

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ET

UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR DE STRASBOURG

GÉOCHRONOLOGIE K-AR ET TRANSFERT DE MATIÈRE
LE LONG DE SYSTÈMES DE FAILLES ET DE FRACTURES DANS LA
LITHOSPHERE CONTINENTALE – CAS DU SYSTÈME DE RIFT SAINT-LAURENT
EN RELATION AVEC LE DOMAINE ALLOCHTONE DES APPALACHES
(QUÉBEC, CANADA)

THÈSE

PRESENTÉE EN COTUTELLE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
CHRISTIAN SASSEVILLE

FÉVRIER 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ET

UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR DE STRASBOURG

GÉOCHRONOLOGIE K-AR ET TRANSFERT DE MATIÈRE
LE LONG DE SYSTÈMES DE FAILLES ET DE FRACTURES DANS LA
LITHOSPHERE CONTINENTALE – CAS DU SYSTÈME DE RIFT SAINT-LAURENT
EN RELATION AVEC LE DOMAINE ALLOCHTONE DES APPALACHES
(QUÉBEC, CANADA)

THÈSE

PRÉSENTÉE EN COTUTELLE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR DE STRASBOURG

PAR
CHRISTIAN SASSEVILLE

FÉVRIER 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont bien sûr à mes directeurs de thèse, Alain Tremblay et Norbert Clauer ainsi qu'à Nicole Liewig. Je leur dois énormément, autant au plan humain qu'au point de vue scientifique. Je vous remercie pour votre support, votre patience et votre soutien tout au long de cette thèse.

Des remerciements sincères vont aux membres du jury pour avoir accepté d'évaluer cette thèse : Norbert Clauer et Karel Schulmann (CNRS/ULP), Alain Tremblay et Michel Gauthier (Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQÀM), Michel Malo (INRS-ETE).

Notons l'indispensable support financier du ministère de l'Éducation du Québec (via la Bourse d'aide à la mobilité), celui de la Fondation de l'UQÀM, celui du Centre de coopération inter-universitaire franco-québécoise, celui du Collège doctoral européen de l'Université Louis-Pasteur de Strasbourg (via N.Clauer), ainsi que celui du Conseil national de recherche en sciences et en génie (via A. Tremblay). Finalement, merci à Réal Daigneault, coordonateur du Consortium de Recherche en Exploration Minérale (CONSOREM), pour son support durant les dernières étapes de cette thèse.

Merci également à Michelle Laithier pour le graphisme des illustrations de cette thèse ainsi qu'à Pierre Sasseville pour la mise en page. Merci à Geneviève Despatie pour la révision linguistique des chapitres en français et à Venetia Bodycomb pour celle en anglais. Merci à toute l'équipe du Centre de Géochimie de la Surface (CNRS/ULP) à Strasbourg pour leur support technique et avec qui j'ai partagé des moments de vie inoubliables en France: Jean-Luc Cézard, Fabienne Huber, Gilles Morvan, Robert A. Wendling, Raymond Wendling, Thierry Perrone. Merci à Caroline Daoust et François Goulet pour leur support technique durant les travaux de terrain.

Je remercie également J. Carignan et A. Poirier pour leurs commentaires qui ont amélioré le manuscrit du troisième chapitre. Je tiens aussi à remercier Robert Thériault, géologue à la Direction Générale des Hydrocarbures et des Biocarburants au Ministère des Ressources naturelles du Québec, pour nous avoir gracieusement fourni les échantillons de lamprophyre ainsi que pour nous avoir introduit au contexte géologique de ces intrusions lors d'une excursion géologique à l'automne 2007.

Beaucoup de gens qui me sont extrêmement chers ne savent pratiquement rien du contenu des pages suivantes mais leur présence a grandement contribué à l'achèvement de cette thèse : merci Geneviève, Corinne et Guillaume, merci Claire et Pierre et merci Suzanne et Gaston.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xii
Résumé	xiii
INTRODUCTION.....	1
Plan de la thèse	3
CADRE GÉOLOGIQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES	4
Le système de rift Saint-Laurent	4
Les Appalaches	8
La zone de Humber	8
La zone externe de Humber	9
Données géochronologiques antérieures	11
PROBLEMATIQUE.....	12
APPROCHE METHODOLOGIQUE.....	13
Travaux de terrain	14
Tectonostratigraphie des transects étudiés	15
Traitement des échantillons.....	19
PRINCIPES DES METHODES ANALYTIQUES UTILISEES.....	23
Diffraction des rayon X.....	23
Microscopie électronique à balayage	26
Géochronologie K-Ar.....	26
CONTRIBUTION ET APPORT À L'AVANCEMENT	
DES CONNAISSANCES.....	28
Contribution	28
Apport à l'avancement des connaissances	30

CHAPITRE I

K-AR AGE CONSTRAINTS ON THE EVOLUTION OF POLYDEFORMED FOLD-THRUST BELTS: THE CASE OF THE NORTHERN APPALACHIANS (SOUTHERN QUEBEC).....	32
I. Résumé	32
I. Abstract.....	33
1.1 INTRODUCTION.....	34
1.2 GEOLOGICAL SETTING	37
1.2.1 The external Humber zone	38
1.2.2 Previous isotopic and thermal studies in the external Humber zone... 40	
1.3 TRANSECTS ACROSS THE EXTERNAL HUMBER ZONE.....	41
1.3.1 Tectonostratigraphy of the transects	41
1.3.2 Structural observations along the transects	45
1.4 STUDY OF THE CLAY-SIZED FRACTIONS.....	53
1.4.1 Field methodology and sampling strategy	53
1.4.2 Sample preparation and analytical methods.....	54
1.4.3 Clay mineralogy, morphology and textural habits	55
1.4.4 K-Ar results.....	62
1.5 DISCUSSION	65
1.5.1 Validation of the K-Ar data.....	65
1.5.2 Significance of mixed-layer illite-smectite occurrences	69
1.5.3 Structural significance of the K-Ar ages	69
1.5.4 Tectonic implications for the Northern Appalachians	72
1.6 CONCLUSIONS	74
Acknowledgements	76

CHAPITRE II

FAULT REACTIVATION AND ILLITE K-Ar SYSTEMATICS IN THE UPPER CRUST – THE CASE STUDY OF THE ST. LAWRENCE RIFT SYSTEM, CANADA	77
II. Résumé	77
II. Abstract	78
2.1 INTRODUCTION.....	78
2.2 GEOLOGICAL SETTING	81
2.3 FIELD RELATIONS AND FAULT CHARACTERISTICS.....	83
2.3.1 Basement characteristics	84
2.3.2 Fault-rock characteristics	85
2.3.3 Sampling sites and fault-rock field relationships	90
2.4 CLAY MINERALOGY, MORPHOLOGY AND K-Ar ISOTOPE SYSTEMATICS.....	93
2.4.1 Sample preparation and analytical procedure	93
2.2.4 Clay mineralogy, morphology and textural habitus	94
2.4.3 K-Ar results.....	98
2.5 DISCUSSION	105
2.5.1 Significance of smectite and illite-smectite mixed-layers.....	105
2.5.2 Significance of K-Ar isotopic data.....	106
2.5.4 Tectonic implications for the St. Lawrence rift system.....	107
2.6 CONCLUSIONS	109
Acknowledgements	110

CHAPITRE III

DÉFORMATION TARDI-ACADIENNE DE LA MARGE LAURENTIENNE – EXTENSION DU SYSTÈME DE RIFT SAINT-LAURENT DANS LES APPALACHES, IMPLICATIONS MÉTALLOGÉNIQUES ET PÉTROLIÈRES AU QUÉBEC.....	111
III. Résumé.....	111
3.1 INTRODUCTION.....	112
3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE	114
3.2.1 La province de Grenville.....	115
3.2.2 La plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent	121
3.2.3 Les Appalaches du Québec	122
3.2.4 La Ceinture de Gaspé.....	128
3.2.5 L'activité magmatique sur la marge laurentienne	129
3.3 RÉSULTATS.....	133
3.4 DISCUSSION	137
3.4.1 Signification régionale des âges K-Ar	137
3.4.2 Implications structurales	138
3.4.3 Implications métallogéniques.....	142
3.5 CONCLUSION	152
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES.....	154

BIBLIOGRAPHIE.....	157
---------------------------	------------

APPENDICES

Annexe A : Données de terrain.....	175
---	------------

Annexe B : Paramètres analytiques et préparation des échantillons.....	190
---	------------

Annexe C : Caractérisation des échantillons et résultats analytiques	195
---	------------

Annexe D : Contributions et résumés de conférences	214
---	------------

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1 : Distribution du système de rift Saint-Laurent en Amérique du Nord (Modifié de Kumarapeli et Saull, 1966).....	2
Figure 2 : Carte lithotectonique de la marge laurentienne au Québec illustrant les secteurs étudiés dans le cadre de cette étude (Modifié de Sasseville et al., 2008).	6
Figure 3 : Carte géologique de la zone externe de Humber dans la région du transect de la rivière Chaudière (Modifié de Sasseville et al., 2008).....	16
Figure 4 : Carte géologique de la nappe des Seigneuries dans la région du transect de Rivière-du-Loup (Modifié de Sasseville et al., 2008).....	18
Figure 5: Loi de Bragg et la diffraction des ondes par les structures cristallines.	23
Figure 6: Diagramme de diffraction des rayons-X d'argiles orientées provenant d'un échantillon de roche de faille illustrant les réflexions [001] et [002] de la chlorite ainsi que la présence d'interstratifié illite-smectite. La position, la hauteur, l'intensité maximale ainsi que la largeur à la moitié de la hauteur permettent de définir les pics alors que la déconvolution graphique permet de distinguer les pics.	25

CHAPITRE I

Figure 1.1 : A) Lithotectonic map of the Canadian Appalachians (modified from Castonguay et al. 2002); B) Lithotectonic map of the Quebec Appalachians showing the study areas (modified from Glasmacher et al. 2003 and Hibbard et al. 2006). 36

Figure 1.2 : Geological map of the external Humber zone in the Chaudière River region (Modified from Castonguay et al. 2002). 39

Figure 1.3: Geological map from the Seigneuries Nappe in the Rivière-du-Loup region (modified from Vallières, 1987). Fm = Formation. 43

Figure 1.4: Field photographs illustrating the nature of the deformation in the southern Quebec Appalachians: A) D₁ thrust fault and related tectonic mélange at Outcrop G on the southern shore of the Saint Lawrence River in the Rivière-du-Loup region; B) NW-verging D₂ thrust and associated overturned fold of the Chaudière nappe at Outcrop C; C) D₂ graphite-bearing and foliated ultracataclasite at Outcrop H in the Rivière-du-Loup region; D) S₃ crenulation cleavage developed in the Sainte-Hénédine nappe at Outcrop F; E) quartz-carbonate veins related to M₅ hydrothermal activity along a normal fault zone at Outcrop E; F) D₄ reverse fault developed within the Rivière-Étchemin olistostrome downstream of the Jean Guérin Dam at Outcrop D. 46

Figure 1.5: Detailed map of Outcrop C along the Chaudière River transect (see Fig. 1.2) revealing NW-verging thrust faults and related folds. 47

Figure 1.6: Field photograph and sketch of Outcrop H (see Fig. 1.3) showing NW-verging D₂ thrust faults truncated by a NW-dipping D₃ normal fault along the Rivière-du-Loup transect. S₀ = bedding plane; S₁ = foliation; Kb = kink band; # = sample sites (see Tables 1.2 and 1.5). 49

Figure 1.7: Detailed map of Outcrop F along the Chaudière River transect (see Fig. 1.2) showing back thrust faults and F₃ folds superimposed on F_{1,2} folds. 50

Figure 1.8: Generalized A-B structural section across the external Humber zone along the Chaudière River transect. The basement geometry was defined using depth-to-top basement maps from SOQUIP (1984). The structural section is based on Figure A.2 geology, see Figure 1.2 for section location. 52

Figure 1.9: Diagram illustrating the variations in the illite crystallinity index (ICI) versus the chlorite crystallinity index (CCI) for A) <2 µm and B) <0.2 µm size fractions. 59

Figure 1.10: Scanning electron-microscope images illustrating clay morphologies in fault rocks from the external Humber zone of southern Quebec. A) Blade-shaped Type II illite growing in crenulation cleavage (S₃) along an earlier mica fabric (S_{1,2}); experienced dissolution-precipitation processes involving precipitation of Type II illite (Outcrop C); C) Slickenside formed by Type II illite within the Rivière-Étchemin olistostrome (Outcrop D); D) Elongate morphology of Type III illite growing at the edges of strained micas in a D₄ fault (Outcrop D); E) Type II illite growth at the edges of mica particles (Outcrop G); F) Type IV idiomorphic chlorite and illite grown in a hydrothermal environment (Outcrop E). 61

Figure 1.11: Fine and coarse fractions from Outcrop C along the Chaudière transect plotted on a K₂O versus ⁴⁰Ar diagram. The negative intercept of the data points for the coarse fraction suggests that detrital material is mixed with neofomed material, whereas the zero intercept for the data points for the fine fraction suggests a homogenous neofomed fraction. 66

Figure 1.12: A) ⁴⁰K/³⁶Ar versus ⁴⁰Ar/³⁶Ar diagrams for data from the Chaudière River and Rivière-du-Loup transects illustrating: A) two distinct Ordovician isochrons at ca. 490 Ma and ca. 465 Ma, and B) two distinct Devonian isochrons at ca. 410 Ma and ca. 360 Ma. 68

