus en minéralogie.

Les deux méthodes donnent aussi des informations complémentaires. Ainsi, les corrélations fortes entre Al_2O_3 , K_2O , Rb , TiO_2 et Ba suggèrent que ces éléments sont présents dans l'illite de l'interstratifié illite/smectite, ce qui permet de préciser la composition chimique de ce minéral. La même chose pour la chlorite dans l'interstratifié chlorite/smectite (fortes corrélations entre Fe_2O_3 , MgO , SiO_2 , H_2O , et CaO) et la smectite (fortes corrélations entre Na_2O , K_2O , P_2O_5 , et Al_2O_3). Ainsi, dans l'étude minéralogique, il n'avait pas été possible de préciser si les chlorites étaient ferrifères ou magnésiennes. Les données chimiques suggèrent que les chlorites sont principalement ferrifères. Les données de PETMOD suggèrent qu'il pourrait quand même y avoir des chlorites magnésiennes et qu'alors elles seraient présentes de préférence dans la région de Les Méchins. Les

similitudes de compositions chimiques entre les plagioclases et des minéraux argileux ont compliqué leur identification. Ainsi, l'albite, déduite par l'analyse aux rayons-X, apparaît plus difficilement dans les groupements d'éléments chimiques. On peut par contre déduire dans ce cas qu'il y a une partie du Na₂O qui doit être partagée entre l'albite et la smectite.

Pour vérifier la présence des minéraux lourds identifiés en chimie, nous avons repris le résidu "matériel grossier" des préparations utilisées pour déterminer la minéralogie globale, car c'est là que devraient se trouver ces minéraux. En effet, le matériel pélitique dont nous disposons est composé de roches à grain fin et de composition plus homogène. Il est donc constitué de moins de grains détritiques et probablement enrichi en certains éléments comme le Cr dans la chromite, le Zr dans le zircon, le P dans l'apatite ou la monazite et le S dans la pyrite. Dans le matériel étudié, dominé par les phyllosilicates, il n'est cependant pas toujours facile d'identifier les pics caractéristiques des minéraux accessoires à cause du phénomène d'interférences des pics. De plus, les empilements dans l'apatite tendent à montrer des formes simples dans lesquelles l'illite vient croître avec les flocons de la chlorite et il est donc difficile de les distinguer par rayons-X (Milodowski et Zalasiewicz, 1991)

Les résultats des analyses aux rayons-X ont confirmé la présence de deux minéraux accessoires, communément présents dans les shales, le zircon et la pyrite (figure 27). La présence d'apatite n'a pu être confirmée. En effet, les apatites, spécialement les espèces macroscopiquement automorphes (chloroapatite ou fluorapatite), formées à haute température et généralement d'origine détritique, sont faciles à détecter aux rayons-X, car

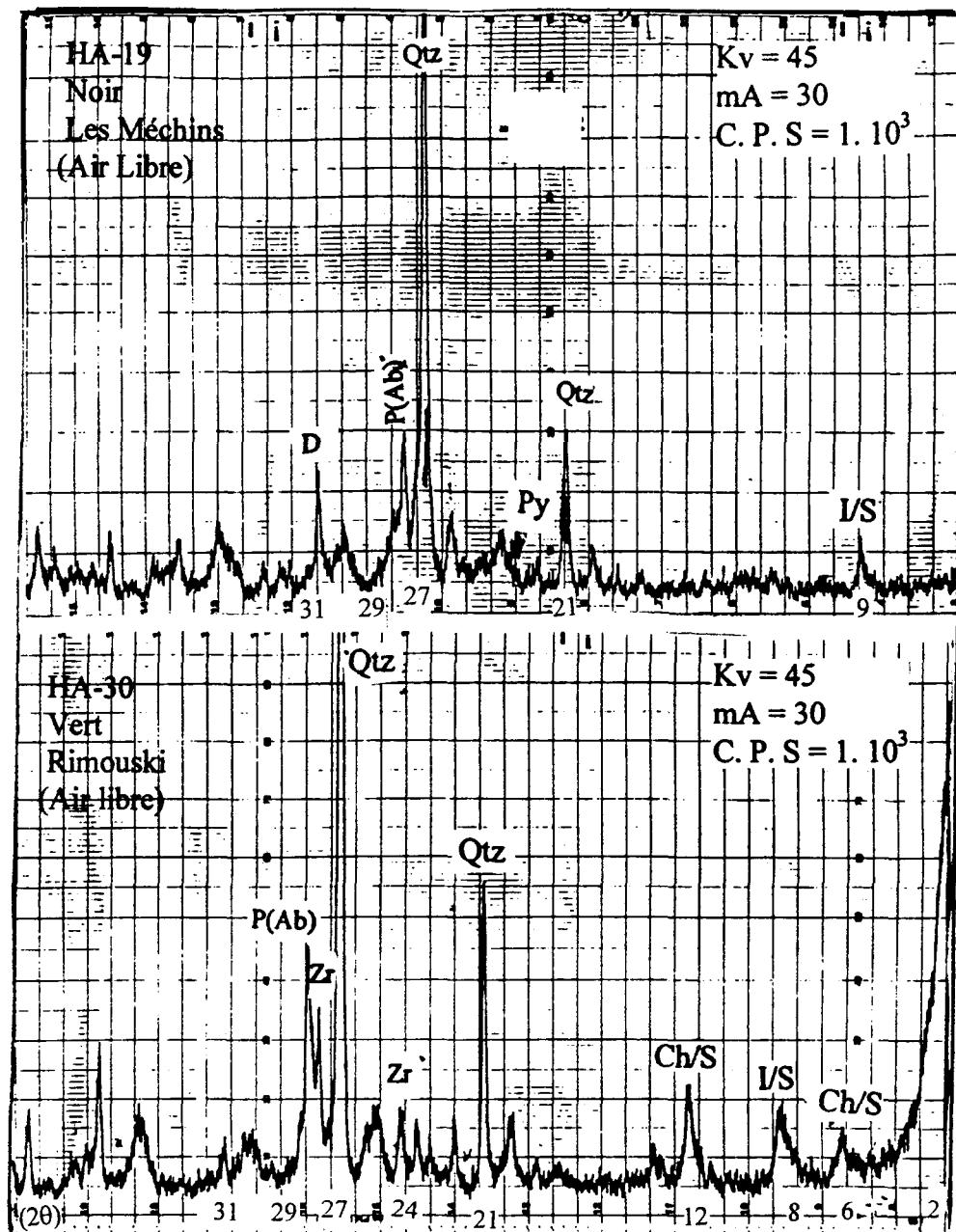


Figure 27. Diffractogrammes de rayons-X en poudre de la fraction $> 2\mu\text{m}$ indiquant la présence des monéraux accessoires: le zircon et la pyrite.
Zr: zircon; Py: pyrite.

elles sont bien cristallisées. Par contre, les apatites formées à des faibles température et pression ont des grains de petite taille et de pauvre cristallinité. Elles sont donc difficiles à mettre en évidence à l'aide de la diffraction aux rayons-X (Skinner, 1993).

Comme on l'a remarqué dans le chapitre 3 (annexe 8), le titane et le phosphore semblent beaucoup enrichis dans les argiles (chlorite et/ou smectite), ce qui suggère probablement que les phases titanifères ne semblent pas former des minéraux propres. Cependant, les deux méthodes de calcul normatif, PETMOD et SEDNORM, ont identifié un tel minéral titanifère et de l'apatite, mais cela pourrait être un artefact de ces programmes qui placent automatiquement le P_2O_5 et le TiO_2 dans ces minéraux (voir Cohen et Colin, 1991). D'autre part, même s'ils sont présents, ils sont probablement en trop petite quantité pour être identifiés par rayons-X (Banfield et Veblen, 1991). La magnétite et la chromite n'ont pu être identifiées par diffraction des rayons-X. Il semble donc que ces minéraux, la chromite en particulier, sont absents des roches analysées.

En conclusion, le cortège minéralogique final, tel que déduit des deux méthodes minéralogique et chimique, est formé d'abord de minéraux argileux, tels que illite/smectite, chlorite/smectite avec illite, chlorite et smectite discrètes, et des minéraux non-argileux, tels que quartz, albite, hématite, dolomite, calcite, en plus de quelques minéraux accessoires, tels que le zircon, la pyrite et probablement l'apatite ou “une espèce apatitique?”.

4. 3. Interprétation des variations de la composition

4. 3. 1. Importance des variations

Les deux méthodes confirment la grande homogénéité de composition des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. La chimie parvient mieux à mettre en évidence des changements de composition. Elle fait aussi mieux ressortir l'importance relative des variations latérales par rapport aux variations verticales. Ainsi, il est possible qu'il y ait deux populations d'échantillons avec un passage graduel entre elles. Dans la région de Rivière-du-Loup, il y a un enrichissement en Al_2O_3 et Fe_2O_3 , alors qu'à l'est dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins, il y a plutôt un enrichissement en carbonates et une seconde source mineure constituée de volcanites (mafiques). La région de Rimouski occupe une place intermédiaire dans cette variation.

La présence des feldspaths dans les échantillons peut causer une surestimation ou une sous-estimation significatives des minéraux phyllosilicatés normatifs, et la variabilité de la composition de la montmorillonite peut aussi causer un problème dans le calcul de la smectite (Cohen et Colin, 1991). Ce dernier point semble important, puisque pour les argiles pouvant contenir des éléments mafiques (Fe, Mg et Ca), PETMOD génère par exemple, une chlorite mais pas de smectite, alors que SEDNORM fait le contraire. Ces minéraux normatifs ne doivent pas nécessairement être présents dans la roche, mais ils

indiquent dans quels minéraux, selon certaines conditions, les éléments chimiques devraient être présents. Dans notre cas, les minéraux interstratifiés ont largement la capacité de changer de composition chimique, sans pour cela changer leur nature minéralogique (plus au moins de Mg dans la smectite ou la chlorite et plus ou moins de smectite dans l'interstratifié).

À l'opposé, la chimie ne confirme pas les faibles variations stratigraphiques indiquées par les données minéralogiques. L'absence de variations de composition observée en minéralogie a été attribuée à l'effet homogénéisateur de la diagenèse. L'examen des rapports d'éléments relativement immobiles et donc généralement non affectés par les phénomènes diagénétiques et le métamorphisme (van Kamp et Leake, 1995) confirme l'absence de variations. Bien que ceci n'exclue pas que la diagenèse et le métamorphisme aient pu amoindrir des différences de compositions initiales, il est aussi possible que l'absence de variation soit un phénomène réel, c'est-à-dire que la nature de la ou des sources n'ait pas changer dans le temps pour les roches analysées.

Dans les pélites de la Formation de Rivière Ouelle, on a identifié en général cinq assemblages minéralogiques sur lesquels nous allons examiner par la suite les variations possibles: 1) les minéraux accessoires non ferrifères, tels que le zircon et probablement l'apatite; 2) les minéraux accessoires ferrifères, tels que l'hématite et les sulfures; 3) les carbonates; 4) les minéraux non phylliteux, tels que le quartz et les feldspaths; et 5) les minéraux argileux, tels que l'illite, la chlorite et la smectite.

Les distributions du Zr et des éléments qui semblent l'accompagner, tels que les REE, Hf, et Y montrent de légères variations verticale et latérale (annexe 4). Cependant, les échantillons qui montrent des concentrations assez importantes se trouvent dans les deux régions de Rivière-du-Loup et Rimouski (annexe 4). Les variations de ces éléments chimiques ont été confirmées par la présence du minéral qui les contient: le zircon (identifié dans les échantillons qui montrent des concentrations élevées en Zr). Cependant, il n'y a aucune variation significative dans la distribution de ce minéral suggérant un enrichissement ou un appauvrissement, tant vertical qu'horizontal. Les autres minéraux accessoires non-ferrifères déterminés par PETMOD et SEDNORM, tels que l'apatite et le rutile et/ou l'anatase, ne montrent pas non plus de changements significatifs dans leur distribution (annexe 9).

Le Fe (% Fe₂O₃) représente à peu près 43% dans la région de Rivière-du-Loup, 33% dans la région de Rimouski, et 24% dans la région de Grosses-Roches-Les Méchins (tableau 7). Ceci semble bien se relier aux changements dans le pourcentage relatif d'hématite dans ces roches: sept échantillons de shales rouges dans la région de Rivière-du-Loup, deux échantillons de shales rouges dans la région de Rimouski, aucun échantillon de shales rouges dans la région de Grosses-Roches-Les Méchins. Le fait qu'il y a du Fe₂O₃ dans cette dernière région malgré l'absence de l'hématite, confirme l'existence d'autres minéraux ferrifères. En effet, le soufre, qui s'accapare aisément de tout le fer ferreux libre en solution, influence aussi la distribution du fer. Dans la Formation de Rivière Ouelle, ce

sont les échantillons de couleur noire qui contiennent le plus de soufre, et donc de sulfures (pyrite) à grain fin. Ces roches sont plus abondantes dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins. Le reste du fer peut-être dans la chlorite ferrifère qui montre une légère diminution latérale de l'ouest vers l'est en allant vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins et verticalement de la base vers le sommet. PETMOD confirme cette distribution et montre également qu'il n'y a pas de changements dans la distribution de la chlorite magnésienne tant latéralement que verticalement.

La distribution des minéraux ferrifères reflète en fait très bien les changements de couleur dans ces pélites étudiées. Ceci pourrait résulter d'un phénomène diagénétique précoce (Van Houton, 1973; McBride, 1974; Hubert et Reed, 1978; McPherson, 1980; Potter et al, 1980; Myrow, 1990). En effet, McBride (1974) a postulé que la variation de la proportion de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ dans la roche des valeurs élevées aux valeurs faibles, fait changer les couleurs résultantes du rouge, au violet, au gris. Dans les Appalaches du Québec, ceci a aussi été démontré par les travaux de Lajoie et Chagnon (1973) sur un matériel semblable. Ils ont montré que les échantillons rouges contiennent seulement de l'hématite (2.5 à 6.5%), alors que les échantillons verts contiennent de la pyrite disséminée. La chlorite (indéfinie) peut exister dans les pélites des deux couleurs, mais latéralement, ce minéral semble le seul minéral ferrifère des pélites vertes. Donc, la couleur rouge est due à la présence de l'hématite et la couleur verte à la chlorite surtout. Il en est de même pour les roches de la

Formation de Rivière Ouelle. Les shales verts sont aussi enrichis en chlorite ferrifère par rapport aux shales rouges (tableau 1).

Un faible pourcentage d'hématite seulement est nécessaire pour donner à la roche une couleur rouge profonde (Myrow, 1990). La coloration rouge hématitique est attribuée aux sédiments formés sous des conditions oxydantes des minéraux porteurs de fer suite à une altération post-dépositionnelle précoce, incluant la déshydratation, la dissolution des silicates de fer, puis la précipitation du fer libéré et l'oxydation directe des grains d'ilménite (fer titané) et de la magnétite (Hubert et Reed, 1978). Les sédiments rouges peuvent être convertis tardivement (la réaction est réversible) en sédiments verts par la réduction du fer (Hubert et Reed, 1978; Potter et al., 1980), qui est alors mis en solution (McPherson, 1980) ou reprécipité en tant que minéraux argileux riches en fer, tels que la chlorite (Thompson, 1970). Le carbone organique influence aussi la couleur de la roche. Son abondance est responsable de la couleur noire. La présence de carbone organique est impossible en milieu oxydant. Il est donc incompatible avec l'hématite des shales rouges. Par contre, ce carbone peut coexister avec les sulfures. La pyrite et le carbone organique sont donc des indicateurs d'environnement réducteur. Dans la Formation de Rivière Ouelle, ce sont les échantillons noirs qui contiennent le plus de soufre, et donc de sulfures (pyrite).

Alors que la transformation de shale rouge (oxydé) à vert (réduit) est réversible, le passage de shale noir (réduit) à vert ou rouge (oxydé) est irréversible. L'abondance des pélites rouges dans la région de Rivière-du-Loup pourrait donc suggérer que les phénomènes diagénétiques y sont plus intenses que dans la région de Rimouski et surtout

dans la région de Les Méchins où abondent les pélites noires. On a montré également que les pélites vertes contiennent plus de chlorite ferrifère ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO} = 128$) par rapport aux pélites rouges ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO} = 47$) qui contiennent plus d'illite (figure 28). Perry et Hower (1970) et Eslinger et al. (1979) ont montré que l'exposition des smectites porteuses de fer aux solutions réductrices peut causer la réduction du fer et de ce fait, peut augmenter une charge négative nette des couches argileuses. L'augmentation de la charge pourrait favoriser la fixation du K additionnel et donc, la conversion de la smectite en illite. Eslinger et al. (1979) ont suggéré aussi que cette réaction se produit en conjonction avec l'oxydation de la matière organique. Donc, comme la réduction du fer en association avec l'oxydation de la matière organique est une réaction commune de la diagenèse précoce des sédiments marins (Berner, 1984), nous suggérons que nos roches étaient, probablement, au début toutes de couleur noire et par le phénomène diagénétique se sont transformées progressivement en rouge d'abord et en vert par la suite.