CHAPITRE II

- Figure 2.1:** Location of the St. Lawrence rift system in eastern North America. Modified from Kumarapeli and Saull (1966). 80
- Figure 2.2:** A) Location of sample 3 within the St. Lawrence Rift System in the Quebec City area; B) Basement structures between Cap Tourmente and Sault-au-Cochon, and locations of sample sites 1 and 2; 82
- Figure 2.3:** Lower hemisphere projection of structural elements for regional folds. 86
- Figure 2.4:** A) Photographs of outcrop-scale joint systems with sketch showing the relationship of the joint system to fold geometry in the crystalline basement; B) Lower hemisphere projection of outcrop-scale, fold-related joint systems; C) Rose diagram showing the distribution of joint and fault trends in the mapped area. 87
- Figure 2.5:** Photographs of fault rocks in the St-Laurent fault zone at site 1: A) Ultracataclasite crosscutting the metamorphic fabric in the host rock at a low angle; B) Protocataclasite developed in a kink band, crosscutting the metamorphic fabric in the host rock at a high angle from upper right to lower left; C) Dark-coloured injection (arrow) in fractured gneiss; D) Well-developed fault (dashed outline) in densely jointed gneiss showing zonation from cataclasite (pale grey) to ultracataclasite in centre (dark grey); E) Foliated fault gouge with gneissic clasts; F) Non-foliated fault breccia (above dashed line) in the hanging wall of foliated fault gouge (below dashed line). 88
- Figure 2.6:** Diagram illustrating the variations in the illite crystallinity index (ICI) versus the chlorite crystallinity index (CCI) for the fine and coarse size fractions of the samples from the St-Laurent and Montmorency faults. FWHM = full width at half maximum. 99
- Figure 2.7:** SEM images exhibiting: A) Type I chlorite with corroded edges and Type II illite in sample 1; B) Randomly oriented Type I chlorite and Type II illite in the cataclasite matrix of sample 3; C) New growth of Type II finely bladed chlorite and illite on a slip surface in the foliated fault gouge of sample 4; D) Growth of Type II clays on a slip surface in the foliated fault gouge of sample 4; E) New growth of Type II clays at the edge of a slip structure in the fault gouge of sample 6; F) Growth of Type II illite and chlorite in a pressure shadow around a clast in the foliated gouge of sample 9. 100
- Figure 2.8:** K_2O versus radiogenic ^{40}Ar diagram for the studied size fractions of the samples from the St-Laurent, Anse-aux-Vaches and Montmorency faults. 103
- Figure 2.9:** $^{40}K/^{36}Ar$ versus $^{40}Ar/^{36}Ar$ diagram with the data from studied size fractions of the St-Laurent, Anse-aux-Vaches and Montmorency faults defining two isochrons. 104

CHAPITRE III

Figure 3.1 : Carte de la marge laurentienne illustrant les subdivisions du socle protérozoïque, les couvertures paléozoïque et carbonifère ainsi que les limites du système de rift Saint-Laurent (Modifié de Rivers, 1989; Kumarapeli, 1985; Wynne-Edwards, 1972). Des champs de veines de carbonate-barite à galène sont documentés dans le socle protérozoïque et dans la couverture paléozoïque. CMC, ceinture méta-sédimentaire centrale ; TGC, terrain de granulite central ; SBC, segment de Baie-Comeau. 116

Figure 3.2 : Carte des Appalaches du Québec (modifiée de St-Julien et Hubert, 1975). Les dykes de lamprophyre datés sont localisés dans le Bas-du-Fleuve. La faille du lac des Aigles recoupe des plis acadiens. 123

Figure 3.3 : Portion de la carte détaillée de l’affleurement CS04-22 situé sur la rive du fleuve Saint-Laurent à Rivière-du-Loup. Carte illustrant le système de faille D5 tel que qu’observé sur la rive du fleuve Saint-Laurent à Rivière-du-Loup. 126

Figure 3.4 : Diagramme $40K/36Ar$ versus $40Ar/36Ar$ présentant une droite isochrone avec les données des failles tardi-dévonniennes D5 dans la zone externe de Humber, des données de la faille Saint-Laurent ainsi que les données du dyke du lac Long. 139

Figure 3.5 : Carte structurale illustrant l’orientation de failles post-taconiennes dans le Bas-Saint-Laurent et le centre-nord de la Gaspésie, et dans l’estuaire du fleuve Saint-Laurent (Interprétée à partir de Pinet et al., 2008 et ministère des Ressources naturelles et de la faune du Québec, 2007). Les intrusions acadiennes sont localisées dans des fossés orientés Nord-Sud similaires aux fossés D₃ documentés à Rivière-du-Loup (voir texte pour détails). Des veines de carbonate-barite à galène se développent au sein de ces fossés dans la région du Bas-Saint-Laurent et dans la région de Sullipek, au sud du Pluton de McGerrigle en Gaspésie. 140

Figure 3.6 : A) Redéfinition par double régression du pôle commun A de Carignan et al. (1997) dans l’espace $^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{208}Pb/^{204}Pb$. B) Diagramme $^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{208}Pb/^{204}Pb$. Les veines de carbonate-barite à galène de la région du Bas-Saint-Laurent et celles du système de rift Saint-Laurent présentent une source commune correspondant au magmatisme dévonien (composant A’). Les veines du système de rift Saint-Laurent semblent avoir interagi avec des roches protérozoïques radiogéniques, expliquant la dispersion des rapports isotopiques vers les pôles B et C (voir texte pour la définition des pôles A-B-C et leur évolution temporelle). Encart : Définition géologique du pôle A’ en fonction de deux pôles de mélange : le magmatisme dévonien et une source protérozoïque feldspathique caractéristique de la ceinture polycyclique grenvillienne. 147

Figure 3.7 : Interprétation alternative des données Pb-Pb des veines de carbonates-barite porteuses de galène dans la zone de externe de Humber en fonction du nouveau pôle A’. 151

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

Table 1.1 Fault rocks and fabrics related to distinct deformation events in the external Humber zone.	44
Table 1.2 Sample locations, characteristics and relative chronology	56
Table 1.3 Mineralogy of the study samples.....	57
Table 1.4 Mineralogy of the clay-sized fractions.	58
Table 1.5 Metamorphic grade, potassium and argon analysis, and K-Ar ages of clay size-fractions	63

CHAPITRE II

Table 2.1 Sample description and relationships.....	92
Table 2.2 Whole-rock mineralogy of samples	95
Table 2.3 Clay size-fraction mineralogy.....	96
Table 2.4 K-Ar data.....	101

CHAPITRE III

Tableau 3.1 Synthèse structurale des familles de failles D ₃ dans la zone externe de Humber, Rivière-du-Loup.....	127
Tableau 3.2 Synthèse des événements magmatiques sur la marge laurentienne	130
Tableau 3.3 Minéralogie des échantillons définie par diffraction des rayons X	135
Tableau 3.4 Données potassium-argon des dykes de lamprophyre dans le Bas-Saint-Laurent	136

RÉSUMÉ

Des contraintes temporelles sont nécessaires à la compréhension de l'évolution cinématique des ceintures de plis et de chevauchements, de même qu'à celle des systèmes de rift. Cette thèse de doctorat porte sur la géologie du domaine allochtone des Appalaches et du système de rift du Saint-Laurent.

L'absence de contraintes géochronologiques portant sur les failles supracrustales de cette zone d'étude limite l'interprétation de l'évolution cinématique de la marge laurentienne. De nouvelles contraintes temporelles géologiquement significatives sont rapportées ici. Ces contraintes ont été obtenues en utilisant une approche méthodologique multidisciplinaire combinant l'analyse structurale, la cartographie régionale et détaillée. L'approche analytique inclut la minéralogie, la morphologie et l'analyse isotopique (K-Ar) de fractions riches en argiles ($<0.2 \mu\text{m}$ et $1-2 \mu\text{m}$) de roches de failles et de leurs lithologies hôtes.

Le premier chapitre documente l'évolution structurale du domaine allochtone des Appalaches (zone externe de Humber) où sont rapportées des structures de chevauchement taconiennes. Ces structures sont datées pour la première fois à environ 490, 465 et 450 Ma, par la méthode K-Ar. On rapporte une première évidence claire de structures d'extension synchrones (410 Ma) au développement de rétro-chevauchements, qui sont associés à un rétro-métamorphisme au sein des nappes de la zone externe. Ce sont là les premières évidences de déformations post-taconiennes documentées au sein de la zone externe de Humber. Ces déformations sont contemporaines aux failles syn-sédimentaires de la ceinture de Gaspé et à l'âge de la faille Saint-Joseph le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Cela témoigne d'une phase d'extension intra-cratonique jamais documentée auparavant dans cette portion des Appalaches. La présence de déformations acadiennes est mise en évidence pour la première fois au sein de la zone externe de Humber, permettant : 1) de redéfinir l'étendue de cette déformation appalachienne et 2) de mettre en évidence la progression de l'orogénèse acadienne au Dévonien tardif vers l'avant-pays. L'évolution tardive (360 Ma) de ces déformations (relaxation des contraintes acadiennes) est associée à une période d'extension et d'hydrothermalisme contemporain de cette déformation.

Le deuxième chapitre démontre la réactivation répétée du système de rift du Saint-Laurent à 436 ± 45 Ma et 406 ± 22 Ma. Ces réactivations sont contemporaines des périodes de subsidence régionales liées, dans le premier cas, au développement de bassins détritiques dans l'avant-pays taconien et dans le second cas, à une période d'extension intra-cratonique dans les Appalaches adjacentes. La localisation des failles associées au rift du Saint-Laurent présente un contrôle structural induit par la réactivation de structures de plis et de systèmes de joints préexistants dans le socle.

Le troisième chapitre documente un nouvel événement tectono-thermal tardi-dévonien, décrit pour la première fois dans la zone externe de Humber ainsi que dans la province de Grenville. Ce chapitre documente un magmatisme alcalin synchrone de l'hydrothermalisme dévonien au sein de la zone externe de Humber. Les données K-Ar dans les failles normales associées à de l'hydrothermalisme de la zone externe de Humber, le magmatisme alcalin et des roches de faille dans la faille Saint-Laurent définissent ensemble une isochrone à 360 ± 4 Ma. Cet événement semble donc contemporain à la réactivation de la faille Saint-Laurent dans le socle protérozoïque ainsi qu'aux déformations et à l'hydrothermalisme tardi-dévonien de la zone externe de Humber. Ces données nous permettent donc de suivre l'extension du système de rift Saint-Laurent au sein de la zone

externe de Humber des Appalaches. Une relecture des cartographies géologiques disponibles permet de proposer une distribution possible des failles liées à cet événement tectono-thermal au sein de la zone externe de Humber. Finalement, les données Pb-Pb disponibles permettent d'envisager que cet événement tectono-thermal (socle-couverture) partage un réservoir isotopique commun avec les intrusions dévoniennes dans les Appalaches.

Mots clés : Orogénèse acadienne, Orogénèse taconienne, Zone externe de Humber, Système de rift Saint-Laurent, Grenville, Dévonien tardif, Métallotecte, Magmatisme dévonien, Géochronologie K-Ar, illite, Failles supracrustale

INTRODUCTION

Les systèmes de rift laissent de permanentes et profondes cicatrices au sein de la lithosphère continentale. Ces structures développent en général un dense réseau de failles normales abruptes et de fractures associées qui s'étendent jusqu'à des profondeurs de 10 à 20 km avant d'adopter une géométrie en faille de détachement sub-horizontale. Ce détachement est plus ou moins guidé par la transition entre la zone de déformation cassante et celle de déformation plastique (fragile-ductile) au niveau de la croûte médiane ou inférieure. Dans les systèmes anciens, de telles structures représentent des zones de faiblesse qui sont susceptibles d'être réactivées lors d'événements de compression ou d'extension lithosphériques subséquents. Ils constitueront un exutoire préférentiel pour la migration de fluides minéralisés et d'hydrocarbures préexistants ou néoformés au sein de la croûte médiane et profonde vers la croûte supérieure.

La marge laurentienne est constituée, d'une part, d'un socle protérozoïque (province de Grenville) recouvert en discordance par une plate-forme sédimentaire cambro-ordovicienne (plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent) et, d'autre part, du front orogénique des Appalaches, réputé d'âge Ordovicien moyen. Dans les Appalaches canadiennes, le front orogénique est défini par la ligne de Logan. Celle-ci marque la limite entre le domaine parautochtone et le domaine allochtone. Le domaine parautochtone est constitué de séquences de la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent, localement imbriquées à l'approche de la Ligne de Logan. Le domaine allochtone est formé de séquences sédimentaires distales corrélatives à la plate-forme du Saint-Laurent et transportées sur la marge laurentienne pendant la formation de l'orogène des Appalaches.

Le système de rift Saint-Laurent s'étend le long de la vallée du Saint-Laurent entre les Grands Lacs et le Golfe du Saint-Laurent (Fig. 1). Des failles attribuées au système de rift Saint-Laurent façonnent la limite entre le socle, les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches. Cette limite est située le long de la rive nord du fleuve Saint-Laurent dans la région qui nous concerne, au sud du Québec. Plusieurs auteurs ont mis en évidence des périodes d'activités tectoniques liées à ce système de rift. Selon ces auteurs (Kumarapeli, 1985 ; Hayward et al., 2001 ; Rocher et Tremblay, 2001 ; Tremblay et al., 2003 ; Lemieux et al., 2003 ; Roden-Tice et Tremblay, 2008 ; Hasegawa, 1986 ; Adams et Basham, 1989 ;

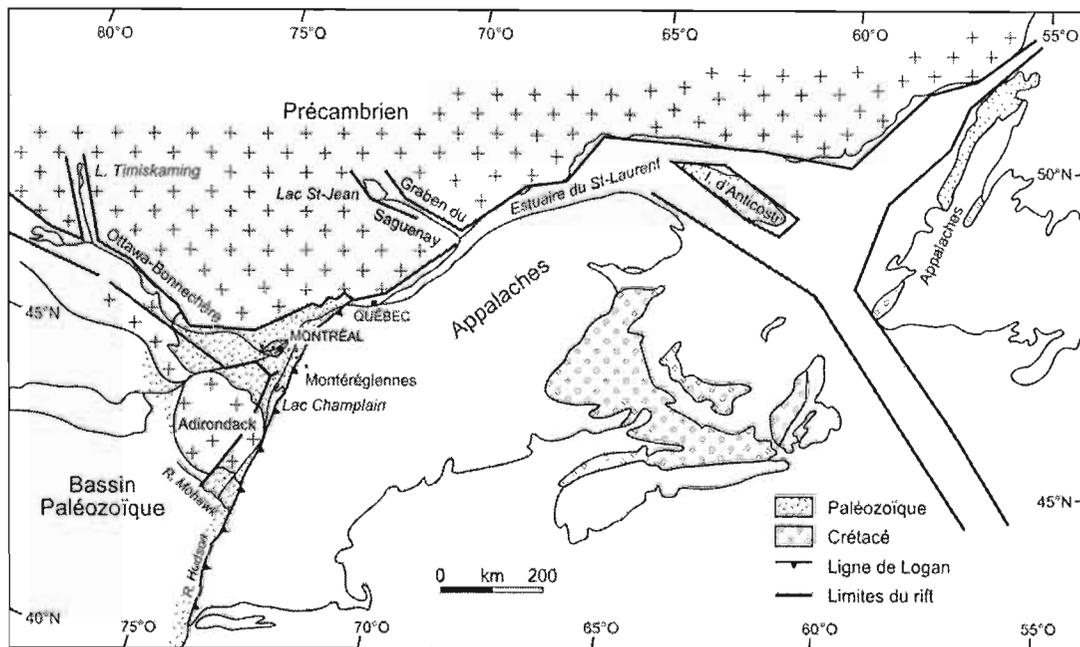


Figure 1 : Distribution du système de rift Saint-Laurent en Amérique du Nord (Modifié de Kumarapeli et Saull, 1966).

Du Berger et al., 1991 ; Lamontagne et al., 2000), ces périodes d'activités varient entre le Cambrien, l'Ordovicien Moyen, le Dévonien, le Crétacé ou même le Cénozoïque. Malgré des évidences d'activités tectoniques attribuables au système de rift Saint-Laurent qui postdatent les phases orogéniques des Appalaches sur la marge laurentienne (Glasmacher, 2003), aucune étude cinématique incluant des méthodes de datation précise ne porte sur l'interaction entre le système de rift Saint-Laurent et les Appalaches au Québec, ni même ailleurs dans les Appalaches de l'Amérique du Nord.

PLAN DE LA THESE

Le premier chapitre de la thèse présente de nouveaux âges isotopiques K-Ar obtenus à partir de l'analyse de fractions argileuses provenant de failles de différentes portions de la zone externe de Humber dans le sud du Québec. Cette contribution est basée sur des observations géologiques réalisées le long de deux transects dans les régions de Québec et de Rivière-du-Loup. Les échantillons analysés sont considérés comme représentatifs des structures régionales présentes le long de ces deux transects. Ces échantillons ont été soumis à des procédures analytiques détaillées pour déterminer leur minéralogie, la morphologie des argiles et l'analyse isotopique K-Ar de différentes fractions granulométriques. La minéralogie des fractions argileuses des roches de faille a été obtenue par diffraction des rayons X (DRX). Enfin, la morphologie des roches et des minéraux a été obtenue par microscopie optique et par microscopie électronique à balayage (MEB). Les âges K-Ar ont été obtenus à partir de l'analyse isotopique sur des fractions riches en illite. Ces procédures avaient pour but d'analyser l'évolution cinématique de la zone externe de Humber afin de pouvoir distinguer les structures d'origine appalachienne de celles associées au système de rift Saint-Laurent.

Le second chapitre présente de nouveaux âges isotopiques obtenus par l'analyse du K-Ar sur des fractions argileuses provenant de roches de faille reliées au système de rift Saint-Laurent. Les échantillons analysés ont été collectés dans trois secteurs entre la ville de Québec et la région de Charlevoix. Des portions spécifiques du système de rift ont été cartographiées afin d'obtenir une image plus précise de l'influence des structures protérozoïques sur la localisation des failles de rift et la réactivation possible de ces structures. Les localités échantillonnées sont considérées comme étant représentatives des

structures et des failles reliées au système de rift Saint-Laurent. Ces échantillons ont été soumis à une procédure analytique identique à celle décrite plus haut.

Enfin, un troisième chapitre présente des âges issus de dykes de lamprophyres provenant de la région du Bas-Saint-Laurent, près de Rivière-du-Loup. Dans ce chapitre est également présenté un nouvel âge isochrone issu des données présentées aux chapitres précédents ainsi que de celles des dykes. Cette isochrone suppose que l'événement hydrothermal régional documenté au premier chapitre est péné-contemporain de l'évolution tardive du magmatisme dévonien. La compilation cartographique du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie ainsi que des linéaments documentés à partir de données bathymétriques dans l'estuaire du Saint-Laurent permettent d'illustrer l'étendue et le style structural des déformations reliées à la réactivation du système de rift Saint-Laurent dans la zone externe de Humber au Québec. De plus, le résultat des analyses isotopiques du plomb disponibles dans la littérature suggèrent qu'il existe un réservoir isotopique commun pour les minéralisations à plomb-zinc documentées dans les failles du rift Saint-Laurent et dans les structures tardives dans la zone externe de Humber. Ce réservoir isotopique commun suggère que ces minéralisations sont génétiquement associées au magmatisme dévonien.

En ce qui concerne l'appendice de cette thèse, précisons qu'il contient quatre annexes. L'Annexe A regroupe l'ensemble des données de terrain et le résultat du traitement des cartes isochores du socle du Sud du Québec; l'Annexe B, les paramètres analytiques ainsi que la liste du matériel de laboratoire utilisé; l'Annexe C, les résultats analytiques issus de cette thèse. L'Annexe D, quant à lui, présente l'ensemble des contributions scientifiques de l'auteur réalisées dans le cadre de ce projet.

CADRE GÉOLOGIQUE ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

Le système de rift Saint-Laurent

Le système de rift Saint-Laurent (SRSL) est une structure crustale majeure en Amérique du Nord (Fig. 1). Du Sud-Ouest au Nord-Est, les failles qui lui sont associées suivent généralement la rive nord du fleuve Saint-Laurent entre Montréal et Québec. Au-delà de la ville de Québec, ces failles deviennent sous-marines : sous le fleuve et dans l'estuaire du Saint-Laurent (Kumarapeli et Saull, 1966; Tremblay et al., 2003; Pinet et al., 2008). Ces

failles sont actuellement interprétées comme une série de failles normales d'âge Protérozoïque à Paléozoïque précoce. Elles sont, selon Kumarapeli et Saull (1966) et Kumarapeli (1985), reliées à l'ouverture de l'océan Iapetus. Les failles de rift longent le contact entre le socle métamorphique grenvillien au Nord-Ouest et les roches sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent et / ou de l'orogène appalachien au Sud-Est. Dans le sud du Québec, le SRSL est orienté Nord-Est – Sud-Ouest et représente un demi-graben reliant les grabens d'Ottawa-Bonnechère et de la rivière Saguenay, qui sont d'orientation Nord-Ouest – Sud-Est (Fig. 1). Ces derniers sont interprétés comme des aulacogènes d'âge Précambrien tardif (Kumarapeli, 1985). Selon Shaw (1993), les observations de terrain, les données sismiques et la stratigraphie définie dans les puits pétroliers permettent d'envisager que les failles normales le long de la marge laurentienne furent actives du Précambrien tardif à l'Ordovicien tardif, avec un maximum de déplacements au cours de l'Ordovicien.

La portion étudiée du SRSL est située sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent et s'étend approximativement sur quatre-vingt km le long du fleuve, entre la ville de Québec, au Sud-Ouest et une localité connue sous le nom de Sault-au-Cochon, au Nord-Est (Fig. 2; localité 1). Au Nord-Ouest des failles de rift, le socle est constitué de roches métamorphiques de la province du Grenville (gneiss et paragneiss granulitiques, de charnockites et d'anorthosites) et de roches granitiques appartenant au Complexe du Parc des Laurentides (Sabourin, 1973; Laurin et Sharma, 1975; Rondot, 1989). Les roches métamorphiques actuellement exposées à la surface ont atteint un équilibre métamorphique à une profondeur d'environ 20-25 km (Du Berger et al., 1991). Selon Anderson (1988), le soulèvement tectonique et le refroidissement sous les températures de fermeture des systèmes isotopiques K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ca. 300° C) étaient plus ou moins achevés autour de 0,85 Ga selon les quelques analyses disponibles. Des segments abaissés de la plate-forme du Saint-Laurent constituent le toit des failles de rift au Sud et au Sud-Est du SRSL (Fig. 2). La plate-forme du Saint-Laurent représente une séquence de rift et de marge continentale passive peu déformée et non métamorphisée qui recouvre en discordance le socle grenvillien (Bernstein, 1991). Cette séquence de marge continentale est recouverte par un bassin d'avant-pays d'âge Ordovicien tardif (Lavoie, 1994). À partir de la discordance exposée au toit de la faille Montmorency, dans la région de la ville de Québec (Osborne, 1956), la séquence

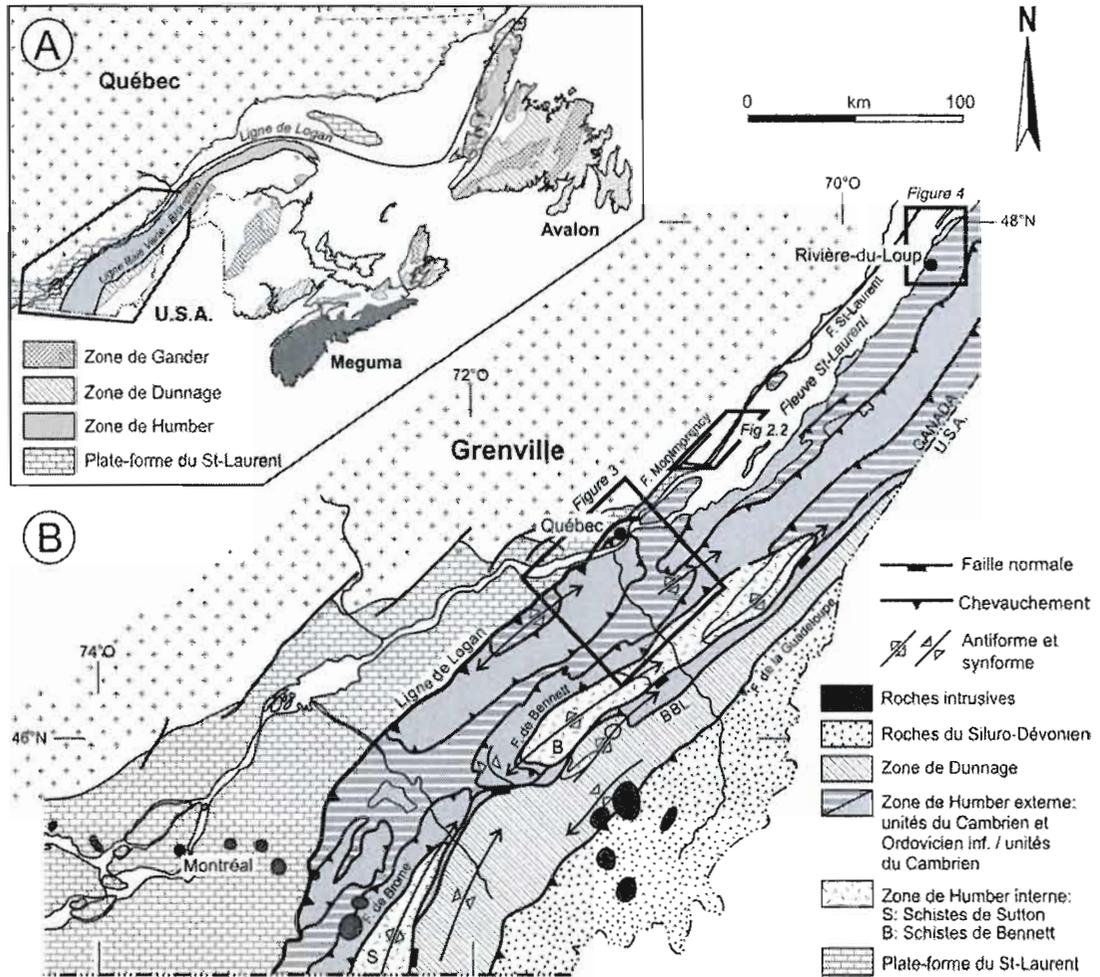


Figure 2 : Carte lithotectonique de la marge laurentienne au Québec illustrant les secteurs étudiés dans le cadre de cette étude (Modifié de Sasseville et al., 2008).

sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent s'épaissit progressivement vers le Sud-Ouest, atteignant plus de 1500 mètres dans la région de Montréal (Bernstein, 1991).