Lajoie et Chagnon (1973) ont plutôt suggéré l'hypothèse de resédimentation pour expliquer l'alternance sur le terrain de shales rouges et verts. En effet, ils ont relié la genèse de shales rouges et verts à deux environnements de dépôt différents avec une seule source située en général dans la direction nord. Les shales pélagiques verts sont accumulés doucement dans un milieu marin profond, relativement calme, tandis que les shales rouges sont accumulés dans des environnements paralliques oxydants peu profonds. Comme il y a une alternance rouge, vert et noir à Rivière-du-Loup, l'hypothèse de Lajoie et Chagnon

(1973) pourrait aussi s'y appliquer. Toutefois, cette hypothèse s'applique moins bien dans la région de Les Méchins où les argiles sont surtout noires et parfois vertes.

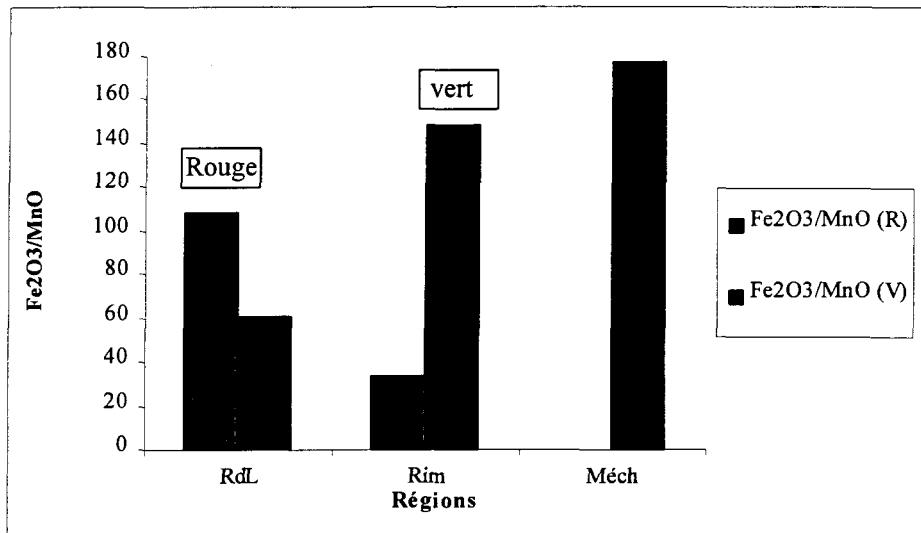


Figure 28. Rapport Fe2O3/MnO des shales verts et rouges.
 RdL = Rivière-du-Loup; Rim = Rimouski; Méch = Les Méchins
 R = rouges; V = verts.

Les teneurs en Mg et en Ca (% de MgO et de CaO) augmentent en allant vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins, là où les calcaires interstratifiés avec les pélites sont plus abondants. Le MgO passe de 27 % dans la région de Rivière-du-Loup, à 31% dans la région de Rimouski, et 42% dans la région des Grosses-Roches-Les Méchins. De la même façon, le CaO passe de 5%, à 38%, et 57% (tableau 7). Selon la minéralogie, les échantillons riches en carbonates sont répartis selon la même distribution géographique. Le

Mg serait donc principalement dans la dolomite et le Ca dans la calcite. Ces deux minéraux ont été identifiés principalement dans les échantillons de la région des Grosses-Roches-Les Méchins. Dans cette région, les calcaires sont en grande partie d'origine détritique. Ainsi Bernstein et al. (1992) décrivent la présence de lits de calcarénites à ooides et de calcisiltites à cristaux de dolomite intercalés avec les lits de shales. Il est donc probable que les carbonates contenus dans les pélites soient aussi de nature détritique plutôt que d'origine diagénétique. Leur présence et leur composition constituerait un reflet d'une source de plate-forme carbonatée.

Le contenu en quartz (SiO_2) des pélites de la Formation de Rivière Ouelle, selon la minéralogie (tableau 4) et la chimie (tableau 7), ne montre pas de variations verticales significatives. Cependant, il y a une légère variation latérale entre le contenu moyen en SiO_2 entre Rivière-du-Loup (59%), Rimouski (57%) et Les Méchins (55%). Cette tendance n'est pas montrée par la minéralogie dont le contenu moyen en quartz ne varie presque pas entre Rivière-du-Loup (25%), Rimouski (24%), et Les Méchins (25%). Les légères variations en quartz peuvent être dues: 1) à la diagenèse (transformation de la smectite en illite et en chlorite et donc plus de quartz (Towe, 1962), 2) à une source biogénique, 3) à des apports de silice des fluides circulant dans la roche, 4) à une origine détritique, et 5) à une combinaison des processus mentionnés (Pettijohn, 1975). Cependant, aucune conclusion ne peut être basée sur la distribution du quartz dans ces roches.

Quant aux plagioclases qui sont majoritairement des albites pures, la minéralogie montre des variations légères (en pourcentage relatif) entre Rivière-du-Loup (20%), Rimouski (17%), et Les Méchins (18%) (tableau 4), alors que la chimie (% de Na₂O) ne montre qu'une très légère variation entre ces trois régions (38%; 32%; et 30% respectivement) (tableau 7). En effet, l'ordre de grandeur dans les deux cas est semblable. Toutefois les différences sont probablement trop faibles pour refléter des variations significatives.

Le matériel illitique semble plus abondant dans la région de Rivière-du-Loup. Le groupe chimique de K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Rb, et Ba qu'on a identifié dans l'étude de corrélation indique clairement la présence dominante de l'illite et les teneurs de ces éléments changent avec les changements correspondant des teneurs en illite. En effet, les teneurs de K₂O, Al₂O₃, TiO₂, Rb, et Ba diminuent en allant de la région de Rivière-du-Loup vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins. Cette même variation latérale est indiquée par l'interstratifié illite/smectite (I/S) dont la proportion diminue en allant de la région de Rivière-du-Loup vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins en passant par Rimouski (tableau 4).

Les données minéralogiques indiquent que l'interstratifié chlorite/smectite varie en augmentant vers la région des Grosses-Roches-Les Méchins (tableau 4). Les données chimiques suggèrent la présence de deux chlorites dont une chlorite ferrifère normative qui ne montre pas de variations significatives. De plus, le Mg ne semble pas entièrement contenu dans les carbonates ainsi que le suggère le calcul du MgO* (annexe 5) et les calculs

de minéraux normatifs (annexe 9). Une partie pourrait être présente dans un minéral argileux, comme la chlorite ou la smectite. Le calcul normatif de PETMOD et SEDNORM confirme, probablement la présence de ces deux minéraux magnésiens et la tendance de leurs variations. La chlorite magnésienne normative ne montre pas de changements latéraux significatifs (tableau 9). En effet, comme on l'a indiqué au premier chapitre, la chlorite pose une problématique particulière à cause de l'intervalle considérable des substitutions possibles des cations (Mg^{2+} , Fe^2 , et Fe^{3+}). De plus, la présence de la smectite pourrait compliquer davantage la distribution des éléments qui constituent ces chlorites, surtout quand il s'agit d'une interstratification. Cependant, la minéralogie nous a suggéré la présence de l'interstratifié chlorite/smectite qui montre une distribution moins compliquée. En conclusion, ceci devrait indiquer que la chlorite, qui est probablement majoritairement ferrifère, montre des distributions également opposées à celle de l'illite. En effet, comme on l'a démontré auparavant, la chlorite ferrifère et le rapport Fe_2O_3/MnO augmentent en allant de la région de Rivière-du-Loup vers la région de les Méchins (figure 28). Les données minéralogiques montrent que la smectite est principalement interstratifiée avec l'illite et la chlorite. Dans certains échantillons de la région de Les Méchins, la smectite discrète a aussi été identifiée en petite quantité. Il est difficile de déterminer la distribution minéralogique de ce minéral, car il est presque exclusivement présent sous une forme mineure dans un interstratifié avec un autre minéral. En effet, la composition de la smectite varie en terme de degré d'interstratifié illite/smectite et cette variation est limitée de 0 à 15% de smectite. Les données chimiques suggèrent que cette smectite serait

principalement de composition sodique. Les teneurs en Na_2O (tableau 7) diminuent légèrement de la région de Rivière-du-Loup vers Les Méchins (38%; 32% et 30%). Les résultats des calculs normatifs (SEDNORM) suggèrent qu'il n'y a pas de variations. L'absence de variation est due, probablement aux faibles teneurs de ce minéral, comme le montre la minéralogie (< 15%).

4. 3. 2. Causes des changements

Comme on l'a expliqué précédemment, l'assemblage minéralogique des pélites de la Formation de Rivière Ouelle indique une distribution presque uniforme. On ne peut documenter que de faibles changements. Les argiles sont des minéraux particulièrement sensibles à la diagenèse et en particulier aux changements minéralogiques et chimiques qui peuvent alors se produire. Ces changements diagénétiques peuvent être importants au point de masquer la composition initiale des composants. Pour cette raison, nous allons d'abord examiner l'importance de la diagenèse dans les pélites de la Formation de Rivière Ouelle et par la suite de la météorisation, de la composition à la source et de l'environnement sédimentaire et tectonique de dépôt.

4. 3. 2. 1. L'effet de la diagenèse

Bien que la chimie ne le suggère pas de façon aussi explicite, la diagenèse était probablement intense comme l'indiquent plus clairement les données minéralogiques.

En effet, La coexistence de deux types de polytypes (2M₁ et 1Md), l'indice de cristallinité de l'illite (CI variant de 3 à 8 mm) qui représente un indice de mesure de la diagenèse des argiles et la réflectance (si on extrapole à la présente région les données de Héroux et al. (1980); %R₀ = 1.0 à 2.8) indiquent clairement que l'effet de la diagenèse a bel et bien été important. Les données, comme l'indice de cristallinité, suggèrent un séjour dans les zones diagénétiques moyenne à tardive (I) et tardive (II). On ne peut donc exclure que la diagenèse a probablement joué le rôle d'homogénéisateur sur la composition minéralogique du matériel de notre formation, surtout pour la région de Rivière-du-Loup où l'illite domine clairement dans tous les échantillons.

La réduction du fer, en association avec l'oxydation de la matière organique, est une réaction commune durant la diagenèse précoce des sédiments marins (Schoonmaker, 1990). La présence de l'hématite dans les shales rouges de la région de Rivière-du-Loup confirme aussi cette interprétation. En fait, cette hypothèse nous semble très valable , car les pélites rouges sont plus affectés par la diagenèse par rapport aux pélites vertes et noires et donc le phénomène diagénétique est probablement responsable de ces différences de couleurs et donc des compositions des pélites (voir Lajoie et Chagnon, 1973 qui ont exclu cette hypothèse du fait que leurs pélites rouges sont moins affectées par la diagenèse par rapport aux pélites vertes). En effet, l'effet chimique de la diagenèse dans cette région nous apparaît évident, puisque la moyenne de la teneur de K₂O augmente de 3% à 5% (pourcentage poids), le rapport K₂O/Al₂O₃ augmente aussi légèrement de 0.25% à 0.28%

et la concentration du Rb de 118 à 162 ppm en allant de la région de Les Méchins vers la région de Rivière-du-Loup (la région de Rimouski occupe toujours une position intermédiaire). Cette tendance géochimique indique une augmentation d'illite dans l'interstratifié illite/smectite de 48% à 76% (Underwood et al., 1993).

La présence des carbonates sous forme de calcite et de dolomite dans les pélites peut aussi résulter de processus diagénétiques. Toutefois, dans notre formation, ces minéraux reflètent plus probablement un apport détritique d'une plate-forme carbonatée (Coniglio et James., 1990)

4.3.2. 2. L'effet de la météorisation et l'importance de la composition à la source

Les données chimiques témoignent d'une importante météorisation continentale. Les changements dans le CIA reflètent un changement dans la proportion de feldspaths et des différents minéraux argileux dans les profils d'altération (Nesbitt et Young, 1982). La composition minéralogique des boues reflète aussi l'intensité de l'altération, car les minéraux riches en aluminium, tels que les kaolinites et les beidellite, sont produits en quantité importante durant l'altération intensive et les sédiments qui les contiennent ont par conséquent des valeurs de CIA élevées. Dans nos roches, l'abondance de l'illite détritique et la valeur de CIA, qui est relativement intense (< 75), témoignent de l'effet relativement intense de la météorisation.

L'Al et le Ti sont chimiquement stables et tendent donc à s'accumuler dans les matériaux résiduels lors de processus d'altération, notamment lors de la météorisation. Les corrélations positives entre Al_2O_3 et TiO_2 et entre Al_2O_3 et K_2O , de même que le rapport Al/Ti élevé (Fyffe et Pickerill, 1993) s'interprètent ainsi et indiquent clairement l'importance de la météorisation dans la région source. La corrélation du Ni avec Al_2O_3 suggère la même chose (Feng et Kerrich, 1990), tout comme la distribution d'éléments, comme le Rb, le Ba et le Th par rapport aux éléments plus mobiles qui sont lessivés sélectivement des profils de la météorisation, comme le Na, le Ca, le Sr, et l'U (rapports $\text{Rb/Sr} > 1.0$, $\text{Th/U} > 3.8$) (McLennan et al., 1993; Fyffe et Pickerill, 1993). Une mesure de l'intensité de la météorisation est donnée par le CIA (< 75%) (Nesbitt et Young, 1982) et la distribution de tous les échantillons de notre formation dans les diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM* (Nesbitt et Young, 1984 et 1989) indiquent l'effet relativement intense et uniforme de ce phénomène. Les valeurs de CIA relativement élevées et les assemblages minéralogiques (illite/smectite et chlorite/smectite) témoignent de conditions humides, probablement, tropicales.

Le tri granulométrique durant le transport et le dépôt peut aussi modifier le CIA (Nesbitt et Young, 1982). Toutefois, comme cette étude ne traite que des pélites, l'importance du tri ne peut-être estimée et ne sera pas considérée ici. Comme la Formation de Rivière Ouelle est très nettement dominée par des sédiments pélitiques, le tri a probablement aussi une importance moindre que dans des dépôts de turbidites gréseuses.

La chimie a aussi permis de préciser la composition à la source. En effet, l'utilisation des éléments, relativement immobiles, comme La, Th, Sc, le rapport Th/Sc (sensible à la composition moyenne de la source) a permis de déduire la composition de la région source qui est majoritairement felsique (plus de 75%). Les faibles teneurs en Ni et Cr de la Formation de Rivière Ouelle, comparativement à celles de Tourelle dont la provenance ophiolitique est mise en évidence par Hiscott (1984) et Garver et al. (1996), et l'absence de corrélations positives avec mg de Niggli (van de Kamp et Leake, 1995) indiquent fort probablement que les sources des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle sont non ophiolitiques. Une source volcanique mafique peu importante pourrait toutefois exister et avoir contribué à la composition des pélites de la région la plus à l'est.

Notre étude de la minéralogie et de la chimie de ces roches montre donc l'effet de trois facteurs importants. La diagenèse, la météorisation et la composition à la source ont contrôlé communément l'histoire de la composition des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. En effet, la composition finale de nos roches, dominée par les deux types d'interstratifiés, témoigne d'une signature physico-chimique correspondant à une réaction progressive débutant par la composition d'illite/smectite détritique formée sous l'effet de la météorisation à la source ultime (et/ou une diagenèse précoce à une source immédiate dérivant de cette source ultime) de composition principalement granitique. D'autres sources ont aussi été identifiées: une source volcanique mafique et une source de plate-forme calcaire ont aussi contribué à la composition des roches situées le plus à l'est. Par la suite, sous l'effet des phénomènes syn- et post-dépositionnels (transport et/ou diagenèse), il

y aura des transformations pour arriver à une composition finale reflétant à la fois l'apport détritique original et les processus diagénétiques.

4. 3. 2. 3. L'effet de l'environnement sédimentaire et tectonique de dépôt

Bien que ce travail ne porte pas sur la sédimentologie de la Formation de Rivière Ouelle, nos données contribuent à préciser les modèles existants. Selon Vallières (1984), Slivitzky et al. (1991) et Bernstein et al. (1992), cette formation se serait déposée au sein d'une marge passive bordant le craton Laurentien. La sédimentation résulterait d'écoulement de masse (dépôts de turbidites) et proviendrait exclusivement de l'érosion du craton laurentien et de sa plate-forme calcaire. À l'époque du dépôt de cette formation, ce continent était tourné de 90^0 en sens horaire et sa marge sud chevauchait l'équateur (Scotese, 1984; Van der Voo et al., 1984; Van der Voo, 1988). Ceci suggère une intense météorisation tropicale à cet endroit, précisément là où la Formation de Rivière Ouelle sédimentait. Ce modèle général est confirmé par nos données minéralogiques et chimiques qui confirment bien une source principalement de composition granitique (et donc cratonique) et une intense météorisation typique d'un climat tropical. L'existence de la contribution d'une plate-forme calcaire est aussi démontrée, mais celle-ci semble plus importante à l'est qu'à l'ouest. Toutefois, nos données suggèrent aussi la présence d'une source volcanique, présente uniquement à l'est.