Peu d'études portent sur les failles attribuées au rift Saint-Laurent, qui sont traditionnellement décrites comme des failles normales (Osborne, 1956; Laroche, 1983; St-Julien et al., 1983; Globensky, 1985; Bradley et Kidd, 1991). Cette interprétation est remise en question par Shaw (1993), qui applique un modèle de décrochement régional senestre pour expliquer la formation des failles recoupant la plate-forme ordovicienne pendant une compression oblique appalachienne. Lachapelle (1993) a étudié certains segments de la faille Montmorency et suggère que la localisation et l'orientation de ces failles sont contrôlées par des structures pré-existantes dans le socle. De plus, ce dernier rapporte des roches de faille cataclastiques dans le socle qui prédatent la discordance d'âge Ordovicien moyen. Il note aussi la présence de gouges de failles le long de la faille Montmorency et suggère que ces gouges illustrent la réactivation des structures de rift au cours de l'Ordovicien tardif. Rocher et al. (2003) et Rocher et Tremblay (2001) ont réalisé des études de paléo-contraintes sur des failles du SRS� dans les régions de Montréal et de Québec. Ils rapportent une histoire tectonique complexe impliquant des failles formées lors de l'ouverture du rift lié à Iapetus et une réactivation de ces failles pendant et après la formation de l'orogène appalachien. Dans la région de Charlevoix, Lemieux et al. (2003) ont identifié une série de failles normales reliées au SRS� et d'orientation Nord-Est, comme la faille Saint-Laurent, qui recoupe la structure d'impact de Charlevoix (Rondot, 1968). Ils proposent que toutes les brèches de failles et les pseudotachylytes sont, dans cette région, le résultat d'un impact météoritique plutôt qu'une réactivation ou une néoformation de failles de rift (Rondot, 1998).

Lemieux et al. (2003) et Tremblay et al. (2003) ont cependant démontré que les roches de failles cassantes et les pseudotachylytes sont présentes bien au-delà de la structure d'impact de Charlevoix, le long du SRS�. Selon Tremblay et al. (2003), les roches de faille associées au SRS� sont principalement caractérisées par des brèches cataclastiques et des microbrèches. En moindre proportion, elles sont aussi constituées de pseudotachylytes ainsi que de gouges de failles foliées. Ces auteurs ont aussi noté la présence de deux orientations de failles dominantes, qui présentent des relations de recoupement mutuel. La première subparallèle à l'axe du SRS� est d'orientation Nord-Est et, la seconde, qui consiste en des failles transverses à l'axe du SRS�, est d'orientation Nord-Ouest à Est-Ouest.

Les failles Saint-Laurent, Montmorency et Cap-Tourmente représentent des failles typiques du SRSL ; Tremblay et al. (2003) en ont décrit les caractéristiques. La faille Saint-Laurent est l'une des plus importantes failles longitudinales du SRSL d'orientation Nord-Est. Elle s'étend sur plus de 100 km de Cap-Tourmente à La Malbaie. Au Nord-Est de La Malbaie, cette faille constitue une structure sous-marine dans le fleuve et l'estuaire du Saint-Laurent (Rondot, 1989; Tremblay et al., 2003; Pinet et al., 2008). Elle recoupe la structure d'impact de Charlevoix (Lemieux et al., 2003), où des âges K-Ar issus de brèches et de pseudotachylytes variant entre environ 320-370 Ma sont rapportés (Rondot, 1971). Selon Tremblay et al. (2003), la faille Montmorency est une structure composée de plusieurs failles subsidiaires qui s'étendent sur près de 45 km, de la ville de Québec à Cap-Tourmente (Fig. 2). Finalement, la faille Cap-Tourmente est d'orientation Est-Ouest et présente un pendage vertical. Elle est interprétée comme une faille transverse au SRSL (Tremblay et al., 2003).

Les Appalaches

Williams (1995) a divisé les séquences de roches cambro-ordoviciennes des Appalaches canadiennes en cinq zones tectono-stratigraphiques : la zone de Humber, la zone de Dunnage, la zone de Gander, la zone d'Avalon et celle de Meguma (Fig. 2A). Ces zones correspondent respectivement à la marge laurentienne, aux restes de l'océan Iapetus et aux trois terrains de Ganderia, d'Avalonia et de Méguma. La déformation de la zone de Humber résulte de la destruction de la marge laurentienne lors de l'accrétion des roches océaniques de la zone de Dunnage au cours de l'orogénèse taconienne, qui a évolué du Cambrien tardif à l'Ordovicien tardif (van Staal, 2007). La ligne de Baie Verte-Brompton trace la limite entre les zones de Humber et de Dunnage (Williams et St-Julien, 1982). La ligne de Logan délimite la portion imbriquée de la plate-forme du Saint-Laurent (i.e la zone parautochtone) et les nappes de la marge laurentienne (i.e la zone allochtone; St-Julien et Hubert, 1975).

La zone de Humber

Des styles de déformation contrastés et des variations d'intensité du métamorphisme permettent de distinguer une zone externe et une zone interne dans la zone de Humber au Québec (St-Julien et Hubert, 1975; Williams, 1995; Tremblay et Castonguay, 2002).

Un système de failles, connu sous le nom de la faille de Bennett-Brome, montre un transport vers le Sud-Est. Cet ensemble constitue la limite entre les zones externe et interne de la zone de Humber (Tremblay et Castonguay, 2002). La ligne de Logan constitue la limite Nord-Ouest de la zone externe de Humber ; elle est composée de roches sédimentaires et de roches volcaniques mafiques qui sont déformées en une série de nappes imbriquées en direction Nord-Ouest. Le métamorphisme de ces roches correspond à des faciès inférieurs au schiste vert. La zone interne de Humber est constituée de roches métamorphiques, les Schistes de Sutton-Bennett (Figure 2B), qui varient du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Selon St-Julien et Hubert (1975), ils représentent des faciès distaux corrélatifs aux unités de la zone externe de Humber.

Pinet et Tremblay (1995) ont proposé une évolution structurale en trois étapes de la marge laurentienne. Ce modèle a été testé dans la zone interne de Humber dans le sud du Québec à l'aide de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et d'observations structurales (Castonguay et al., 2001b; Castonguay et al., 2007). Selon Tremblay et Castonguay (2002), les grandes lignes de ce modèle impliquent :

- 1) l'épaississement crustal relié à l'obduction d'ophiolite (D_{1-2}) au cours de l'orogénèse taconienne entre ca. 480-445 Ma, avec un événement métamorphique prédominant vers 470-460 Ma;
- 2) des structures D_3 rétro-chevauchantes et des failles normales du Silurien tardif au Dévonien précoce vers 435-405 Ma;
- 3) des plis droits et des failles inverses D_4 formés au Dévonien lors de l'orogénèse acadienne vers 385-375 Ma.

La zone externe de Humber

Les régions étudiées dans cette thèse sont situées dans la zone externe de Humber, dans le sud du Québec (Fig. 2; localités 2 et 3). Cette zone constitue une ceinture de nappes et de plis d'orientation Nord-Ouest. Des roches sédimentaires silliclastiques, des carbonates ainsi que des roches volcaniques mafiques constituent une série de nappes de chevauchement imbriquées, les unités allochtones taconiques (St-Julien et Hubert, 1975). Les nappes de Chaudière, Saint-Bernard, Bacchus – Sainte-Hénédiène, Rivière Boyer, Richardson et des Seigneuries constituent les principales nappes de la zone externe

de Humber dans les secteurs étudiés ici (Fig. 2). L'évolution thermique de ces roches varie de conditions diagénétiques à des conditions épizonales (Ogunyomi et al., 1980; Yang et Hesse, 1991; Printz et Kromberg, 1997; Glasmacher et al., 2003). L'âge de dépôt de ces roches varie du Précambrien tardif à l'Ordovicien tardif. St-Julien et Hubert (1975) et St-Julien (1995) ont établi l'architecture stratigraphique de la zone externe de Humber, qui a été par la suite modifiée par Lebel et Hubert (1995) et Castonguay et al. (2001a). En accord avec Glasmacher et al. (2003), la tectono-stratigraphie utilisée dans la région de la rivière Chaudière est tirée de St-Julien (1995) pour la portion Nord-Est du transect, et de Castonguay et al. (2001a) pour la portion Sud-Est du transect (Fig. 2). Dans la région de Rivière-du-Loup, nous utiliserons les travaux de Vallières (1984) comme cadre stratigraphique.

Les failles de chevauchement et les plis dans la zone externe de Humber correspondent aux structures D_{1-2} dans la zone interne de Humber (Tremblay et Pinet, 1994). Du Nord-Ouest vers le Sud-Est, les surfaces axiales des plis sont progressivement déversées et la fabrique régionale devient une schistosité parallèle aux plans de stratification dans la portion la plus orientale de la zone externe de Humber (Lebel et Kirkwood, 1998). En suivant la même trajectoire le long de la rivière Chaudière, la fabrique S_{1-2} varie d'un clivage espacé dans la nappe de Chaudière, à un clivage ardoisier dans la nappe de Saint-Hénédine et finalement, à une foliation pénétrative dans la nappe de Richardson. Selon Tremblay et Pinet (1994), des motifs d'interférence dans les nappes de Saint-Hénédine et de Richardson résultent de plis P_3 à vergence vers le Sud-Est, superposés à des plis P_{1-2} à vergence Nord-Ouest. Ces plis P_3 sont génétiquement associés à la faille de Bennett-Brome (Pinet et al., 1996; Castonguay et al., 2001a). Leurs surfaces axiales sont à vergence Sud-Est et correspondent à une fabrique S_3 qui varie d'un clivage de crénulation discret dans la nappe de Saint-Bernard à un clivage de crénulation pénétratif mais hétérogène dans les nappes de Saint-Hénédine et Richardson. La fabrique S_3 devient la schistosité dominante le long de la faille de Bennett-Brome (Pinet et al., 1996; Castonguay et al., 2001a).

Plusieurs études de l'évolution thermique des roches des Appalaches du Québec sont fondées sur l'indice de cristallinité des argiles et sur la maturation de la matière organique (Ogunyomi et al., 1980; Yang et Hesse, 1991; Printz et Kromberg, 1997). Toutes ces études proposent un degré d'évolution thermique plus élevé dans la portion Sud-Est de la zone externe de Humber. Ogunyomi et al. (1980) attribuent cette augmentation à une emprunte

thermale syn-orogénique taconienne d'âge Ordovicien. Yang et Hesse (1991) rapportent une diagénèse inverse dans la portion Nord-Est de la zone externe de Humber, indiquant une diagénèse d'enfouissement pré-orogénique au site de dépôt. De plus, ils observent que les assemblages diagénétiques sont ensuite affectés par un réchauffement syn-orogénique dans la portion Sud-Est de la zone externe de Humber (i.e. en direction du contact avec la zone interne de Humber). Ogunyomi et al. (1980) ont obtenu des indices de cristallinité de l'illite et de réflectance du pyrobitume qui indiquent une augmentation du degré métamorphique, de la diagénèse moyenne à l'épizone en direction du Sud-Est, et en concluent que la diagénèse a été partiellement ou entièrement pré-orogénique. Printz et Kromberg (1997) ont analysé près de quatre-vingt échantillons localisés entre Québec et la faille de Richardson et y ont déterminé les indices de cristallinité de l'illite et de la chlorite ainsi que le degré de maturation de la matière organique. Leurs conclusions sont similaires à celles de Ogunyomi et al. (1980). Cependant, ils ne sont pas parvenus à confirmer une diagénèse pré-orogénique.

Données géochronologiques antérieures

Dans les Appalaches du nord, peu d'études géochronologiques sont disponibles dans la zone externe de Humber. En Nouvelle-Angleterre, des âges K-Ar sur roches totales varient de manière significative entre 453 et 381 Ma. Ces données sont interprétées comme des âges de refroidissement représentant une estimation minimale de l'âge du métamorphisme régional. Dans le sud du Québec, des âges isochrones Rb-Sr (494-418 Ma; Barton, 1973), des âges K-Ar sur roches totales (513-352 Ma ; Barton, 1973) et des âges K-Ar sur des fractions argileuses inférieures à 2 μ m (491-418 Ma; Glasmacher et al., 2003) ont été interprétés comme des signatures isotopiques traduisant des mélanges entre du matériel détritique et authigénique ou des résultats isotopiques partiellement remis à zéro (Glasmacher et al., 2003). Aucune donnée isotopique n'est disponible dans la zone externe de Humber dans la péninsule de la Gaspésie. À Terre-Neuve, Bradley (2005) documente à l'aide de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ une évolution tardive de l'orogénèse taconienne vers 455 Ma, qui est suivie par des failles normales ductiles-cassantes vers 440 Ma.

PROBLÉMATIQUE

Les failles du système de rift Saint-Laurent (SRSL) recourent des séquences d'âge Ordovicien tardif de la plate-forme du Saint-Laurent, établissant ainsi l'âge minimum de la formation et/ou de la réactivation de ces failles. L'absence de roches sédimentaires plus jeunes que l'Ordovicien tardif le long du SRSL ne permet cependant pas d'établir précisément l'âge des mouvements post-Ordovicien. Il n'existe pas de consensus sur l'âge de la formation ou de la réactivation des failles du rift Saint-Laurent pendant l'ouverture de l'océan Atlantique au Mésozoïque (Kumarapeli, 1985; Hayward et al., 2001; Rocher et Tremblay, 2001; Tremblay et al., 2003; Lemieux et al., 2003). Roden-Tice et Tremblay (2008) documentent, à l'aide d'analyses de traces de fissions sur apatite, des inversions tectoniques de certaines failles du SRSL entre le Jurassique tardif et le Crétacé précoce (≤ 150 Ma). Finalement, une réactivation de failles appartenant au SRSL durant le Cénozoïque ne peut être exclue, étant donné que le système de SRSL représente la zone sismique la plus active de l'est de l'Amérique du Nord.