Vallières (1984) rapporte que la Formation de Rivière Ouelle se serait déposée durant une période d'instabilité de la marge laurentienne. Cette instabilité refléterait le début de l'orogénie taconienne, laquelle résulta d'une collision entre la marge passive laurentienne et un arc magmatique. Seuls le faible enrichissement en MgO et la chlorite magnésienne dans la région de Les Méchins suggèrent timidement l'arrivée de cet arc magmatique. Les mêmes résultats s'obtiennent en plaçant les résultats des analyses chimiques sur des diagrammes de provenance tectoniques (Roser et Korsch, 1986). En effet, les échantillons chevauchent les champs de marge continentale et d'arc magmatique (figure 26). Ceci pourrait donc refléter la transition entre ces deux environnements.

4. 4. Comparaisons avec d'autres unités pélitiques

4. 4. 1. Unités corrélatives et adjacentes

Il y a peu de données sur la minéralogie des argiles ou sur la chimie des pélites dans les Appalaches du Québec. Il est donc difficile de valider les résultats obtenus dans cette étude par l'examen des résultats dans les unités corrélatives à la Formation de Rivière Ouelle. Parmi les unités corrélatives, seule la Formation de Lévis a fait l'objet d'une étude géochimique. Les données géochimiques (éléments majeurs et traces) de cette formation suggèrent qu'elle est aussi dérivée d'une source granitique, notamment de granites hautement fractionnés, sous un climat subéquatorial. L'environnement de dépôt serait celui d'une marge passive en bordure du craton laurentien (Fyffe et Pickerill, 1993).

Parmi les unités sous et sus-jacentes, seule la Formation sus-jacente de Tourelle a fait l'objet d'une étude pétrographique et chimique importante, encore que la pétrographie porte exclusivement sur la minéralogie des grès (Hiscott 1978; Hiscott 1984; et Gagné 1990). Les grès de cette formation renferment surtout du quartz, du feldspath, et des fragments de roches volcaniques; la chromite (~300 ppm de Cr) est un important minéral accessoire. Sur la base de la minéralogie des grès, la source de cette formation était de nature orogénique avec une contribution d'environ 7% de roches ultramafiques, c'est-à-dire ophiolitiques (Hiscott 1978 et 1984). Gagné (1990) a étudié 32 échantillons allant des grès conglomeratiques aux shales. Elle a suggéré une source principalement de roches felsiques ignées avec des contributions moindres de sources mafiques et ultramafiques. Selon elle, cela reflète un environnement d'arc magmatique continental ou de marge continentale active, mais avec des éléments encore typiques d'une sédimentation de marge passive. Garver et al. (1996) ont aussi validé ces résultats par une étude géochimique des shales. Les teneurs moyennes en Cr et en Ni des pélites de la Formation de Tourelle sont deux fois plus importantes que celles des pélites de la Formation de Rivière Ouelle. Ce rapport confirme donc l'accroissement de la collision arc-continent et de l'apport grandissant d'une source magmatique et ultramafique lors de la sédimentation de la Formation de Tourelle par rapport à celle du Rivière Ouelle.

Les unités sous-jacentes à la Formation de Rivière Ouelle comprennent diverses formations d'âge précambrien à ordovicien inférieur appartenant aux groupes de Trois-Pistoles et de Saint-Roch ou à leur équivalents latéraux (Vallières, 1984). Il n'y a peu de

données sur les pélites contenues dans ces formations. Pour la minéralogie des argiles, Héroux et al. (1980) ont centré leurs études sur les roches cambriennes situées près de Québec. Ils ont montré que ces roches étaient dominées par un assemblage minéralogique composé par l'illite et la chlorite discrètes avec des interstratifiés illite/montmorillonite dont le pourcentage d'illite varie de 60 à 80% dans les zones diagénétiques I et II et est de 100% dans la zone III. Ceci renforce l'interprétation de nos données minéralogiques et nos conclusions sur les différentes zones diagénétiques. Lajoie et Chagnon (1973) ont aussi travaillé sur des shales cambriens dans la région du Bas-du-Fleuve, dans la région de Rimouski. Ils ont suggéré une seule source pour les différents shales étudiés. Cette source est aussi une source continentale composée de granite comme pour la Formation de Rivière Ouelle. Ceci pourrait donc être une constance dans la source des pélites des Appalaches du Québec du Cambrien à l'Ordovicien inférieur, c'est-à-dire pour toute la durée de la construction de la marge passive laurentienne.

À Terre-Neuve, Schecki (1977) a effectué une étude sur des pélites cambriennes à ordoviciennes corrélatives à celles mentionnées ci-dessus. L'assemblage minéralogique y est dominé surtout par l'interstratifié illite/chlorite détritique dérivé d'une source cratonique laurentienne et par l'interstratifié illite/smectite expansible (corrensite) et non expansible formés diagénétiquement à partir d'un matériel volcanique détritique dérivé d'un arc volcanique. En effet, l'auteur suggère que le matériel argileux dominé par l'illite et la chlorite détritiques a été transporté vers l'est, du craton du nord américain et du plateau à la pente continentale stable. Au début de l'Ordovicien inférieur, le matériel détritique

volcanique riche en Mg^{2+} , était transporté vers l'ouest d'un arc insulaire volcanique en développement. L'influence volcanique apparaît au début sur la marge continentale sous forme de shales verts/gris et de calcaires argileux à l'Ordovicien inférieur à tardif. Comme la marge continentale s'est enfouie à l'Ordovicien moyen, le matériel volcanique s'est accumulé d'abord en shale rouge, suivi par des shales gris et des grès des flyschs de grès verts d'origine volcanique. L'auteur a déduit de cela que le métamorphisme d'enfouissement est responsable de l'altération du matériel volcanique riche en Mg^{2+} en un assemblage de corrensite (chlorite expansible) et d'interstratifié illite/smectite (non expansible). Ceci corrobore donc nos résultats qui mettent en jeu la possibilité de deux sources détritique et volcanique influencées par les mêmes processus, tels que l'apport détritique et la diagenèse qui sont responsables de la genèse des assemblages minéralogiques de la Formation de Rivière Ouelle.

Encore une fois, les données chimiques sont peu importantes et portent surtout sur des roches cambriennes. Ainsi, les sédiments des groupes de Maquereau et de Shickshock proviendraient de l'érosion d'une source cratonique avec une contribution de roches basaltiques. Ces roches se seraient déposées dans un environnement de rift continental (Gagné 1990). La source et l'environnement tectonique sont donc légèrement semblables à ceux de la Formation de Rivière Ouelle (figure 26).

L'intensité de la météorisation (CIA) n'a presque pas changé (tableau 9) ni dans le temps (des unités cambriennes aux unités ordoviciennes) ni dans l'espace (entre les unités

ordoviciennes). Ceci est dû probablement au maintien du continent près de l'équateur lors des changements tectoniques, dans des environnements semblables (figure 26), qui s'accompagnent de soulèvement et d'érosion rapides (faible CIA).

4. 4. 2. Comparaisons avec d'autres pélites de marges passive et active

Il existe peu d'études alliant la minéralogie des argiles et la géochimie dans le but d'identifier des changements de source. Ball et al. (1992), dans une étude du bassin de Welsh, ont démontré qu'ils pouvaient ainsi distinguer deux groupes de pélites sur la base de leur minéralogie et de leur chimie. Toutefois, ils relient ces changements à des mécanismes de dépôts différents (hémipélagite et turbidite) et donc très indirectement à un changement de source au sein de ces roches. Les différences sont basées sur des proportions différentes d'illite et de minéraux lourds.

van de Kamp et Leake (1985 et 1995) présentent des critères pour distinguer des provenances cratoniques (felsiques), mafiques et ultramafiques avec l'estimation de leurs proportions. La reconnaissance des sources ophiolitique et non ophiolitique pour les shales se fait à l'aide des teneurs en Co, Cr, et Ni. Donc, l'utilisation des corrélations positives entre le nombre de Niggli (al-alk) et les éléments traces (i.e., Cr, Ni, Ba, Rb, Ce, La, Y, Co, Cu, Pb, Ga, et Zn) permet de mesurer les différentes substitutions chimiques des minéraux phylliteux (argiles, micas, et chlorites) et leurs modes de formation détritique et/ou diagénétique. D'autre part, les corrélations négatives comme dans le cas du Sr avec al-alk,

sont associées aux carbonates et aux feldspaths. Des corrélations négatives entre mg de Niggli et les éléments traces Cr, Ni, et Co ont confirmé l'absence d'une source ophiolitique.

L'application de ces résultats à nos travaux confirme que les échantillons qu'on a analysés montrent qu'on n'a pas de source ophiolitique.

En général, les études centrées uniquement sur la minéralogie des argiles ont été faites principalement pour démontrer l'importance des processus diagénétiques sur la minéralogie des argiles (i. e., Kübler, 1973; Héroux et al., 1980; Reynolds et Moore, 1989 et Underwood et al., 1993). Des études ont aussi relié les changements minéralogiques à des changements climatiques (i. e., Chamley, 1989; Reynolds et Moore, 1989; Werner, 1991; et Tribble et al, 1993), à des changements de sources (i. e., Chamley, 1989; Reynolds et Moore, 1989 et Underwood et al., 1993) ou à des environnements de dépôt (i. e., Lajoie et Chagnon, 1973 et Werner, 1991).

D'autres études se sont restreintes à la géochimie (i. e., Feng et Kerrich, 1990; Fyffe et Pickerill, 1993 et Garver et al., 1996). Feng et Kerrich (1990) ont travaillé sur des sédiments clastiques à grain fin de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi et ont distingué deux types de populations mafique/ultramafique (avec des abondances élevées de MgO, Ni, Cr, Sc, et FeO; et faibles en Th, U, Ta, Hf, Zr et REE total, Sr, Ba, et Cs; $\text{La/Yb}_N \leq 4.5$ et $\text{Eu/Eu}^* \geq 1$) et moins mafique (avec des abondances opposées à la première et un mélange de 75% de roches felsiques et 25% de roches mafiques) reflétant des provenances et des environnements tectoniques fondamentalement distincts (rift océanique et un arc insulaire respectivement). L'utilisation de leurs résultats a confirmé

une partie de nos résultats et suggèrent une population majoritairement felsique. Le diagramme de Roser et Korsch (1986) suggère un environnement de type marge passive ou de marge active.

Fyffe et Pickerill, (1993) utilisent, par exemple, le rapport Al/Ti pour démontrer l'importance de la météorisation. En effet, nous avons démontré avec un rapport élevé de 20.29 comparativement à celui de Lévis, que la météorisation a eu un effet intense sur les roches sources de la Formation de Rivière Ouelle. Quant à Garver et Scott (1995), ils ont utilisé les données de concentration de Ni et Cr pour démontrer la présence d'une source ophiolitique (concentration élevée en chromite). Donc, selon leurs données, les faibles concentrations de Ni et Cr confirment, bel et bien, une source non ophiolitique pour la Formation de Rivière Ouelle.

Condie et al. (1992) ont étudié les évidences des modes géochimique et détritique entre deux sources du Tonto Basin Supergroup, Arizona centrale. L'évidence des modes détritique et géochimique est caractérisée par l'augmentation des teneurs de K₂O, Al₂O₃, et Th dans les pélites à cause de l'abondance des minéraux argileux illitiques, l'augmentation de Zr et Hf dans les minéraux lourds (zircon) et la diminution du rapport Eu/Eu*, Cr, et Ni. Toutes ces variations ont été attribuées à une source granitique. Ils ont suggéré le modèle de la marge continentale pour une source détritique granitique du craton du nord Américain et de l'arrière-arc pour une source volcanique située au sud. Ceci est aussi applicable aux données de notre formation pour laquelle on a suggéré le même modèle.

4. 5. Cadre paléogéographique et tectonique de la Formation de Rivière Ouelle

En théorie, la Formation de Rivière Ouelle occupe une place transitionnelle dans l'histoire des Appalaches du Québec. Elle se serait déposée alors que l'environnement tectonique se transforme d'une marge passive à une marge active. Cette transformation s'accompagne d'un changement de source. Antérieurement, tout dérivait du craton laurentien alors que par la suite les sédiments dérivent d'un arc magmatique et d'un prisme tectonique situés dans la direction opposée.

Cependant, l'importance des sources possibles et l'effet diagénétique varient selon les régions étudiées. Les sédiments des trois régions semblent principalement provenir d'une même source continentale (source 1). La composition de cette source a peu varié dans le temps, reflétant ainsi le maintien d'un climat tropical à la source ultime. Cette source principale est proportionnellement plus importante dans la région de Rivière-du-Loup. Pour la région de Grosses-Roches-Les Méchins, il y a aussi un apport d'autres sources: une source de carbonates (source 2) et une source d'arc volcanique "peu évolué" (source 3). Il est aussi possible que l'intensité de la diagenèse soit moindre à l'est. Les données géochimiques confirment aussi le caractère transitionnel de la Formation de Rivière Ouelle puisque les patrons de terres rares et les diagrammes de provenance tectonique suggèrent aussi un environnement principalement de marge continentale, possiblement transitionnel à un environnement d'arc magmatique.

Nos données suggèrent que la Formation de Rivière Ouelle provient principalement de la même source que les unités plus anciennes sous-jacentes (figure 29). Seule la partie supérieure de la région est suggère aussi une source volcanique et une source de plate-forme. L'importance de la source volcanique mafique et ultramafique est par contre bien moindre que ce qui est noté dans la Formation sus-jacente de Tourelle. Donc, l'hypothèse de départ n'est pas entièrement bonne. Toutefois, l'absence de variations significatives à l'échelle de la formation pourrait résulter d'un piètre échantillonnage de la partie supérieure de la formation. Si cela avait été fait, on aurait peut-être pu mieux voir le caractère transitionnel. De toute façon, la transition doit être rapide. Même si une source ultramafique, comme celle présente dans la Formation de Tourelle, n'a pu être identifiée, une source volcanique mafique mineure semble bien présente mais uniquement dans la partie NE. Ceci pourrait impliquer une collision diachronique et oblique. L'arc taconien se buterait d'abord au continent laurentien près de l'actuelle péninsule de la Gaspésie. Ceci aurait comme conséquence d'apporter rapidement des détritus de l'arc sur les anciens sédiments de la marge continentale dans ce secteur, alors que plus au SW les sédiments continueraient de provenir majoritairement du craton laurentien.

Une collision plus hâtive et plus prononcée au NE aurait aussi comme conséquence de soulever et d'éroder la plate-forme calcaire dans cette région, ce qui à son tour favoriserait une sédimentation détritique calcaire plus importante dans cette région. Ceci

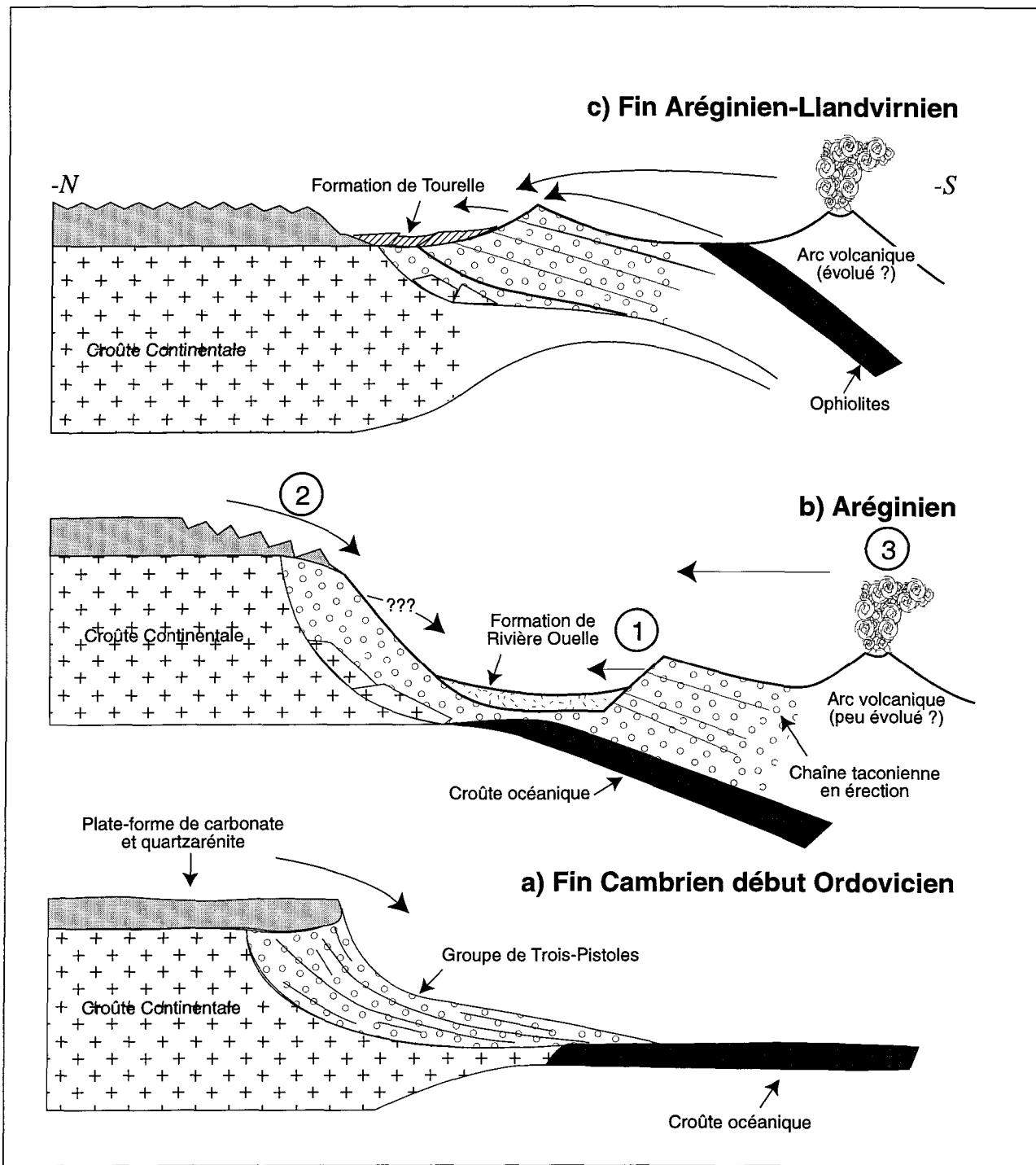


Figure 29. Modèle général montrant les différentes sources possibles pour la Formation de Rivière Ouelle (b) et les unités en-dessous le Groupe de Trois-Pistoles (a) et en-dessus la Formation de Tourelle (b).

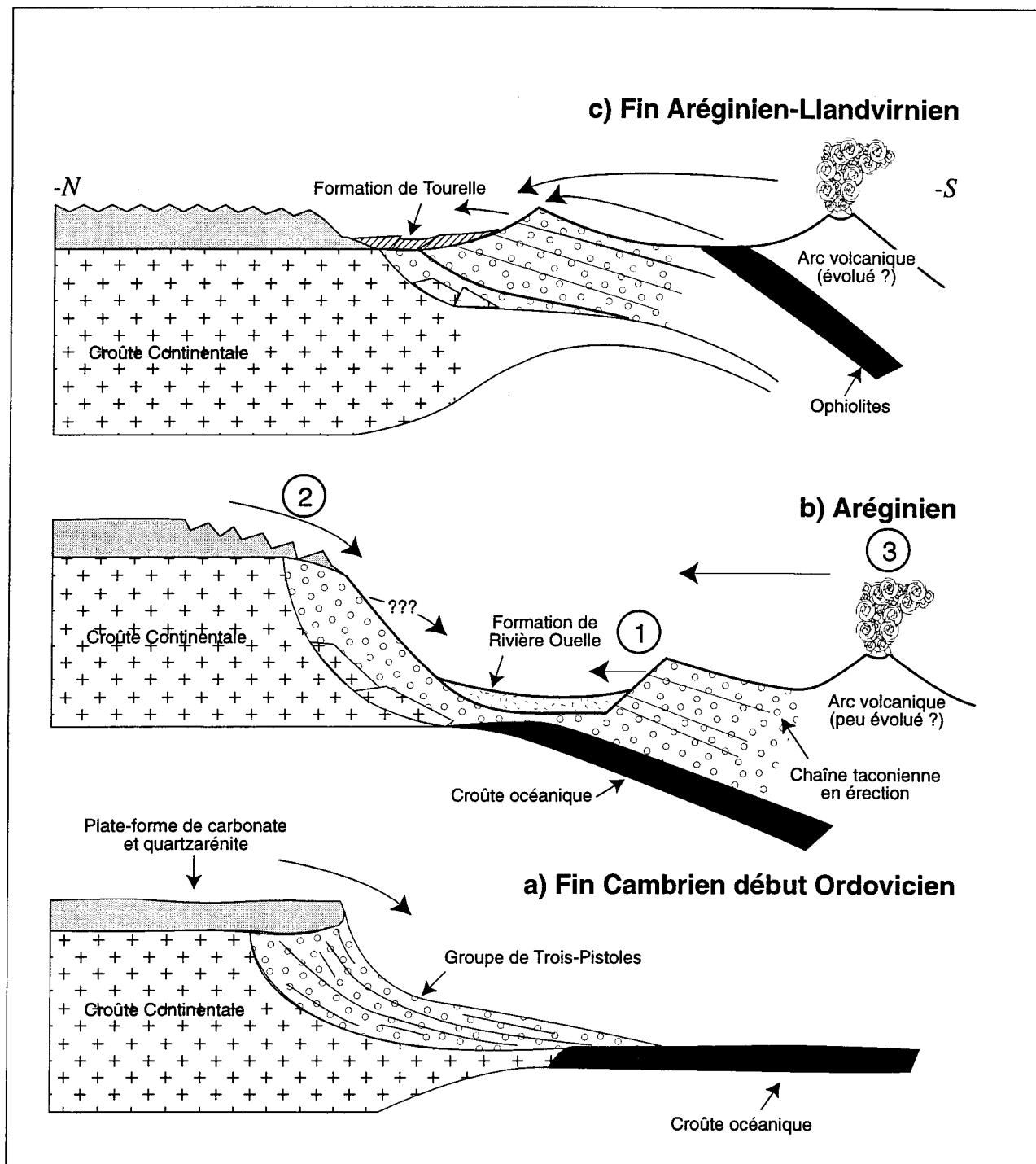


Figure 29. Modèle général montrant les différentes sources possibles pour la Formation de Rivière Ouelle (b) et les unités en-dessous le Groupe de Trois-Pistoles (a) et en-dessus la Formation de Tourelle (b).

pourrait donc aussi expliquer la présence d'une composante calcaire plus importante au NE qu'au SW. Enfin, en milieu tectonique actif, les taux d'érosion, de transport et de sédimentation sont généralement plus importants. Ceci pourrait donc aussi expliquer que les sédiments au NE n'ont pu être oxydés à la source, lors du transport ou de la sédimentation et soient demeurés de couleur noire. Ceci change donc légèrement le modèle connu antérieurement.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

L'étude de la Formation de Rivière Ouelle dans les Appalaches du Québec est importante. Ses roches ont été formées à un moment critique de l'évolution tectonique des Appalaches de Québec. Elle constitue donc une position transitionnelle entre deux événements différents. En plus, elle constitue une partie intégrante de plusieurs mélanges dont les caractéristiques pétrographiques originales ont été détruites.

L'opportunité de notre choix de méthodes repose sur la reconnaissance de plusieurs travaux traitant ce genre de roches riches en argiles dont la composition minéralogique et chimique est le résultat cumulatif de plusieurs facteurs. En effet, la minéralogie et la géochimie des argiles nous ont permis d'atteindre nos objectifs qui consistent à retracer les changements latéraux et verticaux et les causes possibles pour élaborer en fin un modèle permettant de situer dans un cadre global les changements de composition de cette unité stratigraphique à caractère transitionnel entre les unités sus et sous-jacentes.

La minéralogie des argiles utilisant les propriétés des rayons-X, nous a permis l'identification des assemblages minéralogiques argileux et non-argileux et les paramètres de mesure et d'estimation des effets opérants sur les phases argileuses.

La géochimie des argiles, par l'étude des caractéristiques fondamentales des éléments majeurs et traces, nous a permis d'une part, de confirmer l'identification des phases minéralogiques porteuses des regroupements d'éléments chimiques et d'autre part, de mieux ressortir les variations latérales et les environnements tectoniques. La géochimie nous a aussi permis d'identifier les phénomènes, non identifiés par la minéralogie, et qui agissent sur l'évolution de la composition de nos roches.

À ces deux méthodes, nous avons rajouté la méthode des statistiques pour appuyer l'identification des regroupements d'éléments chimiques et la méthode de calcul des minéraux normatifs pour ressortir les phases minéralogiques difficiles à identifiées par la minéralogie et la géochimie dans nos échantillons.

Le cortège minéralogique final, tel que déduit des deux méthodes minéralogique et chimique, est formé d'abord de minéraux argileux tels que illite/smectite, chlorite/smectite avec illite et chlorite discrètes; et des minéraux non argileux tels que quartz, albite, hématite, dolomite, calcite, et de quelques minéraux accessoires tels que le zircon, et la pyrite et probablement l'apatite ou "une espèce apatitique".

La distribution des minéraux argileux et non-argileux est remarquablement uniforme en fonction de la profondeur. Les données des polytypes d'illite indiquent l'abondance de la forme 2M₁ (69%) sur 1Md (31%). Ceci suggère que l'effet de la source est plus

important. D'abord, un apport détritique des phyllosilicates dérivées d'une source continentale (socle grenvillien) d'où la dominance d'illite/smectite et par la suite des carbonates dérivés d'une plate-forme calcaire (abondance des carbonates) et une source volcanique plus à l'est suite à une collision entre l'arc volcanique et le continent laurentien (abondance de chlorite et smectite ferromagnésiennes).

Cependant, la distribution latérale des phases intermédiaires des interstratifiés illite/smectite (plus abondant dans la région de Rivière-du-Loup) et chlorite/smectite (plus abondante plus à l'est) et la présence des polytypes de type 1Md témoignent d'un effet du processus diagénétique intense.

Les deux méthodes, géochimique et statistique, concordent bien pour supporter l'idée d'une distribution uniforme des éléments géochimiques en une seule population principale. Cette population, constituée majoritairement d'éléments felsiques ($> 75\%$) avec une faible contribution mafique, reflète une provenance de roches sources felsiques et des environnements tectoniques fondamentalement caractéristiques à ce genre de population, confirmés à la fois par les données des éléments majeurs et des terres rares (marge passive surtout et marge continentale active).

La présence des carbonates, en une quantité plus ou moins importante surtout dans les Méchins, témoigne de la présence d'une autre source de plate-forme carbonatée.

Les faibles concentrations en MgO^* et les valeurs en chlorite magnésienne normative suggèrent la présence d'une source volcanique mafique mineure. Les

corrélations négatives à faiblement négatives entre mg et les éléments traces Co, Ni, et Cr (en faibles teneurs) indiquent que les sources de nos échantillons sont non ophiolitiques.

L'anomalie d'Eu négative et la compositions d'éléments majeurs ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Al/Ti et CIA élevés), reflètent une dominance de sources granitiques de la croûte supérieure et une histoire de météorisation relativement rigoureuse.

Les sédiments des trois régions semblent principalement provenir d'une même source continentale. La composition de cette source a peu varié dans le temps, reflétant ainsi le maintien d'un climat tropical à la source ultime. Cette source principale est proportionnellement plus importante dans la région de Rivière-du-Loup. Pour la région de Grosses-Roches-Les Méchins, il y a aussi un apport d'autres sources: une source de carbonates (source 2) et une source d'arc volcanique "peu évolué".

Les données de la Formation de Rivière Ouelle suggèrent principalement la même source que celle des unités plus anciennes sous-jacentes. Seules la partie supérieure de la région est suggère aussi une source volcanique et une source de plate-forme. L'importance de la source volcanique mafique et ultramafique est par contre bien moindre que ce qui est noté dans la Formation sus-jacente de Tourelle. Même si une source ultramafique, comme celle présente dans le Tourelle, n'a pu être identifiée, une source volcanique mafique mineure semble bien présente mais uniquement dans la partie NE. Ceci pourrait impliquer une collision diachronique et oblique.

Une collision plus hâtive et plus prononcé au NE aurait aussi comme conséquence de soulever et d'éroder la plate-forme calcaire dans cette région, ce qui à son tour

favoriserait une sédimentation détritique calcaire plus importante au SW. Enfin, en milieu tectonique actif, les taux d'érosion, de transport et de sédimentation sont généralement plus importants. Ceci pourrait donc aussi expliquer que les sédiments au NE n'ont pu être oxydés à la source, lors du transport ou de la sédimentation et soient demeurés de couleur noire. Ceci change donc légèrement le modèle connu antérieurement.

Toutefois, pour mieux confirmer ces résultats, qui ont été élaborés à partir l'analyse des roches argileuses seulement dont il manque beaucoup d'échantillons au sommet de Rimouski et à la base de Les Méchins, on recommande l'échantillonnage simultané des grès et des pélites couvrant l'ensemble des divisions lithologiques des trois régions. À cela, compte tenu du peu de données sur les unités plus anciennes en particulier, il serait bon d'étendre l'étude aux unités plus anciennes. Il y a aussi peu de données sur la minéralogie des argiles de la Formation de Tourelle et des unités plus jeunes. Enfin, afin de confirmer une collision oblique, il serait primordial d'étendre l'étude à des régions sises plus au NE et plus au SW dans le Rivière Ouelle ou ses unités corrélatives.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAILEY, S. W., 1966. The status of clay mineral structures: Proceedings, 14th National Conference on Clays and Clays Minerals, Pergamon Press, New York, pp. 1-23.
- BAILEY, S. W., 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry: *in* BAILEY, S. W., editor, Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas), v. 19 *in* Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D. C., pp. 347-403.
- BALISTRIERI L. S. et MURRAY J. M., 1984. Marine scavenging: Trace metal adsorption by interfacial sediment from MANOP Site H. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **48**: 921-929.
- BALL, T. K., DAVIES, J. R., WATERS, R. A. et ZALASIEWICZ, J. A., 1992. Geochemical discrimination of Silurian mudstones according to depositional process and provenance within the Southern Welsh Basin. *Geological Magazine*, **129**: 567-572.
- BANFIELD, J. F. et VEBLEN, D. R., 1991. Conversion of perovskite to anatase and TiO₂(B): a TEM study and the use of fundamental building blocks and understanding relationships among the TiO₂ minerals. *American Mineralogy*, **77**: 545-557.
- BEDARD L. P. et BARNES S. J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.
- BERNER, R. A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **48**: 605-615.
- BERNSTEIN L., NOEL P. J. et LAVOIE D., 1992. Cambro-Ordovician Stratigraphy in the Québec Reentrant, Grosses-Roches-Les Méchins area, Gaspésie, Quebec. *Geological Survey of Canada, Paper 92-1E*: 381-392.
- BHATIA M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, **91**: 611-627.

- BHATIA M. R., 1985. Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of Eastern Australia: Implications in provenance and tectonic setting interpretation. *Sedimentary Geology*, pp. 181-193.
- BHATIA M. R. et CROOK K. A. W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **92**: 181-193.
- BIRON, S., 1974. Géologie de la région des Méchins. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DP-299.
- BLATT , H., 1985. Provenance Studies and Mudrocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**: 69-75.
- BOSTRÖM K., KREAMER, T., et GARTNER S., 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments. *Chemical Geology*, **11**: 123-148.
- BRISEBOIS D. et BRUN J., 1994. Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec. MM 94-01, 64p.
- BROWN, L. F., BAILEY, S. W., CLINE, L. M. et LISTER, J. S., 1977. Clay mineralogy in relation to deltaic sedimentation patterns of Desmoinesian Cyclothsems in Iowa-Missouri. *Clays and Clay Minerals*, **25**: 171-186.
- BUYCE, M. R. et FREIDMAN, G. M., 1975. Significance of authigenic K-feldspar in Cambrian-Ordovician carbonate rocks of the Proto-Atlantic shelf in North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**: 808-821.
- CHAGNON, A., 1982. Zonation of diagenesis and low-grade metamorphism in Cambro-Ordovician flysch of Gaspé Peninsula, Québec Appalachians. *Canadian Mineralogist*, **20**: 155-167.
- CHAMLEY, H., 1980. Clay sedimentation and paleoenvironment in the Shikoku Basin since the middle Miocene (Deep Sea Drilling Project Leg 58, North Philippine Sea). In KLEIN, G. de V., KOBAYASHI, K., et al., 1980. Initial Reports DSDP, **58**: Washington (U. S. Govt. Printing Office), pp. 669-678.
- CHAMLEY, H., 1989. Clay sedimentology. Springer, Heidelberg, 623p.
- CHAMLEY, H., BOUQUILLON, A., KRISSEK, L., et DEBRABANT, P., 1991. Clay mineralogy of neogene sediments of the western Arabian Sea: Mineral abundances and

- Paleoenvironmental implications. Ocean Drilling Program, Scientific Results, **117**: 183-196.
- COHEN, D. et COLIN R. W., 1991. SEDNORM - A program to calculate a normative mineralogy for sedimentary rocks based on chemical analyses. *Computers and Geosciences*, **17** (n° 9): 1235-1242.
- CONDIE K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **55**: 2527-2531.
- CONDIE K. C., PHILLIP D. N., et CLAY M. C., 1992. Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona. *Sedimentary Geology*, **77**: 51-76.
- CONIGLIO, M. et JAMES, N. P., 1990. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, **37**: 215-230.
- CULLERS, R. L., 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones, and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U. S. A. *Chemical Geology*, **123**: 107-131.
- CULLERS R- L., CHAUDHURI S., ARNOLD B., LEE M., et WOLF W., Jr., 1975. REE distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of the lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **39**: 1691-1703.
- CULLERS R., CHAUDHURI S., KILBANE N., et KORSCH R., 1979. Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **43**: 1285-1301.
- CULLERS R- L., BARRETT T., CARLSON R. et ROBINSON B., 1987. REE and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, **63**: 275-297.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. et ZUSSMAN, J., 1982. Rock-Forming minerals. Vol. 1: ortho- and Ring silicates, Vol. 4: Framework Silicates et Vol. 5: Non-Silicates. Longmans
- DAVIS, J. C., 1973. Statistics and data analysis in Geology. JOHN WILEY and SONS, 2nd ed.