Malgré des contraintes structurales disponibles dans la zone externe de Humber, les contraintes temporelles sur l'emplacement des roches allochtones reposent essentiellement sur des âges paléontologiques, plus spécifiquement sur la présence de graptolites dans les mélanges adjacents à certaines nappes (St-Julien et Hubert, 1975). Se basant sur ces âges, St-Julien et Hubert (1975) ont proposé une mise en place des nappes en piggyback dans la zone externe de Humber, entre l'Ordovicien moyen et l'Ordovicien tardif. Les calcaires et les flyschs syn-orogéniques de la plate-forme du Saint-Laurent sont considérés comme contemporains de ces failles de chevauchement, enregistrant une subsidence de l'avant-pays durant l'Ordovicien tardif. Cependant, les flyschs tardi-ordoviens du domaine parautochtone sont aussi imbriqués et il n'est pas certain si cette imbrication est le résultat de contractions taconiques ou acadiennes (Lebel et Kirkwood, 1998; Comeau et al., 2004).

De plus, malgré les évidences de déformations postérieures à l'Ordovicien tardif le long du SRSL, aucune évidence de déformations associées au rift n'a été rapportée jusqu'à maintenant dans la zone externe de Humber. Nous présumons que cet état de fait découle probablement de lacunes d'observations de terrain ciblées et surtout du manque de contraintes géochronologiques isotopiques. La présence de déformations reliées au SRSL dans la zone externe de Humber, la nature de ces déformations ainsi que leur influence sur la

géométrie de la zone externe de Humber demeurent méconnues. L'influence des failles reliées au SRSL sur la migration des fluides, minéralisés ou non, est tout aussi méconnue (Pinet et al., 2008).

Le présent projet vise donc à palier à ce manque de données d'âges isotopiques. Dans un premier temps, l'étude vise à documenter l'influence des structures préexistantes dans le socle protérozoïque sur la distribution des failles associées au SRSL, ainsi qu'à documenter l'âge de formation et/ou de réactivation de ces failles. Puis, l'étude vise à documenter la nature et l'âge précis des structures de l'orogène appalachien dans la zone externe de Humber afin de distinguer ces structures de celles résultant de l'extension du SRSL au sein de l'orogène appalachien. Finalement, cette étude tente d'évaluer l'influence de la formation et/ou de la réactivation des failles reliées au SRSL sur la migration des fluides (minéralisés et non minéralisés) au sein du socle protérozoïque du Grenville et dans la zone externe de Humber.

APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE

Du point de vue analytique, la thèse s'appuie sur les techniques d'analyses isotopiques de l'illite en environnement de faible métamorphisme (Clauer et Chaudhuri, 1995; 1999) et plus particulièrement sur l'analyse des roches de failles supra-crustales (Hoffmann et al., 1976; Clauer et al., 1991; Pevear, 1999). Afin de s'assurer de la fiabilité de l'interprétation géologique des âges K-Ar, il a été nécessaire, dans un premier temps, d'établir précisément le contexte structural des échantillons analysés. Par exemple, dans le cas de la zone externe de Humber, cela a impliqué la distinction entre les structures précoces à vergence Nord-Ouest, les structures rétro-chevauchantes à vergence Sud-Est et les structures tardives à vergence Nord-Ouest. La méthodologie inclut donc :

1) Des travaux de terrain afin d'établir le contexte structural et de localiser les zones de failles majeures, ainsi que de sélectionner les meilleurs échantillons pour analyses K-Ar.

2) L'analyse morphologique et minéralogique des différentes fractions étudiées à partir de roches de failles et des roches hôtes de ces failles, afin de valider la nature des fractions argileuses analysées et par le fait même, l'interprétation des résultats isotopiques (i.e. distinguer des argiles néoformés ou détritiques).

3) L'analyse isotopique K-Ar de ces différentes fractions afin de procurer des âges isotopiques permettant de contraindre les différents épisodes de déformation.

Travaux de terrain

Les structures du socle métamorphique grenvillien ainsi que les failles cassantes recoupant ces dernières ont été étudiées à partir d'affleurements le long du fleuve Saint-Laurent (Fig. 2), entre la ville de Québec et la localité de Sault-au-Cochon. La rive nord du fleuve Saint-Laurent entre Cap-Tourmente et Sault-au-Cochon offrant d'excellentes conditions d'affleurement, ce secteur a été cartographié à nouveau durant cette étude (Annexe A ; Fig. A.1).

Trois failles typiques du SRSL, les failles Montmorency, Saint-Laurent et Anse-aux-Vaches, ont été sélectionnées pour une cartographie structurale détaillée et la collecte d'échantillons pour fins d'analyses K-Ar. Les failles Montmorency et Saint-Laurent représentent des failles longitudinales, alors que la faille de l'Anse-aux-Vaches est considérée comme une faille transverse (Fig. 2). Comme la région étudiée est située bien au-delà de la zone d'influence du cratère météoritique de Charlevoix, nous sommes confiants d'observer des structures et de mesurer des âges K-Ar dissociés de l'impact.

En ce qui concerne les Appalaches, notre étude de terrain fait suite aux études structurales les plus récentes de la zone de Humber dans le sud du Québec (Tremblay et Castonguay, 2002; Glassmacher et al., 2003). Nos travaux de terrain ont donc été concentrés sur l'analyse d'affleurements considérés comme représentatifs des structures régionales de la zone externe de Humber. Ces travaux incluent la cartographie régionale et détaillée (Annexe A, Fig. A.2 ; Annexe A, disque en pochette) ainsi que l'échantillonnage systématique des différentes roches de faille. Nous avons étudié deux transects orientés Nord-Ouest – Sud-Est, ceux des rivières Chaudière et Rivière-du-Loup (Fig. 2), pour les raisons suivantes :

1) Chacun de ces transects couvre un contexte structural similaire le long du front des Appalaches et sont séparés par près de 200 km (Fig. 1), offrant deux groupes de données indépendantes.

2) L'âge des unités stratigraphiques affleurant le long de ces deux transects est bien établi par des données paléontologiques disponibles (Rasetti, 1945, 1946, 1948; St-Julien et Hubert, 1975; Hoffmann et al., 1976; Lavoie et al., 2003).

3) La tectono-stratigraphie de ces transects est bien établie (Lavoie et al., 2003) et des cartes géologiques fiables existent pour chacune de ces régions (Vallières, 1984; St-Julien, 1995).

4) Une carte sismique de la surface du socle protérozoïque de très bonne qualité est disponible pour l'ensemble de la région de Québec (Société québécoise d'initiatives pétrolières, 1984) et permet de définir la géométrie du socle sous une partie du transect de la rivière Chaudière.

5) Des données de maturation de la matière organique et de cristallinité de l'illite sont disponibles pour des affleurements et des puits pétroliers situés sur le transect de la rivière Chaudière (Ogunyomi et al., 1980; Yang et Hesse, 1991; Printz et Kromberg, 1997).

6) Des âges isotopiques Rb-Sr et K-Ar sont localement disponibles pour le transect de la rivière Chaudière (Barton, 1973; Glasmacher et al., 2003).

Tectonostratigraphie des transects étudiés

Le transect de la rivière Chaudière

Le transect de la rivière Chaudière s'étend sur plus de 40 km entre la ville de Québec au Nord-Ouest et Sainte-Marie-de-Beauce au Sud-Est (Fig. 3). Les limites Nord-Est et Sud-Ouest de ce transect correspondent grossièrement aux rivières Etchemin et Chaudière. Du Nord-Ouest au Sud-Est, le transect de la rivière Chaudière débute dans le domaine parautochtone, puis traverse les nappes de Chaudière, Saint-Bernard, Bacchus – Sainte-Hénédine, Rivière Boyer et Richardson (Fig. 3). Le domaine parautochtone et la nappe de Chaudière représentent respectivement la base et le sommet de la section tectonostratigraphique du transect (St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien, 1995; Lebel et Kirkwood, 1998 ; Lavoie et al., 2003).

La Ligne de Logan marque le contact entre le domaine parautochtone au Nord-Ouest et la nappe de Chaudière au Sud-Est (Fig. 3). Les nappes sont séparées par des zones de mélanges dont celui de la Rivière Etchemin. Cet olistostrome a récemment été réinterprété comme étant une épaisse zone de mélange tectonique à la base de la nappe de Chaudière (Lebel et Kirkwood, 1998).

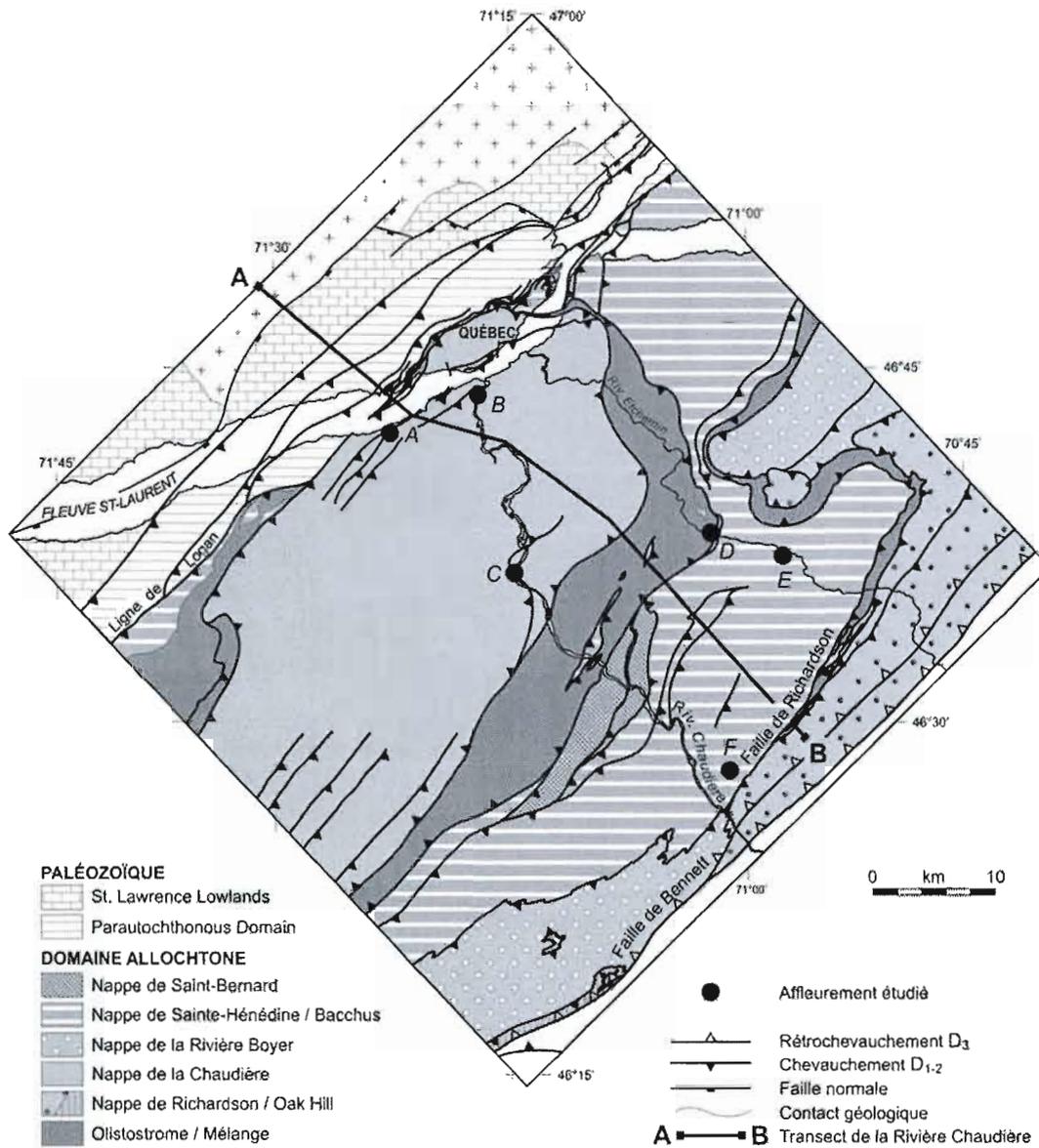


Figure 3 : Carte géologique de la zone de Humber externe dans la région du transect de la rivière Chaudière (Modifié de Sasseville et al., 2008).

Trois unités tectoniques distinctes constituent les unités allochtones documentées le long de la section de la rivière Chaudière (Castonguay et al., 2002). Castonguay et al. (2002) documentent, de la base au sommet de l'empilement tectonique, les unités tectoniques suivantes : les nappes de Saint-Bernard, Bacchus – Sainte-Hénédine et Chaudière. La nappe de Saint-Bernard est un assemblage d'âge Ordovicien moyen constitué de shales et de calcaires argileux inclus dans la Formation de Bullstrode (Castonguay et al., 2001a, 2002). Des lithologies similaires contenant la même faune d'âge Ordovicien moyen ont été documentées dans l'Olistostrome de la rivière Etchemin (St-Julien et Hubert, 1975). La nappe de Bacchus – Sainte-Hénédine est constituée de shales, de calcaires et de conglomérats d'âge Cambrien tardif à Ordovicien précoce de la Formation de Sainte-Hénédine (St-Julien et Osborne, 1973; St-Julien, 1995). Les nappes de Chaudière et de Richardson sont constituées de shales et de grès feldspathiques d'âge Cambrien appartenant aux groupes de Sillery (nappe de Chaudière; St-Julien et Osborne, 1973), d'Armagh et de Rosaire (nappe de Richardson, Béland, 1957a, 1957b). De la base au sommet, la nappe de la rivière Boyer inclut un assemblage de shales cambriens et de grès feldspathiques appartenant au Groupe de Saint-Roch, recouverts par des shales, des carbonates et des conglomérats d'âge Cambrien tardif à Ordovicien précoce appartenant au Groupe de Trois-Pistoles (Castonguay et al., 2002).