- DIXON, J. et WEED, B., 1989. Minerals in soils environments. Soil Science Society of America.
- ESLINGER, E. HIGHSMITH, P., ALBERS, D., et DEMAYO, B., 1979. Role of iron reduction in the conversion of smectite to illite in bentonites in the Disturbed Belt, Montana. *Clays and Clay Minerals*, **27**: 327-338.
- FENG R. et KERRICH R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implication for provenance and tectonic setting. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **54**: 1061-1081.
- FENTON, M. W., 1987. The geochemistry and petrology of selected Lower Paleozoic sedimentary rocks from Victoria, Australia. Ph. D. Thesis, University of Melbourne, Melbourne, Vic, 367p.
- FLEET A. J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of rare earth elements. In *Rare Earth Element Geochemistry* (ed. P. HENDERSON), Chap. **10**: 343-373.
- FRÖHLICH F., 1960. Beitrag zur Geochemie des chroms. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **20**: 215-240.
- FYFFE L. R. et PICKERILL R. K., 1993. Geochemistry of Upper Cambrian-Lower Ordovician black shale along a northeastern Appalachian transect. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 897-910.
- GAGNÉ B. D., 1990. Geochemistry of Cambro-Ordovician suites from Gaspésie, Quebec, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. Thèse de Maîtrise, University of Western Ontario, 239 p.
- GARRELS, R. M. et MACKENZIE, F. T., 1971. Evolution of sedimentary rocks. W. W. Norton, New York, N. Y., 397 p.
- GARVER J. I. et SCOTT T. J., 1995. Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. *Geological Society of America Bulletin*, **107** (n°. 4): 440-453.
- GARVER J. I., ROYCE P. R., et SMICK T. A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research*, **66** (n°. 1): 100-106.

- GIBBS, A. K., MONTGOMERY, C. W., O'DAY, P.A., et ERSLEV, E. A., 1986. The Archean-Proterozoic transition: evidence from geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **50**: 2125-2141.
- GIRTY G. H.; HANSON A. D.; Yoshinobi A. S., KNAAK C., et JOHNSON D., 1993. Provenance of Paleozoic mudstones in a contact metamorphic aureole determined by rare earth elements, Th, and Sc analyses, Sierra Nevada, California. *Geology*, **21**: 363-366.
- GLIKSON, A. Y. et HICKMAN, A. H. 1981. Geochemistry of Archean volcanic successions, eastern Pilbara Block, Western Australia. *Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Record 1981*, **36**: 83p.
- GROMET L. P., DYMEK R. F., HASKIN L. A. et KOROTEV R. L., 1984. The "North American Shale Composite:" Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **48**: 2469-2482.
- GRANDSTAFF D. E., EDELEMAN M. J., FOSTER R. W., ZBINDEN E. et KIMBERLEY M. M., 1986. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at the base of the Dominion and Pongola Groups, South Africa. *Precambrian Research*, **32**: 97-132.
- HAY, R. L., 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geological Society of America. Special Paper*, 85p.
- HEIN, J. R., SCHOLL, D. W., et GUTMACHER, C. E., 1976. Neogene clay minerals of the far NW Pacific and southern Bering Sea. In BAILEY, S. W. (Ed.), A. I. P. E. A. Proceedings, 1975 *International clay Conference*, Mexico City: Illinois (Applied Publishing), pp. 71-80.
- HELMHOLD K. P. et VAN DE KAMP P.C., 1984. Diagenetic mineralogy and controls on albitization and Laumontite in Paleogene arkoses, Santa Ynez Mountains, California, in McDONALD, D. A., AND SURDAM, R. C., Clastic genesis: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **37**: 239-276.
- HEROUX, Y., Chagnon, A. et Bertrand, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63** (no. 12): 2128-2144.
- HEROUX, Y., OGUNYOM, O. et HESSE, R., 1980. Pre-orogenic and Synorogenic diagenesis and Anchimetamorphism in Lower Paleozoic Continental Margin Sequences of the Northern Appalachians in and around Québec City Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **28** (n°. 4): 559-577.

- HIRST D. M., 1962. The Geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. II. The location and distribution of trace elements. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **26**: 1147-1187.
- HISCOTT, R. N., 1978. Provenance of deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiations of the Taconic orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15** (n° 10): 1579-1597.
- HISCOTT, R., N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace-element evidence. *Geology Society of America Bulletin*, **95**: 1261-1276.
- HORTON, D. G., 1983. Argillic alteration association with the Amethyst vein system, Creede Mining District. [Ph. D. dissert.]. University of Illinois, Urbana, 385p.
- HOWER J. ESLINGER E. V. HOWER M. E., et PERRY E. A., 1976. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence: *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 725-737.
- HUBERT, C., 1967. Tectonics of part of Sillery Formation in the Chaudière-Matapédia segment of the Québec Appalachians. Royal Society of Canada; Special Publication, p. 33-41.
- HUBERT, C., 1973. Kamouraska, La Pocatière, and Saint-Port-Joli area; Ministère des Richesses naturelles, Québec, Geological Exploration Service, Geological Report, **151**: 205p.
- HUBERT, J. F. et REED, A. A., 1978. Red-bed diagenesis in the East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut valley, *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 175-184.
- JAHN, B., GLIKSON, A. Y., PEUCAT, J. J. et HICKMAN A. H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **45**, 1633-1652.
- ROSER B. P et KORSCH, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67**: 119-139.
- KRONBERG B. I. et NESBITT H. W., 1981. Quantification of weathering soil geochemistry and soil fertility. *Journal of Soil Sciences*, **32**: 453-459.

- KRONBERG B. I., NESBITT H. W., et LAM W. W., 1986. Upper Pleistocene Amazon deep-sea fan muds reflect intense chemical weathering of their mountainous source lands. *Chemical Geology*, **54**: 283-294.
- KÜBLER, B., 1973. La corrensite, indicateur possible des milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment: *Bulletin de Centre de Recherche Pau-SNPA*, **7**: 543-556.
- LAJOIE, J. et CHAGNON, A., 1973. Origin of red beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Quebec. *Sedimentology*, **20**: 91-103.
- LAND L. S., 1984. Frio Sandstone diagenesis, Texas Gulf Coast: A regional isotopic study in McDONALD, D. A., and SURDAM, R. C., *Clastic genesis: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **37**: 47-62.
- LANDING, E., BENUS, A. P., WHITNEY, P. R., 1992. Early and Early Middle Ordovician Continental Slope Deposition: Shale Cycles and Sandstone in the New York Promontory and Québec Reentrant Region. *New York State Museum Bulletin*, no. 474; 40 p.
- LIARD, P., 1972. Cartes supplémentaires pour la région de Mont-Joli-Matane. Ministère des Richesses naturelles du Québec, document public (DP) 202.
- MAYNARD J. B., VALLONI R., et YU H., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. *Geology Society of London, Special Publication*, **10**: 551-561.
- MALO, M. et BOURQUE, P. A., 1993. Timing of the deformation events from late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *In: The Acadian Orogeny: recent studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland* (D. ROY and S. J. SKEHAN, editors). *Geological Society of America, Special paper*, **275**: 101-122.
- McBride, E. F., 1974. Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Difunta Group, northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**: 760-773.
- MCLENNAN S. M., 1981. Trace element geochemistry of sedimentary rocks: implications for the composition and evolution of the continental crust. Ph. D. dissertation, Australian National University, 345p.

- MCLENNAN S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, **21**: 169-200.
- MCLENNAN S. M. et TAYLOR S. R., 1989. Proterozoic crustal evolution: trace element evidence from sedimentary rocks of the ca. 1.7 Ga Ortega Group, New Mexico. 28th International Geological Congress Abstract, **2**: 404-405.
- MCLENNAN S. M. et TAYLOR S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trend. *Journal of Geology*, **99**: 1-21.
- MCLENNAN S. M., FRYER B. J., YOUNG G. M., 1979. Rare earth elements in Huronian (lower Proterozoic) sedimentary rocks: Composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **43**: 375-388.
- MCLENNAN S. M., TAYLOR S. R., et ERIKSSON, K. A., 1983a. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 1211-1222.
- MCLENNAN S. M., TAYLOR S. R., et KRONER A., 1983b. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa 1. The Swaziland and Pongola Supergroups. *Precambrian Research*, **22**: 93-124.
- MCLENNAN S. M., TAYLOR S. R., MCCULLOCH M. T., et MAYNARD J. B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **54**: 2015-2050.
- MCLENNAN S. M., HEMMING S. , MCDANIEL D. K., et HANSON G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America. Special Paper*, **284**: 21-40.
- MCPPERSON, J. G., 1980. Genesis of variegated red beds in the fluvial Aztec Siltstone (late Devonian), Southern Victoria Land, Antarctica. *Sedimentary Geology*, **27**: 119-142.
- MILLOT, G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499p.
- MIŁODOWSKI, A. E., et ZALASIEWICZ, J. A., 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidites/hemipelagic mudrock sequences of Llandovery age from central Wales, dans MORTON, A. C., TOLDD, A. C., et HAUGHTON, P. D.,

- eds., Developments in sedimentary provenance studies: Geological Society [London] Special Publication, **57**: 101-124.
- MYROW, P. M., 1990. A New Graph for Understanding Colors of Mudrocks and Shales. *Journal of Geological Education*, **38**: 16-20.
- NADEAU, P. H., et REYNOLDS, R. C., 1981. Burial and contact metamorphism in the Mancos shale. *Clay and Clays Minerals*, **29**: 249-259.
- NADEAU, P. H., WILSON, M. J., MCHARDY, W. J. et Tait, J. M. 1984. Interstratified clays as fundamental particles. *Science*, **225**: 923-925.
- NANCE W. B. et TAYLOR S. R., 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**: 1539-1551.
- NESBITT H. W. et YOUNG, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**: 715-717.
- NESBITT H. W. et YOUNG, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **48**: 1523-1534.
- NESBITT H. W. et YOUNG, G. M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, **97**: 129-147.
- NESBITT H. M., MARKOVICS G., et PRICE R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **44**: 1659-1666.
- NIGGLI, P., 1954. *Rocks and mineral Deposits*. W. H. Freeman, San Francisco, Calif., 559p.
- PERRY, E. A. et HOWER, J., 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clay and Clays Minerals*, **18**: 165-177.
- PERRY, E., BECKLES, E. C., et NEWTON, R. M., 1976a. Chemical and mineralogical studies, sites 322 and 325. In HOLLISTER, C. D., CRADDOCK, C., et al., *Initial Reports. DSDP*, **35**: Washington (U. S. Govt. Printing Office), pp. 465-469.
- PERRY, E., GIESKES, J. M., et LAWRENCE, J. R., 1976b. Mg, Ca, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ exchange in the sediment pore water system, Hole 149, DSDP. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **40**: 413-423.

- PETTIJOHN, F. J., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 628p.
- POTTER P. E., 1978. Significance and origin of big rivers. *Journal of Geology*, **86**: 13-33.
- POTTER P. E., MAYNARD J. B. et PRYOR W. A., 1980. *Sedimentology of shale*. Ed. Springer-Verlag, New York. 306p.
- RANGANATHAN V., 1983. The significance of abundant K-feldspar in potassium-rich, Cambrian shales of Appalachian basin. *Southeastern Geology*, **24**: 139-146.
- REEVES R. D. et BROOKS R. R., 1978. *Trace element analysis of geological materials*, A Wiley-Interscience Publication, JOHN WILLEY & SONS, New York, 129p.
- REIMER T. O., 1985. Rare earth elements and the suitability of shales as indicators for the composition of the Archean continental crust. *Neues Jahr. Mineral. Abh.*, **152**: 211-223.
- REYNOLDS, R. C., 1968. The effect of particle size on apparent lattice spacings. *Acta Crystallographa*, **A24**: 319-320.
- REYNOLDS, R. C., Jr., 1985. NEWMOD[®] a Computer Program for the Calculation of one-dimensional diffraction patterns of Mixed-Layered Clays: R. C. REYNOLDS, 8 BROOK Rd., HANOVER, N. H.
- REYNOLDS, R. C. et HOWER, J., 1970. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, **18**: 25-36.
- REYNOLDS, R. C. et MOORE, D. W., 1989. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*: New York (Oxford University Press), 326p.
- ROALDSET E., 1973. Rare earth elements in Quaternary clays of Numedal area, southern Norway. *Lithos*, **6**: 349-372.
- ROLLINSON H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, London, 325p.
- ROSER B. P. et KORSCH R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Journal of Geology*, **94**: 635-650.

- ROSER B. P. et KORSCH R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67**: 119-139.
- SAWYER, E.W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior province, Canada. *Chemical Geology*, **55**: 77-95.
- SCHAU, M. et HENDERSON, J. B., 1983. Archean chemical weathering at three localities on the Canadian Shield. *Precambrian Research*, **20**: 189-224.
- SCHIEBER J., 1986. Stratigraphic control of rare-earth pattern types in Mid-Proterozoic sediments of the Belt Super-group, Montana, U.S.A.: implications for basin analysis. *Chemical Geology*, **54**: 135-148.
- SCHOONMAKER, J., 1986. Clay mineralogy and diagenesis of sediments from deformation zones in the Barbados Accretionary prism (DSDP Leg 78A). In MOORE, J. C. (Ed.), *Synthesis of structural Fabrics of Deep Sea Drilling Project Cores from Forearcs*. Memoir Geology Society of America, **166**: 105-116.
- SCHOONMAKER, J. T., 1990. Clay diagenesis in the Barbados Accretionary Complex: Potential impact on hydrogeology and subduction dynamics. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **110**: 97-110.
- SCOTESE, C. R., 1984. Paleozoic Paleomagnetism and the assembly of Pangea. In: *Plate Reconstruction from Paleomagnetism* (R. VAN DER VOO, C. R. SCOTESE and N. BONHOMMET, editors). American Geophysical Union, Washington, D. C.; *Geodynamics Series*, **12**: 1-10.
- SHORT N. H., 1961. Geochemical variations in four residual soils. *Journal of Geology*, **69**: 534-571.
- SKINNER, H. C. W., 1993. A review of apatites, iron and manganese minerals and their roles as indicators of biological activity in black shales. *Precambrian Research*, **61**: 209-229.
- SIEVER, R., 1979. Plate-tectonic controls on diagenesis. *Journal of Geology*, **3**: 127-155.
- SLIVITZKY A., St-JULIEN P. et LACHAMBRE G., 1991. *Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Rapport de la direction générale de l'exploration géologique et minérale*. Ed. L. Blais-Leroux, 61p.

- SRODON, J., 1979. Correlation between coal and clay diagenesis in the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin: *In Proceed Initial Clay Conference, Oxford*, 1978, M. M. MORTLAND and V. C. FARMER, eds., Elsevier, Amsterdam, pp. 251-260.
- SRODON, J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, **28**: 401-411.
- SRODON, J., 1981. X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixtures with discrete illite. *Clays and Clay Minerals*, **16**: 297-304.
- SRODON, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, **32**: 337-349.
- St-JULIEN, P., 1995. Géologie de la région de Québec. Ministère des Ressources naturelles de Québec. MB 94-40, 68p.
- St-JULIEN, P. & HUBERT, C., 1975. Evolution of the Taconic Orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Sciences*, **275-A**: 337-362.
- STANTLEY O. J. et LIYANAGE A. N., 1986. Clay-mineral variations in the northeastern Nile Delta, as influenced by decompositional processes. *Marine Geology*, **73**: 263-283.
- STONECIPHER, S. A., 1976. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. *Chemical Geological*, **17**: 307-318.
- SUCHECKI, R. K., 1977. Clay petrology of Cambro-Ordovician continental margin, Cow Head Klippe, Western Newfoundland. *Clays and Clay minerals*, **25**: 163-170.
- SWETT K., et SMITH D. E., 1972. Paleogeography and depositional environments of the Cambro-Ordovician shallow-marine facies of the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **83**: 3223-3248.
- TAYLOR, S.R. et MCLENNAN, S.M., 1981. The rare earth elements evidence in Precambrian sedimentary rocks: implications for crustal evolution. In: A. KRÖNER (Editor), *Precambrian Plate tectonics*. ELSEVIER, Amsterdam, pp. 527-548.
- TAYLOR S. R. et MCLENNAN, S. M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophy Transactions Royal Society of London. Serves A*, **301**, pp. 381-399.
- TAYLOR, S.R. et MCLENNAN, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. BLACKWELL, Oxford, 312 p.

- THOMPSON, A. M., 1970. Geochemistry of color genesis in red-bed sequence, Juniata and Bald Eagle Formations, Pennsylvania. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**: 599-615.
- TRIBBLE, J. S., WILKENS, R., ARVIDSON, R. S., ET BUSING, C., 1993. Sedimentation of the Hawaiian Arch: X-ray mineralogy and microfabric. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **136**: 65-76.
- TOWE, K. M., 1962. Diagenesis of clay minerals as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**: 26-28.
- UNDERWOOD, M. B., PICKERING, K., GIESKES, J. M., KASTNER, M., et ORR, R., 1993. Sediment geochemistry, clay mineralogy, and diagenesis: A synthesis of data from Leg 131, Nankai Trough. *Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **131**: 343-363.
- VALLIÈRES A., 1984. Stratigraphie et Structure de l'orogène Taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec. Thèse de Ph. D., Université Laval, Québec, 302p.
- VALLIER, T. L. et KIDD, R. B., 1977. Volcanogenic sediments in the Indian Ocean. In HEIRTZLER, J. R. (Ed.), *Indian Ocean Geology and Biostratigraphy*. Washington, American Geophysical Union, pp. 87-118.
- VAN HOUTON, F. B., 1973. Origin of red beds - a review: 1961-1972. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **1**: 39-61.
- VAN DE KAMP P. C. et LEAKE B. E., 1985. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **76**: 411-449.
- VAN DE KAMP P. C. et LEAKE B. E., 1995. Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Appennines, Italy. *Chemical Geology*, **122**: 1-20.
- VAN DER VOO, C. R., 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 311-324.
- VAN DER VOO, R., PEINADO, J., et SCOTSESE, C. R., 1984. A Paleomagnetic Reevaluation of Pangea Reconstructions. In: *Plate Reconstruction from Paleomagnetism* (R. VAN

- DER VOO, R. C., SCOTESE and N. BONHOMMET, editors). American Geophysical Union, Washington, D. C.; Geodynamics Series, **12**: 11-16.
- VERGO, N., 1984. Wallrock alteration at the Bulldog Mountain Mine, Creede Mining District, Colorado. [M. Sc. thesis]. University of Illinois, Urbana, 150p.
- WALKER, T.R., 1967. Formation of red beds in ancient and modern deserts. Bulletin Geological Society of America, **78**: 353-368.
- WEAVER, C. E., 1958. The effects and geological significance of potassium fixation by expandable clay minerals derived from muscovite, chlorite, and volcanic materials. American Mineralogists, **43**: 839-861.
- WEAVER, C. E, et BECK, K. C., 1971. Clay water diagenesis during burial, how mud becomes gneiss. Geological Society of America Special Paper, 134.
- WERNER U. E 1991. Implications of sediment composition oh the southern Kerguelen plateau for paleoclimate and depositional environment. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **119**: 185-203.
- WILLIAMS, H., 1979. Appalachian Orogen In Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **16**: 792-807.
- WILLIAMS, H et St-JULIEN, P., 1982. The Baie-Verte-Brompton line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. *In*: Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. (P. St-Julien and J. Béland, editors). Geological Association of Canada, special paper, **24**: 570-581.
- WRONKIEWICZ D. J. et CONDIE K. C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. Geochimica Cosmochimica Acta, **51**: 2401-2416.
- WRONKIEWICZ D. J. et CONDIE K. C., 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. Geochimica Cosmochimica Acta, **53**: 1537-1549.

ANNEXES

**ANNEXES
DU CHAPITRE 2**

- ANNEXE 1

- ANNEXE 2

-ANNEXE 3

ANNEXE 1

Les paramètres BB1, Ir et les différents types de matériel illitique

Échantillons	BB1	Ir	I(002)/I(001)	Type de matériel illitique
HA-01	2.1	1.51	0.25	ISII + I
HA-02	2.0	0.91	0.30	ISII + I
HA-03	1.7	1.39	0.30	ISII + I
HA-04	2.2	1.09	0.50	ISII + I
HA-05	2.5	1.00	0.30	I
HA-06	2.1	1.20	0.25	I
HA-07	1.6	1.62	0.30	ISII + I
HA-08	2.3	1.13	0.25	I
HA-09	1.9	1.16	0.25	I
HA-10	2.2	0.83	0.30	I
HA-11	1.8	3.93	0.30	ISII + I
HA-12	2.5	1.61	0.40	IS + I
HA-13	3.5	2.55	0.40	IS + I
HA-14	2.6	2.14	0.50	IS + I
HA-15	2.7	1.44	0.30	IS + I
HA-16	2.3	3.20	0.30	IS + I
HA-17	3.0	1.42	0.50	IS + I
HA-18	2.1	0.88	0.40	IS + I
HA-19	2.3	1.23	0.40	ISII + I
HA-20	2.0	1.53	0.40	IS + I
HA-21	2.6	3.73	0.30	ISII + I
HA-22	2.3	1.14	0.50	IS + I
HA-23	2.2	0.80	0.50	IS + I
HA-24	3.0	0.55	0.50	IS + I
HA-25	2.3	1.46	0.30	ISII + I
HA-26	2.5	1.50	0.50	IS + I
HA-27	2.0	2.59	0.30	IS + I
HA-28	2.6	1.16	0.30	ISII + I
HA-29	2.6	0.90	0.40	IS + I
HA-30	2.7	1.07	0.40	IS + I
HA-31	2.3	1.34	0.30	ISII + I
HA-32	1.9	2.30	0.30	ISII + I

ANNEXE 2

Détermination de la cristallinité d'illite et des polytypes d'illite de tous les échantillons.

Échantillons	Lithologie	CI (mm)	Matériel illitique	I(002)/I(001)	Polytype d'illite
HA-01	Shale rouge	4	ISII + I	0.25	1Md
HA-02	Shale noir	5	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-03	Shale vert	6	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-04	Shale rouge	6	ISII + I	0.50	1Md
HA-05	Shale rouge	3	I	0.30	1Md
HA-06	Shale rouge	3	I	0.25	1Md
HA-07	Shale gris	4	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-08	Shale rouge	3	I	0.25	2M ₁
HA-09	Shale rouge	3	I	0.25	1Md
HA-10	Shale vert	3	I	0.30	1Md
HA-11	Shale rouge	5	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-12	Shale gris	5	IS + I	0.40	1Md
HA-13	Shale noir	6	IS + I	0.40	2M ₁
HA-14	Shale noir	8	IS + I	0.50	2M ₁
HA-15	Shale vert	7	IS + I	0.30	1Md
HA-16	Shale vert	8	IS + I	0.30	2M ₁
HA-17	Shale noir	8	IS + I	0.50	1Md
HA-18	Shale noir	7	IS + I	0.40	2M ₁
HA-19	Shale gris	6	ISII + I	0.40	2M ₁
HA-20	Shale vert	6	IS + I	0.40	2M ₁
HA-21	Shale vert	8	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-22	Shale noir	7	IS + I	0.50	2M ₁
HA-23	Shale noir	8	IS + I	0.50	2M ₁
HA-24	Marne	8	IS + I	0.50	2M ₁
HA-25	Shale vert	7	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-26	Shale vert	8	IS + I	0.50	2M ₁
HA-27	Shale vert	8	IS + I	0.30	2M ₁
HA-28	Shale noir	8	ISII + I	0.30	2M ₁
HA-29	Shale vert	8	IS + I	0.40	2M ₁
HA-30	Shale vert	8	IS + I	0.40	2M ₁
HA-31	Shale rouge	5	ISII + I	0.30	1Md
HA-32	Shale rouge	5	ISII + I	0.30	2M ₁

CI : cristallinité d'illite; I : illite; S : smectite.

ANNEXE 3

Détermination de la cristallinité d'illite et les phases diagénétiques possibles (voir texte)

Echantillon	Lithologie	I * 100/I+ch	I(002)/I(001)	CI (mm)	% illite dans I/S	Phase diagénétique	Zone
HA-01	Shale rouge	61	0.25	4	85	Diagenèse tardive	IIB
HA-02	Shale noir	52	0.30	5	85	„	IIB IIA
HA-03	Shale vert	59	0.30	6	85	„	IIA
HA-04	Shale rouge	52	0.50	6	85	„	IIA
HA-05	Shale rouge	65	0.30	3	90	„	IIB
HA-06	Shale rouge	90	0.25	3	90	„	IIB
HA-07	Shale gris	40	0.30	4	85	„	IIB
HA-08	Shale rouge	90	0.25	3	90	„	IIB
HA-09	Shale rouge	80	0.25	3	90	„	IIB
HA-10	Shale vert	60	0.30	3	90	„	IIB
HA-11	Shale rouge	90	0.30	5	85	„	IIB
HA-12	Shale gris	60	0.40	5	85	„	IIB
HA-13	Shale noir	55	0.40	6	85	„	IIA
HA-14	Shale noir	45	0.50	8	85	Diag. moy. à tardive	I
HA-15	Shale vert	55	0.30	7	85	„	I
HA-16	Shale vert	40	0.30	8	85	„	I
HA-17	Shale noir	48	0.50	8	85	„	I
HA-18	Shale noir	45	0.40	7	85	„	I
HA-19	Shale gris	45	0.40	6	85	„	I
HA-20	Shale vert	42	0.40	6	85	„	I
HA-21	Shale vert	60	0.30	8	85	„	I
HA-22	Shale noir	58	0.50	7	85	„	I
HA-23	Shale noir	36	0.50	8	85	„	I
HA-24	Marne	47	0.50	8	85	„	I
HA-25	Shale vert	40	0.30	7	85	„	I
HA-26	Shale vert	45	0.50	8	85	„	I
HA-27	Shale vert	48	0.30	8	85	„	I
HA-28	Shale noir	60	0.30	8	85	„	I
HA-29	Shale vert	40	0.40	8	85	„	I
HA-30	Shale vert	44	0.40	8	85	„	I
HA-31	Shale rouge	60	0.30	5	85	Diagenèse tardive	IIA
HA-32	Shale rouge	56	0.30	5	85	„	IIA

Diag. = diagenèse; moy. = moyenne.

**ANNEXES
DU CHAPITRE 3**

-ANNEXE 4

- ANNEXE 5

- ANNEXE 6

- ANNEXE 7

- ANNEXE 8

- ANNEXE 9

Annexe 4**Les analyses chimiques de la Formation de Rivière Ouelle.**

	HA-01	HA-02	HA-03	HA-04	HA-05	HA-06	HA-07	HA-08	HA-09	HA-10	HA-11	HA-12
	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL	RdL
	S rouge	S noir	S vert	S rouge	S rouge	S rouge	S gris	S rouge	S rouge	S vert	S rouge	S gris
SiO ₂	59.96	57.88	60.85	62.31	60.16	57.55	55.61	57.86	56.84	62.83	60.30	60.31
TiO ₂	0.82	0.80	0.80	0.68	0.75	0.86	0.70	0.64	0.92	0.68	0.67	0.81
Al ₂ O ₃	16.84	17.82	16.57	15.49	17.27	17.71	15.62	17.54	18.59	17.38	17.37	18.30
Fe ₂ O ₃ *	7.05	6.60	6.19	6.29	7.93	9.44	8.50	9.13	9.50	5.94	6.82	5.07
MnO	0.06	0.06	0.06	0.13	0.09	0.06	0.03	0.05	0.19	0.33	0.06	0.03
MgO	4.18	5.66	4.44	4.71	3.54	3.12	9.44	3.28	3.11	3.26	3.70	2.51
CaO	0.42	0.43	0.46	0.42	0.44	0.60	0.35	0.52	0.55	0.53	0.25	0.23
Na ₂ O	1.37	1.75	1.47	1.70	1.25	1.21	1.01	1.24	1.50	1.65	0.65	1.67
K ₂ O	5.29	4.87	5.10	3.78	4.99	5.84	2.72	5.85	5.37	4.08	5.93	4.55
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.17	0.13	0.10	0.10
PAF	4.13	4.76	4.24	4.60	4.05	3.91	6.55	4.12	4.06	3.58	4.59	6.50
TOTAL	100.42	100.92	100.45	100.32	100.71	100.56	100.74	100.69	100.93	100.72	100.52	100.23
S	<0,004	<0.002	<0,002	0.01	<0.002	<0.002	0.02	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.04
CO ₂	0.37	0.00	0.50	0.36	0.27	0.19	0.09	0.05	0.14	0.36	0.24	0.00
C	0.10	0.00	0.14	0.10	0.07	0.05	0.03	0.01	0.04	0.10	0.07	0.00
H ₂ O+	2.52	3.79	2.88	3.39	3.52	2.97	5.40	3.07	3.28	2.56	3.84	4.06
As	0.5	0.3	0.3	2.8	0.8	2.1	1.7	1.0	5.6	1.5	2.0	12.6
Ba	538	556	526	538	672	669	384	642	720	624	410	644
Co	18	9	8	14	19	13	4	15	15	21	12	8
Cr	68	72	60	63	69	76	93	118	97	79	37	70
Cs	5.3	5.5	6.3	6.5	5.9	7.1	13.2	7.6	9.6	6.8	1.9	5.2
Cu	47	42	26	29	41	37	46	31	36	61	35	50
Ga	21	22	21	19	21	25	22	24	27	23	22	24
Hf	6.6	6.1	5.9	4.3	5.0	6.0	4.5	5.4	5.0	4.8	3.1	4.4
Nb	19	19	19	18	18	21	18	21	22	22	16	17
Ni	58	61	61	49	59	80	48	54	60	61	35	81
Pb	7	4	5	13	8	15	6	10	13	2	13	23
Rb	157	153	157	133	163	194	89	192	187	146	223	149
Sc	13	14	13	12	13	18	13	16	18	17	16	15
Sr	85	91	85	85	60	59	49	48	65	69	58	74
Ta	0.94	0.68	0.71	0.60	0.73	1.13	0.58	1.02	1.18	1.20	0.73	0.72
Th	11.0	11.5	10.8	11.1	10.8	13.8	9.9	12.6	15.0	14.7	10.8	11.2
U	1.3	1.5	1.3	1.1	1.1	2.0	1.2	1.6	2.0	2.5	1.0	4.8
V	70	73	76	86	66	87	89	86	128	103	79	373
W	2	1	1	2	1	3	2	2	2	1	1	2
Y	27	21	22	19	19	28	21	32	41	34	18	19
Zn	91	82	78	69	81	102	104	103	119	122	46	101
Zr	264	245	248	192	191	220	186	214	199	181	135	176
La	36.7	36.5	39.1	32.5	29.0	45.1	27.8	23.8	22.3	23.8	18.3	23.2
Ce	76.0	71.4	76.0	59.8	53.4	86.3	56.0	44.9	62.3	88.1	58.2	71.8
Nd	30.6	25.8	25.3	20.4	27.1	34.5	20.0	19.8	30.0	37.4	23.3	30.8
Sm	6.4	6.1	5.9	4.9	5.0	6.3	4.0	5.2	4.4	5.0	3.0	4.0
Eu	1.3	1.2	1.1	1.0	0.9	1.1	0.9	1.1	1.4	1.5	1.0	1.1
Tb	0.78	0.64	0.69	0.47	0.63	0.89	0.51	0.86	1.00	1.10	0.55	0.64
Yb	2.6	2.2	2.3	1.8	1.9	3.3	2.2	3.0	3.3	2.7	1.5	1.7
Lu	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4	0.5	0.4	0.2	0.3
CIA	67.85	67.64	67.61	69.22	69.84	67.18	76.79	66.42	68.50	70.91	69.88	69.88