Transect de Rivière-du-Loup

Le transect de Rivière-du-Loup s'étend sur approximativement 5 km en direction Sud-Est à partir du fleuve Saint-Laurent (Fig. 4). Ce transect recoupe la nappe Des Seigneuries qui comprend, de la base au sommet, les groupes de Saint-Roch et de Trois-Pistoles, et les formations de Rivière-Ouelle et de Tourelle (Vallières, 1984). Le Groupe de Saint-Roch et la partie inférieure du Groupe de Trois-Pistoles (Formation de Saint-Damase) sont constitués de shales et de grès feldspathiques (Vallières, 1984). Les parties médianes et supérieures du Groupe de Trois-Pistoles (formations de Rivière-du-Loup et Kamouraska) sont formées d'un assemblage de quartzites, shales, carbonates, grès, parfois conglomératiques. La Formation de Rivière-Ouelle est composée de shales et de carbonates argileux d'âge Ordovicien moyen, alors que la Formation de Tourelle est constituée de grès et de shales de l'Ordovicien moyen. La stratigraphie de la nappe Des Seigneuries se corrèle avec celle de la nappe de la rivière Boyer (Vallières, 1984; Lavoie et al., 2003).

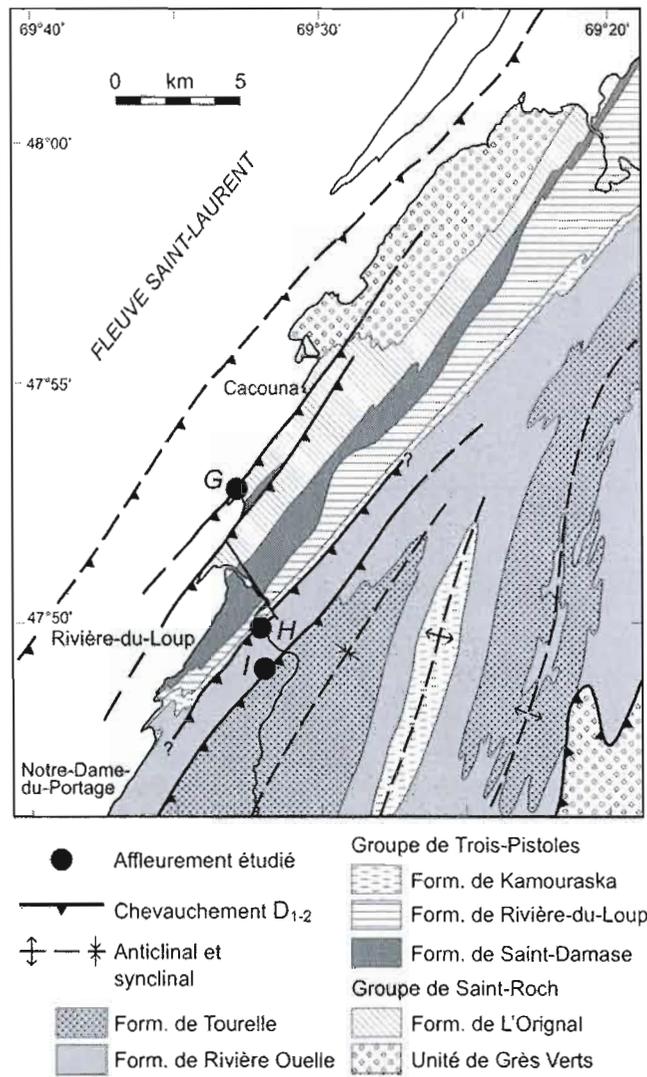


Figure 4 : Carte géologique de la nappe des Seigneuries dans la région du transect de Rivière du Loup (Modifié de Sasseville et al., 2008).

Traitement des échantillons

Échantillonnage et préparation des échantillons

La préparation et les critères d'échantillonnage sont décrits en détails dans les chapitres un et deux. Les annexes B et C fournissent des détails analytiques complémentaires aux méthodologies décrites dans les chapitres un et deux. Nous nous attardons ici davantage aux critères fondamentaux et analytiques qui ont guidé l'élaboration du cadre méthodologique utilisé.

Les caractéristiques minéralogiques et texturales très variées des roches métasédimentaires et des roches de faille sont particulièrement critiques dans les domaines de transition métamorphique, tel que celui du passage de la diagénèse au métamorphisme de très faible ampleur. Dans la plupart des cas de métamorphisme à faible grade, la tendance est à la simplification de l'assemblage minéral para-génétique vers la muscovite et la chlorite (Dunoyer de Segonzac, 1969; Velde, 1985), ainsi qu'à l'augmentation de la taille des particules au passage des argiles vers les micas (e.g. Weaver et Broekstra, 1984). Selon Clauer et Chaudhuri (1995), les vrais minéraux indicateurs de conditions métamorphiques de faible grade sont les minéraux authigènes qui précipitent directement dans la roche métamorphosée à partir des fluides ou ceux issus de la reconstitution complète de minéraux détritiques et diagénétiques. La systématique isotopique des minéraux authigéniques dépend aussi des conditions dans lesquelles ils sont formés. En effet, un processus de dissolution-précipitation dans un environnement poreux tels des grès ou des roches de faille cataclastiques a le potentiel d'être un système ouvert où l'apport des éléments chimiques nécessaires (fluides) aux ajustements minéralogiques en équilibre avec les conditions métamorphiques sont possibles en raison de la porosité et de la perméabilité accrue de ces roches. À l'inverse, un processus de transformation métamorphique de faible grade dans un environnement peu poreux comme des shales constitue un système "fermé" où les éléments chimiques sont réutilisés en partie ou entièrement, incluant les isotopes radiogéniques hérités. L'étendue de ces modifications minéralogiques liée à la minéralogie authigénène dans une roche dépend donc de l'accès des fluides et du mouvement de ces fluides dans la roche, tous deux contrôlés par la porosité et la perméabilité des roches. Plusieurs facteurs contrôlent la

porosité et la perméabilité des roches. La fracturation liée aux zones de failles, ou porosité structurale, s'avère d'un intérêt grandissant pour l'exploration pétrolière (Pevear, 1999), puisque la minéralogie authigénène des zones de failles diffère de la lithologie des roches hôtes. Par conséquent, ces zones sont propices, dans certaines conditions, au développement de réservoirs pétroliers (Agle et al., 2006; Smith, 2006).

Séparation

La systématique des isotopes radiogéniques de l'argon dans les roches métasédimentaires de faible grade et les roches de faille supracrustales est souvent compliquée par la présence de minéraux d'origines différentes qui sont intimement mélangés : des minéraux détritiques hérités du protolithe ainsi que des minéraux authigènes formés lors de la diagénèse et/ou lors du métamorphisme. Cette systématique peut être encore plus compliquée dans les roches de faille en raison des multiples sources possibles caractérisant les minéraux détritiques, particulièrement lorsque les grains sont de petite taille. De plus, la granulométrie très fine des minéraux authigènes rend la systématique isotopique de ces minéraux très sensible à de faibles modifications thermo-dynamiques, ce qui peut modifier la signature isotopique des roches (Clauer et Chaudhuri, 1995).

La séparation monominérale de phyllosilicates authigènes finement grenus est pratiquement impossible par les techniques traditionnelles en raison de la taille très fine des particules. Cependant, les séparations granulométriques les plus utilisées demeurent des séparations gravimétriques dans l'eau distillée, suivies par une ultracentrifugation. La contamination potentielle de n'importe quelle fraction granulométrique, phénomène particulièrement critique pour les roches métasédimentaires et les roches de failles supracrustales, est augmentée par l'utilisation conventionnelle de techniques de broyage. Celles-ci mènent à une réduction non contrôlée de la taille des grains détritiques dans la roche, et mélange ces particules détritiques à taille artificiellement créée aux minéraux authigènes (Clauer et Chaudhuri, 1999). Ainsi, les matériaux argileux ou les autres minéraux d'origine authigène de l'échantillon broyé peuvent facilement être contaminés par de fins fragments de grains minéraux issus de fractions plus grossières (d'origine déritique ou diagénétique) telles que des particules de feldspath, de muscovite et de biotite. Clauer et Chaudhuri (1999) ont illustré le fait que des âges K-Ar de fractions minéralogiques puissent

clairement dépendre des techniques de préparation, et rappellent l'importance d'utiliser des séparations minutieuses ainsi que l'importance de la caractérisation des échantillons avec une précision qui va au-delà du potentiel de la diffraction des rayons X. Ainsi, l'observation des textures minéralogiques sur l'échantillon par microscopie électronique à balayage (MEB) doit supporter l'interprétation de la diffraction des rayons X sur les fractions.

Par contre, la présence de composants minéralogiques autres que des phyllosilicates ne veut pas automatiquement signifier que l'âge isotopique sera biaisé. Par exemple, les feldspaths peuvent aussi se former dans les conditions métamorphiques de faible grade. Des âges biaisés sont produits seulement si des contaminants finement grenus sont représentants de matériel détritique plus grossier. De plus, le potentiel d'incorporation de tels grains détritiques est plus important lorsque l'on analyse la roche totale ou des fractions grossières comme des fractions inférieures à 2 μm . Il est plutôt recommandé d'utiliser la fraction inférieure à 0,2 μm , par exemple (Clauer et Chaudhuri, 1999). Du point de vue analytique, la séparation systématique des fractions argileuses très fines (i.e. de l'ordre du dixième de μm) a le plus grand potentiel pour produire des âges qui sont près de la période de précipitation ou de croissance des minéraux authigènes (Clauer et Chaudhuri, 1999).

Caractérisation des échantillons

La caractérisation des minéraux de la famille des phyllosilicates est plus critique que tout autre minéral car elle permet de distinguer ceux qui sont d'origine détritique de ceux d'origine authigène. Par le fait même, elle permet d'évaluer la contamination des fractions granulométriques. Cette étape représente, avec la séparation, une étape fondamentale de la sélection des fractions granulométriques pour l'analyse isotopique (Clauer et Chaudhuri, 1995). Les argiles et les micas peuvent être distingués par leur structure cristalline (Kisch, 1983) et même quantifiés (e.g., Brindley et Brown, 1980; Moore et Reynolds, 1997) dans différentes fractions par la diffraction des rayons X. Des paramètres additionnels tels que l'indice de la cristallinité de l'illite (Kübler, 1966) et la typologie polymorphique (Bailey, 1980) représentent également des informations de base dans la datation isotopique des matériaux de type micacé. La conversion de smectite à l'illite se produit dans le domaine diagénétique et durant la transition vers le métamorphisme de faible grade. Les techniques telles que la déconvolution (e.g., Lanson et Besson, 1992) ou la simulation (Reynolds, 1985)

des patrons de diffraction X et l'identification précise de la localisation des pics (Środoń, 1984), procurent des moyens qui permettent l'identification des phases minérales présentes dans les fractions séparées ainsi que l'évaluation de l'état de conversion smectite-illite. La diffraction des rayons X est aussi utile pour identifier et quantifier les contaminants potentiels dans les différentes fractions granulométriques.

Pour la datation isotopique de roches métamorphiques de faible grade, il est souhaitable d'examiner la morphologie et la typologie des particules de type micacé par MEB et de comparer ces observations avec les données de diffraction à rayons X. Par exemple, plusieurs études sur des roches méta-sédimentaires ont démontré que les clivages discrets dans la roche séparent des microlithons de différentes tailles. Les micas détritiques semblent être préservés dans les zones de microlithons, alors que les micas détritiques dans les clivages ont subi une rotation mécanique dans le plan de clivage, où de nouveaux cristaux de type micacé se sont aussi développés (e.g., McPowell, 1979). Comme le développement des clivages est souvent contemporain des événements thermaux, ces clivages sont des indicateurs utiles pour évaluer l'intensité de la quantité de déformations développées dans les roches métamorphiques de faible grade. La datation des phyllosilicates nouvellement formés peut donc procurer un indice de la dynamique de la recristallisation des minéraux sujets à l'effet combiné de la chaleur et de la déformation. Ceci est possible seulement si les petits phyllosilicates développés dans les clivages peuvent être séparés sans être contaminés par les micas provenant des microlithons et des plans de clivage. Cela nécessite des observations minutieuses par MEB sur des fragments de roches ainsi qu'une caractérisation minéralogique minutieuse des fractions granulométriques. Une telle approche est aussi valable dans les roches de faille ou les environnements hydrothermaux (Clauer et Chaudhuri, 1995; Pevear, 1999).

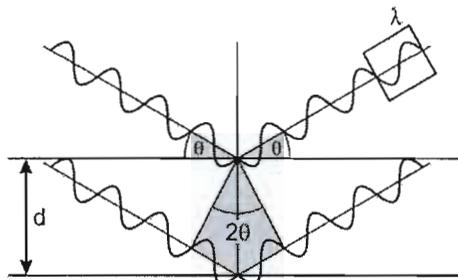
En résumé, la qualité des séparations de minéraux argileux et de leur caractérisation déterminent la qualité et la fiabilité de leur datation par des systèmes isotopiques. Clauer et Chaudhuri (1999) recommandent la séparation de la fraction argileuse $< 0,2 \mu\text{m}$ parce que des fractions granulométriques de cette taille sont généralement dépourvues de contaminants (d'origine détritique, diagénétique ou métamorphique) ou n'en contiennent qu'une quantité négligeable.

PRINCIPES DES MÉTHODES ANALYTIQUES UTILISÉES

Diffraction des rayons X

La diffraction des rayons X (DRX) est une méthode classique pour identifier et caractériser les minéraux argileux. Elle permet la description des minéraux argileux et informe sur la nature physico-chimique des différentes phases minérales, en plus de permettre la quantification des structures interstratifiées. Les bases de l'analyse de la diffraction des rayons X, la méthodologie et les applications sont décrites par Brindley et Brown (1980) et Moore et Reynolds (1997).