RdL = Rivière-du-Loup

PAF = Perte au feu

Méch. = Les Méchins

*Tout le Fe est sous forme de Fe₂O₃

Rim. = Rimouski

S = shale

Annexe 4**Les analyses chimiques de la Formation de Rivière Quelle (suite).**

	HA-13	HA-14	HA-15	HA-16	HA-17	HA-18	HA-19	HA-20	HA-21	HA-22	HA-23	HA-24
	Méch	Rim	Rim	Rim	Rim							
	S noir	S noir	S vert	S vert	S noir	S noir	S gris	S vert	S vert	S noir	S noir	marne
SiO ₂	45.60	64.33	61.12	62.58	58.54	53.02	54.40	38.29	58.85	61.07	56.13	44.85
TiO ₂	0.65	0.46	0.78	0.67	0.57	0.69	0.52	0.39	0.73	0.79	0.45	0.61
Al ₂ O ₃	14.71	13.03	17.41	14.26	15.47	13.10	12.66	8.49	16.03	16.85	12.38	16.17
Fe ₂ O ₃	2.91	4.99	3.77	5.08	5.10	4.58	3.80	3.10	5.45	6.90	4.94	6.50
MnO	0.02	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.03	0.06	0.16	0.02	0.03	0.06
MgO	6.70	5.60	4.51	4.50	4.17	5.12	9.70	11.30	3.89	3.01	9.77	4.23
CaO	8.57	1.17	0.66	2.69	4.05	7.11	4.10	13.24	2.41	0.40	3.81	10.07
Na ₂ O	0.61	0.54	1.02	1.65	1.60	1.87	0.76	0.77	1.12	1.18	0.69	0.76
K ₂ O	3.69	3.04	4.76	2.52	3.31	2.92	3.17	2.29	4.13	4.07	1.97	2.65
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.14	0.17	0.09	0.17	0.09	0.11	0.15	0.11	0.08	0.09
PAF	15.68	6.62	5.86	6.01	6.69	10.22	10.57	21.83	7.27	5.36	9.53	14.07
TOTAL	99.69	100.00	100.11	100.54	99.70	98.90	99.88	99.94	100.29	99.86	99.84	100.14
S	0.42	0.17	<0.002	0.01	0.60	1.15	0.12	0.01	<0.002	1.30	0.22	0.09
CO ₂	12.21	0.55	0.20	1.26	2.03	8.37	7.17	16.75	1.56	1.48	3.19	9.37
C	3.33	0.15	0.06	0.34	0.55	2.28	1.96	4.53	0.43	0.40	0.87	2.56
H ₂ O+	0.76	4.64	5.08	4.22	3.26	1.45	2.43	3.86	4.65	2.52	4.87	2.98
As	13.9	3.8	1.6	0.7	4.1	14.5	0.9	0.2	0.8	40.6	2.7	1.7
Ba	287	489	235	179	221	181	321	226	363	328	132	246
Co	12	4	4	7	9	13	5	10	18	92	11	16
Cr	62	67	55	132	62	66	73	74	78	81	64	120
Cs	6.5	5.6	3.9	11.9	4.1	3.8	5.9	4.6	5.8	4.9	3.4	3.6
Cu	50	62	36	49	47	53	25	34	55	59	31	39
Ga	19	17	23	17	20	17	17	12	20	20	16	21
Hf	4.6	1.8	3.9	6.2	2.9	4.9	2.6	3.2	5.7	5.1	1.7	2.1
Nb	17	14	18	17	15	15	16	13	17	18	14	15
Ni	41	38	50	39	44	53	32	31	58	97	44	60
Pb	11	10	9	3	10	14	2	2	2	32	4	5
Rb	156	128	186	89	118	94	105	67	120	110	71	99
Sc	16	11	16	10	11	10	11	7	14	12	10	14
Sr	115	60	62	106	126	156	76	99	93	68	114	131
Ta	0.74	0.30	0.68	0.66	0.57	0.80	0.51	0.45	0.70	0.79	0.47	0.54
Th	11.6	6.2	11.1	7.9	10.0	7.7	8.2	5.8	9.5	11.0	6.1	10.4
U	1.7	0.9	2.9	1.6	2.3	4.9	1.6	1.7	1.4	5.7	2.0	1.4
V	82	77	143	67	64	106	74	47	71	149	87	83
W	2	4	2	3	2	1	2	2	4	4	5	1
Y	13	10	10	19	13	16	11	16	26	17	10	16
Zn	36	52	51	66	54	71	35	32	59	57	43	72
Zr	139	89	160	226	121	198	119	137	216	195	85	115
La	25.0	14.0	18.5	32.5	31.5	22.8	19.0	21.6	42.9	38.2	22.5	34.5
Ce	72.9	41.1	30.0	68.6	57.3	47.2	39.4	48.5	91.3	68.5	40.4	67.9
Nd	31.8	16.5	10.3	32.3	26.9	22.7	18.6	21.9	38.6	24.8	17.5	21.4
Sm	4.3	1.7	2.3	5.9	4.7	4.7	3.2	4.0	6.8	4.7	3.0	4.3
Eu	1.1	0.5	0.4	1.2	0.7	0.8	0.6	0.8	1.5	0.8	0.6	0.8
Tb	0.66	0.28	0.23	0.63	0.48	0.45	0.33	0.41	0.72	0.45	0.29	0.33
Yb	1.8	0.8	1.4	1.9	1.3	1.7	1.1	1.3	2.3	1.9	0.9	1.6
Lu	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2
CIA	74.64	73.11	70.65	67.05	64.11	67.75	73.00	69.39	70.46	72.64	79.12	79.70

Annexe 4

Les analyses chimiques de la Formation de Rivière Ouelle (suite).

	HA-25	HA-26	HA-27	HA-28	HA-29	HA-30	HA-31	HA-32
	Rim	Rim						
	S vert	S vert	S vert	S noir	S vert	S vert	S rouge	S rouge
SiO ₂	56.46	59.16	61.07	58.01	45.12	64.79	56.00	55.04
TiO ₂	0.77	0.72	0.98	0.73	0.61	0.84	0.58	0.58
Al ₂ O ₃	16.63	16.23	17.28	15.74	16.22	15.81	13.12	13.98
Fe ₂ O ₃	5.89	4.20	6.59	5.72	6.48	4.76	5.85	5.56
MnO	0.04	0.03	0.03	0.08	0.06	0.02	0.14	0.22
MgO	5.33	6.15	3.58	3.71	4.23	2.79	5.25	6.52
CaO	1.17	1.43	0.47	2.72	10.06	0.59	3.63	3.81
Na ₂ O	1.20	1.68	2.09	1.04	0.69	2.00	0.75	0.79
K ₂ O	5.01	4.13	4.14	5.02	2.67	4.16	4.24	4.19
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.26	0.15	0.10	0.24	0.12	0.08
PAF	5.80	6.35	3.80	6.80	14.08	4.08	8.64	9.61
TOTAL	100.57	100.32	100.40	99.85	100.41	100.18	100.41	100.43
S	<0.002	0.09	0.02	0.80	0.09	0.07	<0.002	<0.002
CO ₂	0.88	0.95	0.00	2.77	9.28	0.14	3.38	4.03
C	0.24	0.26	0.00	0.76	2.53	0.04	0.92	1.10
H ₂ O+	4.14	4.43	3.32	3.49	3.18	2.84	3.69	4.52
As	0.2	1.2	0.2	15.9	1.4	0.4	2.8	1.8
Ba	524	440	598	821	255	564	344	180
Co	14	7	4	6	12	14	15	14
Cr	72	124	77	78	74	77	47	73
Cs	2.9	5.2	6.6	7.5	7.5	1.6	3.0	2.8
Cu	49	43	33	46	47	51	31	33
Ga	22	21	23	20	20	20	17	17
Hf	4.8	4.8	10.6	6.1	2.0	8.4	3.2	3.4
Nb	19	19	21	17	15	21	15	15
Ni	53	39	36	50	78	44	52	53
Pb	3	6	7	14	5	5	7	7
Rb	152	122	111	129	96	116	161	150
Sc	13	13	13	14	14	12	13	19
Sr	72	72	87	113	130	90	96	69
Ta	0.62	0.70	0.71	0.49	0.60	0.75	0.55	0.27
Th	11.1	10.5	9.7	8.9	9.5	9.2	9.9	9.5
U	1.5	1.6	2.0	3.9	1.3	1.9	1.2	1.2
V	78	79	76	92	75	61	54	59
W	1	1	1	2	2	69	1	1
Y	20	15	33	25	16	31	17	15
Zn	79	57	69	72	71	67	53	53
Zr	227	215	439	262	115	362	160	163
La	32.9	33.2	50.6	37.4	34.1	44.2	30.2	27.0
Ce	67.2	68.7	106.0	77.8	69.0	94.0	63.8	55.4
Nd	24.4	29.1	38.1	32.0	20.6	39.2	19.2	15.4
Sm	5.3	5.5	8.9	6.5	4.0	8.4	4.5	3.7
Eu	0.8	0.7	1.9	1.4	1.0	1.6	1.1	0.7
Tb	0.55	0.27	1.10	0.70	0.35	0.84	0.42	0.31
Yb	2.3	1.7	3.3	2.4	1.5	3.0	1.6	1.6
Lu	0.3	0.2	0.5	0.4	0.2	0.4	0.2	0.2
CIA	69.21	69.12	67.95	68.78	80.12	66.49	69.26	70.55

ANNEXE 5

Détermination de la quantité de CaO (CaO*) et MgO (MgO*) dans les silicates.

Échantillon	CaO (pds)	CaO (mol)	CO2(pds)	CO2 (mol)	CaCO3(mol)	CaO* (mol)	CaO* (pds)	MgO (pds)	MgCO3 (mol)	MgO* (mol)	MgO* (pds)
HA-01	0.420	0.008	0.373	0.008	0.008	0.000	0.000	4.180	0.103		
HA-02	0.430	0.008	0.003	0.000	0.000	0.008	0.430	5.660	0.140		
HA-03	0.460	0.008	0.500	0.011	0.008	0.000	0.003	4.440	0.110	0.107	4.310
HA-04	0.420	0.008	0.360	0.008	0.008	0.000	0.000	4.710	0.117		
HA-05	0.440	0.008	0.273	0.006	0.006	0.002	0.110	3.540	0.088		
HA-06	0.600	0.011	0.190	0.004	0.004	0.070	0.358	3.120	0.077		
HA-07	0.350	0.006	0.092	0.002	0.002	0.004	0.220	9.440	0.234		
HA-08	0.520	0.009	0.049	0.001	0.001	0.008	0.450	3.280	0.081		
HA-09	0.550	0.010	0.136	0.003	0.003	0.007	0.220	3.110	0.077		
HA-10	0.530	0.009	0.359	0.008	0.008	0.001	0.060	3.260	0.080		
HA-11	0.250	0.004	0.239	0.005	0.004	0.000	0.000	3.700	0.091	0.090	3.630
HA-12	0.230	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.220	2.510	0.062		
HA-13	8.570	0.153	12.209	0.277	0.153	0.000	0.001	6.700	0.166	0.042	1.630
HA-14	1.170	0.021	0.548	0.012	0.012	0.009	0.500	5.600	0.139		
HA-15	0.660	0.012	0.202	0.005	0.005	0.008	0.450	4.510	0.112		
HA-16	2.690	0.048	1.260	0.029	0.029	0.019	1.060	4.500	0.112		
HA-17	4.050	0.072	2.026	0.046	0.046	0.026	1.460	4.170	0.103		
HA-18	7.110	0.127	8.369	0.190	0.127	0.000	0.063	5.120	0.127	0.064	2.180
HA-19	4.100	0.073	7.167	0.163	0.073	0.000	0.090	9.700	0.211	0.121	6.090
HA-20	13.240	0.236	16.610	0.377	0.263	0.000	0.141	11.300	0.280	0.139	5.600
HA-21	2.410	0.043	1.560	0.035	0.035	0.008	0.012	3.890	0.097	0.085	
HA-22	0.400	0.007	1.478	0.034	0.007	0.007	0.027	3.010	0.075	0.048	1.930
HA-23	3.810	0.068	3.194	0.073	0.068	0.000	0.005	9.770	0.242	0.237	9.590
HA-24	10.070	0.180	9.365	0.213	0.180	0.000	0.033	4.230	0.105	0.072	3.710
HA-25	1.170	0.021	0.880	0.020	0.020	0.001	0.050	5.330	0.132		
HA-26	1.430	0.026	0.947	0.022	0.022	0.004	0.220	6.150	0.152		
HA-27	0.470	0.008	0.001	0.000	0.000	0.008	0.450	3.580	0.089		
HA-28	2.720	0.049	2.775	0.063	0.049	0.000	0.014	3.710	0.092	0.078	3.140
HA-29	10.060	0.180	9.284	0.211	0.180	0.050	0.021	4.230	0.105	0.074	2.980
HA-30	0.590	0.011	0.138	0.003	0.003	0.008	0.450	2.790	0.069		
HA-31	3.630	0.065	3.383	0.077	0.065	0.000	0.012	5.250	0.130	0.118	4.760
HA-32	3.810	0.068	4.034	0.092	0.068	0.000	0.028	6.520	0.162	0.138	5.560

CaO* (mol) = quantité en mol de CaO dans les silicates seulement

MgO (mol): quantité en mol de MgO dans les carbonates

MgO*(mol): quantité en mol de MgO dans les silicates seulement.

pds: pourcentage poids; mol: fraction moléculaire

ANNEXE 6

Analyse statistique de variance des éléments géochimiques sur une base stratigraphique.

Base: 14; Milieu: 13; Sommet: 5; Total = 32.

Elément chimique	F	Elément chimique	F	Elément chimique	F
SiO ₂	0.63	Co	1.17	V	0.37
TiO ₂	0.38	Cr	1.14	W	0.58
Al ₂ O ₃	0.32	Cs	0.14	Y	<u>4.02</u>
Fe ₂ O ₃	1.78	Cu	0.54	Zn	2.33
MnO	1.40	Ga	0.15	Zr	1.68
MgO	0.00	Hf	0.93	CaO*	1.15
CaO	0.62	Nb	1.30	MgO*	0.23
Na ₂ O	1.82	Ni	3.23	La	<u>3.41</u>
K ₂ O	0.04	Pb	0.16	Ce	1.24
P ₂ O ₅	1.22	Rb	0.93	Nd	0.85
S	0.21	Sc	0.14	Sm	3.17
CO ₂	0.92	Sr	0.15	Eu	1.39
C	0.92	Ta	0.96	Tb	1.47
As	0.12	Th	0.30	Yb	3.24
Ba	1.32	U	0.37	Lu	3.02
H ₂ O+	0.99				

Analyse statistique de variance des éléments géochimiques sur une base géographique

Rivière-du-Loup: 12; Rimouski: 12; Les Méchins: 8; Total = 32.

Elément chimique	F	Elément chimique	F	Elément chimique	F
SiO ₂	1.35	Co	1.06	V	0.84
TiO ₂	<u>3.33</u>	Cr	0.27	W	0.77
Al ₂ O ₃	5.75	Cs	1.90	Y	<u>4.66</u>
Fe ₂ O ₃	7.75	Cu	0.44	Zn	7.41
MnO	1.81	Ga	5.56	Zr	1.77
MgO	2.11	Hf	1.09	CaO*	3.07
CaO	<u>4.30</u>	Nb	<u>4.46</u>	MgO*	1.63
Na ₂ O	0.91	Ni	3.13	La	<u>4.22</u>
K ₂ O	<u>4.98</u>	Pb	0.33	Ce	<u>3.44</u>
P ₂ O ₅	0.75	Rb	<u>4.20</u>	Nd	0.88
S	2.22	Sc	0.17	Sm	2.99
CO ₂	<u>4.16</u>	Sr	<u>3.66</u>	Eu	2.68
C	<u>4.16</u>	Ta	<u>4.46</u>	Tb	<u>3.51</u>
As	0.45	Th	5.79	Yb	<u>4.12</u>
Ba	5.86	U	0.30	Lu	3.10
H ₂ O+	0.55				

F max. à 1% est de 5.42: les valeurs significatives en caractère gras

F max. à 5% est de 3.33: les valeurs significatives soulignées

MgO* = MgO dans les silicates seulement

CaO* = CaO dans les silicates seulement.

ANNEXE 7

Valeurs de Niggli de tous les échantillons de la Formation de Rivière Ouelle.

Echantillon	HA-01	HA-02	HA-03	HA-04	HA-05	HA-06	HA-07	HA-08	HA-09	HA-10	HA-11	HA-12	HA-13	HA-14	HA-15	HA-16
si	224.88	198.09	231.69	244.33	228.19	207.14	169.60	209.42	200.36	255.19	235.41	260.70	138.22	273.57	248.86	249.66
al	37.22	35.94	37.18	35.79	38.60	37.56	28.07	37.41	38.61	41.60	39.96	46.61	26.28	32.65	41.77	33.52
fm	43.46	46.05	43.13	46.53	42.94	42.49	62.51	42.72	42.11	39.03	41.77	32.78	36.96	51.54	38.96	42.18
c	1.69	1.58	1.88	1.76	1.79	2.31	1.14	2.02	2.08	2.31	1.05	1.07	27.83	5.33	2.88	11.50
alk	17.64	16.44	17.81	15.92	16.67	17.63	8.28	17.86	17.20	17.07	17.23	19.54	8.93	10.47	16.39	12.79
k	0.72	0.65	0.70	0.59	0.72	0.76	0.64	0.76	0.70	0.62	0.86	0.64	0.80	0.79	0.75	0.50
mg	0.54	0.63	0.58	0.59	0.47	0.39	0.69	0.41	0.39	0.51	0.52	0.49	0.82	0.69	0.70	0.63
ti	2.31	2.06	2.29	2.01	2.14	2.33	1.61	1.74	2.44	2.08	1.97	2.63	1.48	1.47	2.39	2.01
p	0.29	0.25	0.27	0.22	0.21	0.20	0.17	0.21	0.25	0.22	0.17	0.18	0.09	0.18	0.24	0.29
w	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
h	1.25	0.00	1.78	1.31	0.89	0.60	0.31	0.12	0.47	1.35	0.91	0.00	33.67	2.13	0.81	4.52
al-alk	19.58	19.50	19.37	19.88	21.93	19.93	19.80	19.55	21.41	24.53	22.73	27.07	17.35	22.18	25.38	20.73

Echantillon	HA-17	HA-18	HA-19	HA-20	HA-21	HA-22	HA-23	HA-24	HA-25	HA-26	HA-27	HA-28	HA-29	HA-30	HA-31	HA-32
si	215.24	176.04	170.23	94.25	228.24	256.66	177.57	131.94	202.92	213.47	237.86	220.55	132.93	290.55	204.38	184.40
al	33.52	25.63	23.34	12.32	36.64	41.73	23.08	28.03	35.22	34.51	39.66	35.26	28.16	41.78	28.22	27.60
fm	37.06	36.87	54.28	47.33	38.92	40.75	57.92	33.09	44.61	44.58	40.20	37.65	33.10	34.79	45.06	47.20
c	15.95	25.29	13.75	34.92	10.01	1.80	12.91	31.74	4.51	5.53	1.96	11.08	31.76	2.83	14.19	13.68
alk	13.47	12.20	8.63	5.43	14.43	15.72	6.09	7.14	15.67	15.38	18.18	16.01	6.99	20.59	12.52	11.52
k	0.58	0.51	0.73	0.66	0.71	0.69	0.65	0.70	0.73	0.62	0.57	0.76	0.72	0.58	0.79	0.78
mg	0.62	0.69	0.83	0.88	0.58	0.46	0.80	0.56	0.64	0.74	0.52	0.56	0.56	0.54	0.63	0.69
ti	1.58	1.72	1.22	0.72	2.13	2.50	1.07	1.35	2.08	1.95	2.87	2.09	1.35	2.83	1.59	1.46
p	0.14	0.24	0.12	0.11	0.25	0.20	0.11	0.11	0.24	0.24	0.43	0.24	0.12	0.46	0.19	0.11
w	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
h	6.74	25.25	20.46	37.19	5.56	5.61	9.18	25.12	2.88	3.13	0.00	9.64	24.86	0.60	11.20	12.29
al-alk	20.05	13.43	14.71	6.88	22.21	26.01	16.99	20.89	19.55	19.13	21.48	19.26	21.17	21.19	15.69	16.08

ANNEXE 8

Matrice de corrélation de tous les éléments chimiques de la Formation de Rivière Ouelle

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	PAF	S	CO2	C	H2O+	As	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	
SiO2	1.000																						
TiO2	0.477	1.000																					
Al2O3	0.442	0.794	1.000																				
Fe2O3	0.267	0.405	0.559	1.000																			
MnO	-0.113	-0.089	-0.027	0.203	1.000																		
MgO	-0.481	-0.689	-0.775	-0.307	-0.062	1.000																	
CaO	-0.940	-0.553	-0.530	-0.393	0.129	0.366	1.000																
Na2O	0.566	0.723	0.432	0.116	0.022	-0.540	-0.502	1.000															
K2O	0.474	0.712	0.638	0.047	0.037	-0.620	-0.537	0.458	1.000														
P2O5	0.454	0.703	0.255	0.174	-0.040	-0.376	-0.399	0.766	0.370	1.000													
PAF	-0.958	-0.624	-0.615	-0.463	0.068	0.547	0.948	-0.626	-0.522	-0.507	1.000												
S	0.059	0.124	0.059	0.027	-0.190	-0.269	-0.006	0.048	0.241	-0.086	-0.087	1.000											
CO2	-0.939	-0.531	-0.598	-0.498	0.079	0.465	0.957	-0.528	-0.446	-0.407	0.970	0.048	1.000										
C	-0.939	-0.530	-0.596	-0.497	0.079	0.464	0.957	-0.529	-0.446	-0.408	0.970	0.048	1.000	1.000									
H2O+	0.259	-0.152	0.060	0.328	0.106	0.201	-0.355	-0.167	-0.103	-0.067	-0.234	-0.596	-0.438	-0.440	1.000								
As	0.119	0.273	0.264	0.125	-0.179	-0.348	-0.163	-0.026	0.408	-0.178	-0.131	0.837	-0.055	-0.055	-0.376	1.000							
Ba	0.483	0.565	0.491	0.206	0.217	-0.448	-0.566	0.310	0.843	0.416	-0.512	-0.089	-0.506	-0.505	0.217	0.093	1.000						
Co	0.097	0.199	0.208	0.253	-0.134	-0.274	-0.123	-0.022	0.165	-0.121	-0.112	0.630	-0.056	-0.057	-0.198	0.833	-0.130	1.000					
Cr	0.034	0.155	0.189	0.184	0.019	-0.085	-0.030	0.127	-0.106	0.218	-0.089	-0.260	-0.126	-0.126	0.302	-0.195	-0.121	-0.016	1.000				
Cs	0.063	0.100	0.115	0.431	0.172	0.156	-0.189	-0.094	-0.124	0.025	-0.139	-0.231	-0.191	-0.190	0.351	-0.116	0.038	-0.193	0.358	1.000			
Cu	0.256	0.193	0.269	0.092	-0.438	-0.493	-0.169	0.038	0.212	0.014	-0.209	0.468	-0.203	-0.203	-0.166	0.512	0.073	0.344	0.031	0.036	1.000		
Ga	0.368	0.773	0.956	0.564	-0.109	-0.628	-0.513	0.401	0.607	0.257	-0.560	-0.048	-0.567	-0.565	0.117	0.140	0.527	0.047	0.159	0.150	0.187	1.000	
Hf	0.435	0.845	0.397	0.143	-0.091	-0.439	-0.448	0.731	0.573	0.893	-0.502	0.032	-0.391	-0.392	-0.130	0.077	0.504	0.031	0.132	0.111	0.058	0.392	
Nb	0.553	0.883	0.649	0.294	-0.080	-0.460	-0.647	0.662	0.664	0.732	-0.660	-0.101	-0.584	-0.583	0.031	0.064	0.562	0.115	0.213	0.131	0.022	0.639	
Ni	0.023	0.318	0.559	0.465	1.296	-0.528	-0.085	-0.005	0.236	-0.228	-0.116	0.428	-0.123	-0.122	-0.115	0.682	0.059	0.686	-0.048	-0.072	0.429	0.438	
Pb	0.316	0.407	0.468	0.235	-0.071	-0.530	-0.371	0.181	0.555	-0.122	-0.335	0.665	-0.291	-0.292	-0.241	0.899	0.305	0.713	-0.267	-0.134	0.511	0.365	
Rb	0.348	0.412	0.563	-0.130	0.006	-0.537	-0.378	0.176	0.767	-0.040	-0.341	0.085	-0.301	-0.299	-0.169	0.280	0.608	-0.010	-0.233	-0.084	0.313	0.534	
Sc	0.040	0.528	0.789	0.277	-0.024	-0.487	-0.184	-0.022	0.560	-0.062	-0.189	-0.026	-0.188	-0.184	-0.064	0.204	0.459	-0.003	0.047	0.144	0.205	0.802	
Sr	-0.467	-0.170	-0.160	-0.238	0.172	-0.143	0.649	0.002	-0.276	-0.079	0.419	0.317	0.519	0.521	-0.594	-0.036	-0.433	-0.134	-0.094	-0.302	-0.036	-0.236	
Ta	0.154	0.743	0.522	0.050	-0.227	-0.481	-0.189	0.646	0.406	0.424	-0.263	0.329	-0.136	-0.135	-0.524	0.410	0.015	0.379	0.116	-0.065	0.240	0.450	
Th	0.119	0.630	0.814	0.320	0.102	-0.533	-0.264	0.300	0.587	0.006	-0.289	0.086	-0.244	-0.242	-0.152	0.325	0.308	0.284	0.108	0.093	0.112	0.781	
U	0.167	0.387	0.269	0.052	-0.204	-0.412	-0.178	0.292	0.444	0.046	-0.191	0.775	-0.109	-0.109	-0.425	0.826	0.167	0.576	-0.199	-0.241	0.400	0.198	
V	0.203	0.335	0.464	0.086	-0.135	-0.359	-0.307	0.190	0.404	-0.170	-0.205	0.072	-0.268	-0.268	0.038	0.395	0.337	0.161	-0.135	-0.064	0.240	0.482	
W	0.312	0.275	0.084	-0.095	-0.212	-0.250	-0.222	0.326	0.209	0.489	-0.257	-0.126	-0.218	-0.218	-0.036	-0.134	0.224	0.028	-0.060	-0.385	0.181	0.048	
Y	0.326	0.801	0.452	0.370	0.114	-0.468	-0.364	0.632	0.526	0.856	-0.437	-0.117	-0.368	-0.369	0.034	-0.055	0.612	-0.044	0.112	0.108	-0.014	0.472	
Zn	0.305	0.576	0.659	0.709	0.124	-0.460	-0.420	0.399	0.276	0.285	-0.467	-0.092	-0.511	-0.510	0.195	0.031	0.416	-0.087	0.215	0.393	0.259	0.716	
Zr	0.446	0.839	0.415	0.211	-0.028	-0.453	-0.455	0.742	0.572	0.941	-0.528	-0.030	-0.424	-0.425	-0.067	-0.011	0.559	-0.012	0.144	0.049	-0.009	0.418	
La	0.263	0.763	0.607	0.444	0.138	-0.589	-0.268	0.559	0.467	0.690	-0.425	0.035	-0.340	-0.340	0.009	0.067	0.361	0.233	0.270	-0.001	-0.038	0.533	
Ce	0.235	0.846	0.667	0.240	-0.009	-0.652	-0.259	0.539	0.623	0.679	-0.353	-0.093	-0.288	-0.288	-0.031	0.057	0.530	0.067	0.203	0.016	0.112	0.633	
Nd	0.317	0.750	0.468	-0.114	-0.180	-0.554	-0.284	0.640	0.639	0.682	-0.353	-0.008	-0.273	-0.273	-0.123	0.062	0.460	-0.045	0.176	-0.036	0.179	0.439	
Sm	0.316	0.782	0.422	0.145	0.061	-0.497	-0.286	0.732	0.529	0.874	-0.418	-0.010	-0.303	-0.303	-0.120	-0.051	0.436	-0.010	0.211	-0.029	-0.062	0.389	
Eu	0.238	0.772	0.449	0.193	0.104	-0.497	-0.247	0.546	0.523	0.761	-0.326	-0.145	-0.246	-0.246	-0.065	-0.057	0.556	-0.122	0.038	0.137	-0.022	0.440	
Tb	0.306	0.759	0.403	0.126	-0.070	-0.447	-0.324	0.576	0.532	0.711	-0.370	-0.049	-0.285	-0.285	-0.118	0.027	0.516	-0.097	-0.090	0.124	0.035	0.426	
Yb	0.303	0.875	0.526	0.351	0.017	-0.476	-0.366	0.628	0.567	0.831	-0.440	-0.012	-0.344	-0.344	-0.092	0.052	0.544	0.038	0.156	0.151	0.045	0.539	
Lu	0.289	0.864	0.484	0.262	0.089	-0.492	-0.347	0.635	0.637	0.747	-0.408	0.123	-0.281	-0.281	-0.246	0.192	0.571	0.062	0.015	0.187	0.037	0.484	

Annexe 8

Matrice de corrélation de tous les éléments chimiques de la Formation de Rivière Ouelle (suite)

	Hf	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Hf	1.000																						
Nb	0.844	1.000																					
Ni	-0.113	0.031	1.000																				
Pb	0.113	0.161	0.751	1.000																			
Rb	0.199	0.386	0.160	0.480	1.000																		
Sc	0.163	0.426	0.399	0.305	0.704	1.000																	
Sr	-0.143	-0.400	0.020	-0.171	-0.207	-0.062	1.000																
Ta	0.584	0.617	0.391	0.421	0.255	0.333	0.132	1.000															
Th	0.262	0.569	0.472	0.467	0.649	0.784	-0.121	0.611	1.000														
U	0.210	0.067	0.631	0.817	0.163	0.080	0.131	0.504	0.191	1.000													
V	0.003	0.075	0.606	0.644	0.421	0.388	-0.221	0.306	0.365	0.607	1.000												
W	0.396	0.453	-0.075	-0.133	0.047	-0.034	-0.081	0.233	-0.024	-0.066	-0.127	1.000											
Y	0.893	0.772	0.007	0.036	0.102	0.221	-0.120	0.407	0.255	0.118	0.025	0.484	1.000										
Zn	0.271	0.366	0.448	0.279	0.151	0.440	-0.168	0.289	0.410	0.237	0.521	0.035	0.476	1.000									
Zr	0.978	0.848	-0.112	0.050	0.145	0.147	-0.147	0.511	0.225	0.157	-0.032	0.443	0.936	0.310	1.000								
La	0.743	0.744	0.180	0.083	0.074	0.309	0.055	0.490	0.460	0.087	-0.152	0.355	0.809	0.286	0.793	1.000							
Ce	0.821	0.790	0.154	0.131	0.358	0.526	-0.018	0.550	0.531	0.108	0.094	0.388	0.848	0.341	0.829	0.879	1.000						
Nd	0.854	0.727	-0.061	0.101	0.391	0.337	0.029	0.591	0.376	0.211	0.124	0.454	0.747	0.180	0.809	0.686	0.875	1.000					
Sm	0.919	0.792	-0.106	-0.032	0.114	0.166	0.078	0.545	0.295	0.114	-0.139	0.476	0.900	0.226	0.942	0.887	0.874	0.865	1.000				
Eu	0.884	0.720	-0.030	0.006	0.233	0.344	0.029	0.439	0.291	0.078	0.040	0.401	0.925	0.340	0.884	0.770	0.903	0.840	0.884	1.000			
Tb	0.900	0.696	-0.091	0.100	0.293	0.285	-0.034	0.457	0.280	0.165	0.108	0.355	0.863	0.290	0.860	0.660	0.828	0.851	0.825	0.945	1.000		
Yb	0.933	0.857	0.023	0.091	0.190	0.345	-0.100	0.563	0.406	0.147	-0.011	0.441	0.960	0.437	0.942	0.841	0.890	0.800	0.920	0.918	0.877	1.000	
Lu	0.922	0.779	0.061	0.239	0.290	0.334	-0.043	0.596	0.423	0.313	0.115	0.292	0.901	0.410	0.896	0.729	0.815	0.785	0.859	0.907	0.912	0.944	
																							1.000

Nombre des échantillons utilisés: 32

H₀ = 0.01 r = 0.449

H₀ = 0.001 r = 0.554

ANNEXE 9

Calcul des minéraux normatifs des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle.

ANNEXE 9 (suite)

Calcul des minéraux normatifs des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle.

ANNEXE 9 (suite)

Calcul des minéraux normatifs des échantillons de la Formation de Rivière Ouelle.

**ANNEXES
DU CHAPITRE 4**

- ANNEXE 10

ANNEXE 10

Composition minéralogique de la Formation de Rivière Ouelle déduite de la minéralogie et la chimie.

Composition minéralogique déduite par la chimie	Composition minéralogique déduite par rayons-X
<p><u>minéraux argileux</u></p> <p>"illite" "smectite" "chlorite"</p> <p><u>minéraux non-argileux</u></p> <p>quartz plagioclase calcite dolomite hématite pyrite zircon titanite? apatite ou espèce apatitique?</p>	<p><u>minéraux argileux</u></p> <p>illite/smectite, plus au moins 85% d'illite chlorite/smectite, moins de 15% de smectite illite et chlorite discrètes</p> <p><u>minéraux non-argileux</u></p> <p>quartz plagioclase (albite surtout) calcite dolomite hématite</p>