La diffraction des rayons X se produit sur des sites spécifiques du réseau cristallin formé par l'organisation atomique des structures cristallines. Les rayons X sont générés lorsque des électrons de haute énergie sont relâchés lors du chauffage d'un filament dans un tube à rayons X et sont accélérés à travers une anode de cuivre. Les radiations ainsi produites sortent par une mince fenêtre de béryllium et sont canalisées pour produire un rayon qui est dirigé sur l'échantillon. La systématique entre la longueur d'onde du rayon incident, l'angle d'incidence et l'espacement du réseau cristallin sont décrits par la Loi de Bragg (Fig. 5) :



$$n \lambda = 2d \sin \theta$$

Figure 5: Loi de Bragg et la diffraction des ondes par les structures cristallines.

où n = le nombre intégral de la longueur d'ondes, λ = la longueur d'ondes des rayons X, d = l'espacement cristallin (Å), θ = l'angle de diffraction. Le rayon diffracté passe à travers un cristal monochromateur. Ce dernier filtre ensuite les radiations indésirables et ne laisse entrer que les radiations désirées dans le détecteur. Dans les patrons de diffraction X,

l'échelle de l'axe horizontal présente communément les valeurs d alors que l'échelle de l'axe vertical est présentée en intensité des radiations diffractées.

L'identification des phases minérales en roches totales

Les réflexions mesurées sur une préparation de poudre non-orientée sont essentielles pour l'identification de la minéralogie des échantillons. Les réflexions des différents minéraux peuvent ensuite être comparés à des spectres de minéraux références afin d'identifier les minéraux présents. Pour ce faire, nous avons utilisé la base de spectres minéralogiques de standards internationaux disponibles à travers l'utilisation du logiciel Eva.

L'identification des minéraux argileux

Les minéraux argileux peuvent être identifiés à partir de patrons de diffraction X réalisés à partir de mesures sur des agrégats orientés. Cette approche permet de rehausser l'intensité des diffractions 001, utiles à l'identification des différentes variétés d'argiles. Les pics de diffraction des minéraux argileux peuvent être identifiés par leur position (valeur- d), leur intensité, leur morphologie ainsi que leur largeur (Fig. 6). La position (valeur- d) des pics est facilement déterminée par la Loi de Bragg. Cependant, l'intensité relative des pics (001) est contrôlée par une série de facteurs incluant la composition chimique, la position des atomes dans les cristallites ainsi que quelques effets instrumentaux. La largeur des pics (exprimée en « full-width-at-half-maximum ») peut, lorsque combinée à la position des pics (d), procurer des informations concernant la présence de minéraux interstratifiés.

Comportement des pics après traitement

En ne considérant que le diffractogramme d'une préparation orientée séchée à l'air libre, certains minéraux argileux ne sont pas dissociables (exemple : la réflexion (001) de la kaolinite à $\sim 7,15$ Å coïncide avec la réflexion (002) de la chlorite). Pour les distinguer il faut, en routine, enregistrer pour un même échantillon quatre diffractogrammes obtenus dans des conditions expérimentales différentes (Larqué et Weber, 1975).

Un diagramme de diffraction des rayons X est d'abord enregistré à partir d'une lame séchée à l'air. Ce diagramme constitue la référence à laquelle on se rapporte pour juger des déplacements induits par les traitements suivants : le chauffage, l'imprégnation d'éthylène-

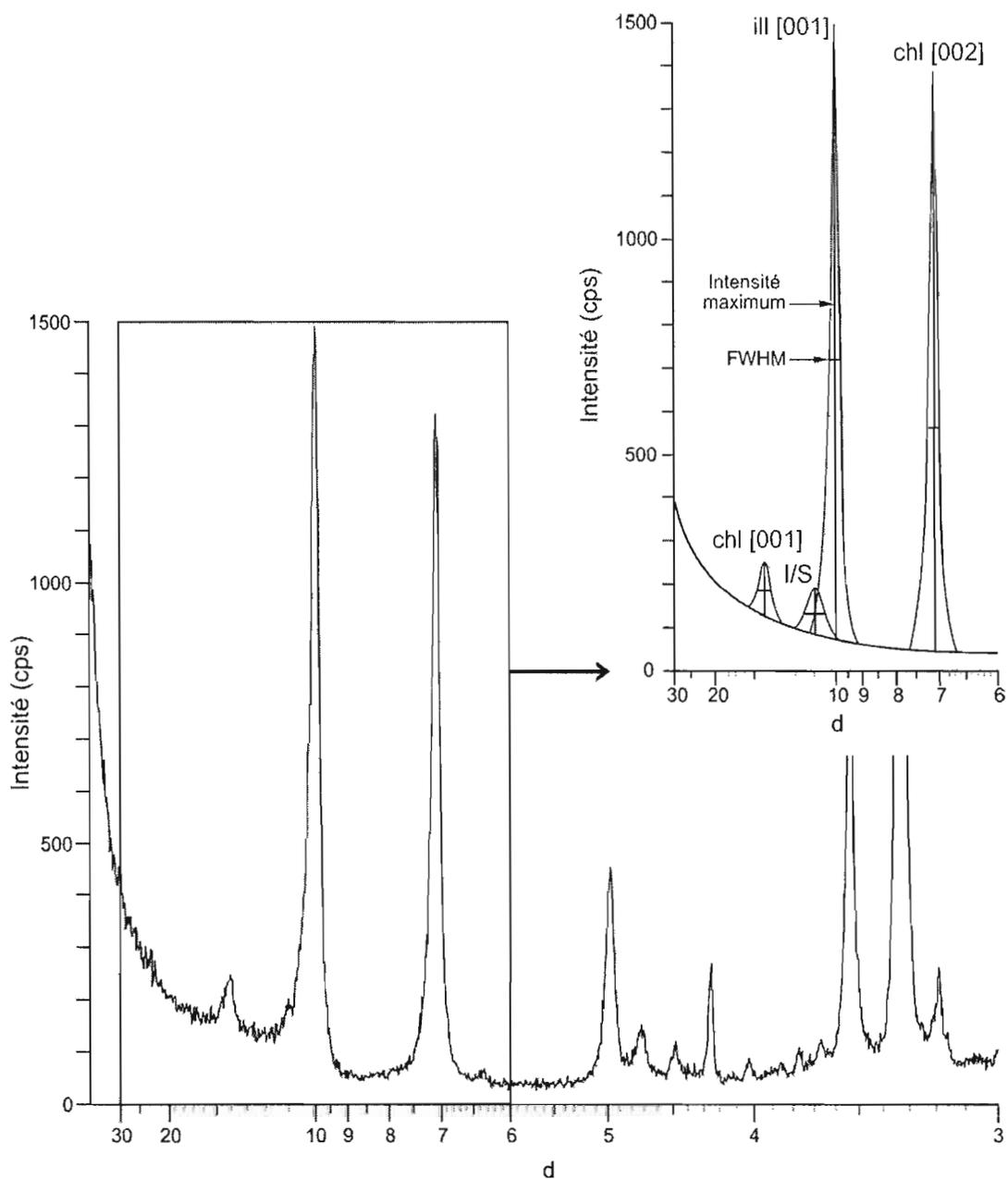


Figure 6 : Diagramme de diffraction des rayons-X d'argiles orientées provenant d'un échantillon de roche de faille illustrant les réflexions [001] et [002] de la chlorite ainsi que la présence d'interstratifié illite-smectite. La position, la hauteur, l'intensité maximale ainsi que la largeur à la moitié de la hauteur permettent de définir les pics alors que la déconvolution graphique permet de distinguer les pics.

glycol et d'hydrazine-monohydrate. Le chauffage à 490°C pendant quatre heures est choisi pour détruire la kaolinite en conservant les chlorites (Lucas et Jehl, 1961). Il faut savoir que ce traitement a des effets variables sur les chlorites, alors que les minéraux de la famille des vermiculites et des smectites sont irréversiblement déshydratés. L'imprégnation à l'éthylène-glycol a, pour sa part, l'effet de faire gonfler les smectites et dans certains cas, les vermiculites. Enfin, l'imprégnation à l'hydrazine-monohydrate a pour effet de faire gonfler les minéraux de la famille de la kaolinite (Wada et Yamada, 1968; Range et al., 1969; Kraus et al., 1972). Ce traitement est sans effet sur les chlorites et les antigorites, ce qui permet de différencier les kaolinites des autres. Finalement, ce traitement est sans effet sur les minéraux de type micacé, mais il affecte l'interfoliaire des vermiculites et des smectites dont le comportement est variable (Larqué et Weber, 1975).

Microscopie électronique à balayage

Le microscope électronique à balayage (MEB) utilise une série de lentilles magnétiques afin de focaliser un rayon d'électrons qui est accéléré par un fort potentiel électrique vers l'échantillon observé. Il illustre la topographie de la surface en détectant l'intensité des électrons secondaires émis par différentes régions de l'échantillon. Dans cette étude, la microscopie à balayage électronique a été principalement utilisée afin d'identifier les minéraux argileux en se basant sur leur apparence (texture, forme et taille) ainsi que sur leur composition. Les informations détaillées sur les méthodes et les descriptions techniques sont disponibles dans Welton (1984). La morphologie de surface texturée peut être décrite par des images d'électrons secondaires. Les électrons rétro-diffusés, quant à eux, permettent d'illustrer les différences de densité et sont généralement effectués sur des surfaces planes. L'identification des minéraux à l'aide d'électrons secondaires diffusés a été confirmée par l'utilisation d'un détecteur ESD, Si(Li) sur des morceaux de roches fraîchement fracturées et recouvertes d'or. Cette approche permet d'obtenir des concentrations d'éléments pouvant être comparées à des compositions de minéraux connues.

Géochronologie K-Ar

La méthode K-Ar est basée sur la décroissance radioactive de l'isotope de ^{40}K en ^{40}Ca radiogénique et ^{40}Ar radiogénique (Clauer et Chaudhuri, 1995) accompagnée par des

émissions β ($\beta +$, $\beta -$), de la capture électronique et de la production de rayons X. Cette méthode est généralement appliquée à des roches et des minéraux riches en potassium, tels les feldspaths et les micas. Elle est aussi pertinente pour étudier la nucléation et la croissance de minéraux authigènes (Lippolt et Kirsch, 1994; Clauer et Chaudhuri, 1995; Clauer et Chaudhuri, 1999). La demi-vie relativement courte du ^{40}K ($1,25 \times 10^9$ ans) permet de déterminer des âges variant du Précambrien au Quaternaire. L'équation d'âge K-Ar correspond à :

$$t = 1/\lambda (40\text{Ar}^*/40\text{K} \lambda \epsilon.) + 1$$

où t réfère au temps, λ réfère à la constante radioactive globale du potassium ($^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$ radiogéniques issus de la désintégration in situ du potassium 40) et $\lambda \epsilon$ réfère à la désintégration du potassium 40 en argon 40 radiogénique. La valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial lors de la cristallisation d'un minéral est souvent considérée identique au rapport actuel de l'Ar de l'atmosphère qui est de 295,5 (Aldrich et Nier, 1948). En général, la quantité d'argon initial est très basse dans les minéraux riches en potassium, donc l'incertitude sur la valeur du rapport isotopique initial de l'argon est mineure, voire négligeable dans le calcul des âges de roches ou de minéraux >100 Ma. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial peut parfois être supérieur à 295,5 mais la conséquence de telles valeurs peut être corrigée par l'utilisation de la technique des isochrones (Harper, 1970). Une partie de l'argon non radiogénique, dans n'importe quel minéral, peut être le résultat d'une contamination par de l'argon atmosphérique actuel adsorbé par les particules minérales lors de la préparation et la purification des échantillons. L'adsorption de ce type d'argon diminue la précision des données. Cependant, cet effet peut être diminué par le préchauffage sous vide à 80-100°C des minéraux et ce, pendant quelques heures précédant l'extraction de l'argon (Clauer et Chaudhuri, 1999).

Pour tout système de datation isotopique, la condition d'un système fermé est essentielle. Cette condition est particulièrement critique pour la méthode potassium-argon puisque l'argon est un gaz noble, ne formant donc aucun lien avec d'autres atomes ou ions dans les phases minérales. La perte de ^{40}Ar radiogénique hors de la structure cristalline est donc possible dans certaines circonstances. Une telle perte d'argon radiogénique mène à des âges apparents plus jeunes, ceux-ci étant plus bas en comparaison avec l'âge réel de

refroidissement ou de néoformation. Une des causes de perte précoce d'argon résulte de la diffusion thermique ou de déformations mécaniques des cristaux (Clauer et Chaudhuri, 1995). Une autre cause possible expliquant des âges apparents plus jeunes résulte d'un mélange de différentes fractions granulométriques qui résultent d'histoires différentes (Clauer et Chaudhuri, 1995). Clauer et Chaudhuri (1995) démontrent que l'utilisation de diagrammes de K_2O versus ^{40}Ar radiogénique permet de distinguer les mélanges de fractions et les pertes éventuelles d'argon radiogénique. Pour cette raison, nous allons utiliser systématiquement cette approche pour nos analyses isotopiques K-Ar.

Dans l'utilisation de l'approche isochrone, les roches et les minéraux ne peuvent donner des rapports $^{40}Ar/^{36}Ar$ initiaux négatifs. Des lignes avec de telles valeurs initiales dans un diagramme isochrone ne peuvent donc que représenter des lignes de mélanges avec des pentes sans signification géologique (Clauer et Chaudhuri, 1995). Harper (1970) a présenté des exemples théoriques avec des initiaux négatifs de ^{40}Ar dans des diagrammes K_2O versus ^{40}Ar radiogénique et suggère que de telles valeurs puissent être le résultat d'une perte de ^{40}Ar émanant de phases minérales cogénétiques ne respectant pas le contenu en potassium. Une cause plus probable pour une ligne présentant une valeur initiale négative dans un diagramme K_2O versus ^{40}Ar radiogénique est le mélange de matériaux isotopiquement non homogènes ou une perte différentielle de ^{40}Ar par certains minéraux lors de la recristallisation (Clauer et Chaudhuri, 1995).

CONTRIBUTION ET APPORT À L'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES

Contribution

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une cotutelle entre l'Université du Québec à Montréal (UQÀM) au Québec et l'Université Louis-Pasteur (ULP) de Strasbourg en France, selon les conventions de thèse en vigueur entre établissements d'enseignement supérieur français et québécois. Cette thèse est constituée de deux chapitres en langue anglaise ayant fait l'objet de publications dans des journaux internationaux et d'un troisième chapitre en langue française.

Il faut noter la contribution de plusieurs personnes dans cette thèse. Drs. Alain Tremblay et Norbert Clauer ont co-encadré la thèse en tant que directeurs et représentants

respectivement des universités du Québec à Montréal et Louis-Pasteur de Strasbourg dans le cadre d'une co-tutelle. Ils ont donc contribué et participé à l'acquisition des résultats et à leurs interprétations. En ce qui concerne les deux premiers chapitres, il faut aussi signaler le fait que la chercheuse Nicole Liewig a aussi participé à l'analyse et à l'interprétation des données K-Ar et de diffraction X. Elle a de plus contribué à ma formation technique lors de mes séjours à Strasbourg. Tous ont aussi contribué, à divers degrés, à la rédaction et à la révision des chapitres de cette thèse et des articles publiés ou en cours de publication. Finalement, André Poirier (GÉOTOP) et Jean Carignan (CNRS-Nancy) ont guidé mes réflexions sur le système Pb-Pb au cours de plusieurs discussions lors de la rédaction du troisième chapitre.

Par ailleurs, ma contribution aux trois articles de cette thèse est naturellement essentielle. D'une part, j'ai effectué l'ensemble des travaux de terrain incluant la cartographie régionale et détaillée ainsi que l'analyse structurale, et l'écriture des chapitres. D'autre part, j'ai réalisé à l'université Louis-Pasteur de Strasbourg et ce, à l'occasion de deux séjours totalisant sept mois, l'ensemble des séparations d'argiles et la préparation de celles-ci pour les analyses diffraction X, la préparation de ces fractions pour l'analyse de l'argon, la préparation et l'analyse du potassium d'une grande partie des échantillons, ainsi que l'interprétation des analyses de diffraction X et de K-Ar. Finalement, dans le cadre du troisième chapitre, j'ai réalisé l'ensemble des compilations structurales et isotopiques ainsi que leurs interprétations.

Il est important de rappeler le support technique offert par le personnel du Centre de Géochimie de la Surface (CGS). Plusieurs membres de l'équipe de cristallographie et réactivité des particules fines (géoparticules) ont contribué à l'acquisition des données. Robert Wendling a contribué à ma formation technique pour l'extraction des argiles. Les contributions de Jean-Luc Cézard et Fabienne Huber ont permis d'acquérir une quantité importante de diffractogrammes, tous d'une qualité irréprochable. Gilles Morvan m'a initié à l'imagerie par microscopie électronique à balayage et a contribué à la qualité des images acquises. Raymond Wendling m'a enseigné les techniques essentielles à l'extraction de l'argon et a contribué à l'acquisition des données isotopiques de l'argon. Finalement, Thierry Perrone m'a enseigné les techniques analytiques essentielles à l'analyse du potassium.

La contribution du personnel technique de Centre de Géochimie de la Surface a donc été décisive à la réalisation de ce projet.

Apport à l'avancement des connaissances

Le premier chapitre documente l'évolution structurale de la zone externe de Humber où sont rapportées des structures de chevauchement taconiennes. Ces structures sont datées pour la première fois vers 490, 465 et 450 Ma, par la méthode K-Ar. On rapporte une première évidence claire de structures d'extension synchrones (410 Ma) au développement de rétro-chevauchements associées à un rétro-métamorphisme au sein des nappes de la zone externe. Ce sont là les premières évidences de déformations post-taconiennes documentées au sein de la zone externe de Humber. Ces déformations sont contemporaines de failles syn-sédimentaires de la Ceinture de Gaspé et de l'âge de la faille Saint-Joseph le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Cela témoigne d'une phase d'extension intra-cratonique peu documentée auparavant pour cette portion des Appalaches. On met en évidence la présence de déformations acadiennes pour la première fois au sein de la zone externe de Humber, permettant : 1) de redéfinir l'étendue de cette déformation appalachienne; 2) de mettre en évidence la progression de l'orogénèse acadienne vers l'avant-pays au Dévonien tardif. L'évolution tardive (vers 360 Ma) de ces déformations est associée à une période d'extension et d'hydrothermalisme contemporain de cette déformation (relaxation des contraintes acadiennes).

Le deuxième chapitre démontre la réactivation répétée du système de rift du Saint-Laurent à 436 ± 45 Ma et 406 ± 22 Ma. Ces réactivations sont synchrones des périodes de subsidence régionale liée, dans le premier cas, au développement de bassins détritiques dans l'avant-pays taconnien et dans le second cas, d'une période d'extension intra-cratonique dans les Appalaches. La localisation des failles associées au rift du Saint-Laurent présente un contrôle structural induit par la réactivation de structures de plis et de systèmes de joints préexistants dans le socle.

Le troisième chapitre élabore sur un événement tectono-thermal tardi-dévonien pour la première fois documenté dans la zone externe de Humber, ainsi que dans la province de Grenville. Ce chapitre documente un magmatisme alcalin synchrone de l'hydrothermalisme dévonien au sein de la zone externe de Humber. Les données K-Ar dans les failles normales

associées à de l'hydrothermalisme dans la zone externe de Humber, le magmatisme alcalin dans la zone externe de Humber ainsi que des roches de faille dans la faille Saint-Laurent définissent ensemble une isochrone à 360 ± 4 Ma. Cet événement semble donc contemporain de la réactivation de la faille Saint-Laurent dans le socle protérozoïque ainsi que de déformations et de l'hydrothermalisme tardi-dévonien de la zone externe de Humber. Ces données nous permettent donc de constater l'extension du système de rift Saint-Laurent au sein de la zone externe de Humber des Appalaches. Une relecture des cartes géologiques disponibles permet de proposer une distribution possible des failles liées à cet événement tectono-thermal au sein de la zone externe de Humber. Finalement, les données Pb-Pb disponibles permettent de proposer que cet événement tectono-thermal partage un réservoir isotopique commun avec les intrusions dévoniennes dans les Appalaches, qui semble interagir avec les roches détritiques de la plate-forme du Saint-Laurent et les roches protérozoïques de la province de Grenville.

CHAPITRE I

K-AR AGE CONSTRAINTS ON THE EVOLUTION OF POLYDEFORMED FOLD-THRUST BELTS: THE CASE OF THE NORTHERN APPALACHIANS (SOUTHERN QUEBEC)

*Sasseville, C.^{1,2,3}, Tremblay, A.¹, Clauer, N.² and Liewig N.⁴

¹ Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888,
Succursale Centre-ville, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

² Centre de Géochimie de la Surface (CNRS/ULP), Université Louis-Pasteur,
1 rue Blessig, 67084-Strasbourg, France

³ Current address: Consortium de recherche en exploration minéral (CONSOREM)-Université du Québec à Chicoutimi,
Chicoutimi, Québec, Canada G7H 2B1

⁴ Institut Pluridisciplinaire Hubert Curien, UMR 7178,
23 rue Becquerel, 67087 Strasbourg, France

I. Résumé

Des contraintes géométriques et temporelles précises sont essentielles pour comprendre l'évolution des ceintures de plis et de chevauchement. L'absence d'âges isotopiques provenant de failles cassantes et peu profondes, dans les unités allochtones taconiennes de la portion nord des Appalaches, limite sérieusement notre compréhension de l'évolution cinématique de cette zone de chevauchements et de plis. Des contraintes cinématiques nouvelles et plus précises ont été obtenues à l'aide d'une étude structurale combinant des travaux de terrain avec des analyses minéralogiques, morphologiques et isotopiques K-Ar de fractions ($< 0,2 \mu\text{m}$ et $1-2 \mu\text{m}$) de roches de failles ainsi que de leur lithologies encaissantes dans des zones de failles soigneusement sélectionnées dans les séquences allochtones du sud du Québec.

Les données validées permettent de définir quatre groupes d'âges vers 490 Ma, de 465 à 450 Ma, vers 410 Ma et vers 360 Ma. Ces groupes d'âges correspondent respectivement aux déformations taconiennes D_1 et D_2 , à une déformation D_3 silurienne tardive-dévonienne précoce ainsi qu'à une déformation $D_{4,5}$ acadienne. La mise en évidence de différentes phases de contraction durant l'orogénèse taconienne permet d'envisager que des chevauchements sont initiés au cours de l'Ordovicien précoce (vers 490 Ma), puis l'orogénèse taconienne culmine avec l'imbrication hors séquence des nappes empilées au cours de l'Ordovicien moyen (vers 465 Ma) et tardif (vers 450 Ma). Des failles D_3 coulissantes et normales témoignent d'une subsidence de l'avant-pays appalachien vers 410

Ma. Cette subsidence de est contemporaine d'un transport tectonique vers l'arrière-pays qui culmine dans une surface de r trochevauchement ductile D_3 localisée   l'interface des domaines externe et interne de la zone de Humber. Une imbrication acadienne datant du D vonian tardif (D_4) dans les séquences allochtones taconiennes situées au sud du Québec est rapportée pour la première fois. La combinaison d'imbrications D_4 et de r trochevauchement D_3 est responsable de l'exhumation de roches métamorphiques de faible grade datant d'environ 410 Ma dans la zone externe de Humber.   l'échelle de la marge laurentienne, la contraction acadienne progresse du D vonian moyen dans le domaine métamorphique interne jusqu'au D vonian tardif dans le domaine allochtone externe. Le retrait des contraintes tectoniques acadiennes se caractérise par le développement de failles normales D_5 qui sont intimement associées   une activité hydrothermale.

La mise en évidence de déformations acadiennes au sein des séquences allochtones taconiennes dans le sud du Québec remet en question la conception d'une simple progression graduelle de l'orog nese taconienne vers le nord-ouest, traditionnellement invoquée pour expliquer l'évolution cinématique des unités allochtones taconiennes continentale. Ce constat, procure les évidences requises qui permettent de corréler l'évolution cinématique du domaine allochtone continentale québécois   celui de Terre-Neuve.

Mot clé : Orog nese, Taconienne., Acadienne Subsidence silurienne-d votionienne, illite, roche de faille, K-Ar, Appalaches, Ceinture de chevauchement.

I. Abstract

Precise geometric and temporal constraints are essential for understanding the evolution of fold-thrust belts. The lack of isotopic dating for shallow faults in the Northern Appalachian Taconic allochthons limits the interpretation of their structural evolution. New and more precise kinematic constraints have been obtained using a structural study that combined field work with the mineralogical, morphological and K-Ar isotopic analysis of clay-rich fractions ($<0.2 \mu\text{m}$ and $1-2 \mu\text{m}$) from fault rocks and host lithologies in selected fault zones within the southern Quebec allochthons.

The validated K-Ar data define four age groups at ca. 490 Ma, 465 to 450 Ma, ca. 410 Ma and ca. 360 Ma, which are respectively referred to as D_1 and D_2 Taconic deformation pulses, D_3 Late Silurian-Early Devonian deformation, and $D_{4,5}$ Acadian deformation. The recognition of discrete contractional pulses during the Taconic Orogeny suggests that folding and thrusting were initiated during Early Ordovician time (ca. 490 Ma) and culminated with the out-of-sequence imbrication of thrust stacks during Middle (ca. 465 Ma) to Late Ordovician time (ca. 450 Ma). The Silurian-Early Devonian subsidence (ca. 410 Ma) of the Appalachian foreland along strike-slip and normal fault systems occurred simultaneously with D_3 hinterland-directed tectonic transport at the boundary between the external and internal Humber zones. Late Devonian Acadian imbrications (D_4) in the Taconic allochthons of the Quebec Appalachians are reported here for the first time. The combination of a D_4 contractional pulse and Silurian-Early Devonian D_3 back-thrust faulting caused the exhumation of low-grade metamorphic rocks affected by an Early Devonian thermal event. Across the Laurentian margin, the Acadian contraction evolved from Middle Devonian deformation in the internal metamorphic domain to Late Devonian deformation in the

allochthons. The relaxation of Acadian tectonic stress is characterized by D₅ normal faults and related hydrothermal activity.

The recognition of an Acadian contraction event in the southern Quebec Appalachians challenges the traditional view of a gradual NW-directed progression of faulting in the Taconic thrust belt, and allows for a new reconstruction that bridges the Appalachians of mainland Canada and Newfoundland.

Key words: Taconic, late Salinic, Acadian, illite, fault rocks, K-Ar, Appalachians, fold-thrust belt

1.1 INTRODUCTION

The Northern Appalachians extend from New England to Newfoundland and are the result of four major tectonic events: (1) an initial Middle to Late Ordovician tectonic accretion of oceanic terranes during the Taconic Orogeny (Stanley & Ratcliffe 1985, van Staal et al. 1998, Tremblay & Castonguay 2002); (2) a Silurian event referred to as the Salinic Orogeny by some authors (Dunning et al. 1990); (3) a Middle Devonian episode of compressional deformation related to the collision between Laurentian and peri-Gondwanan terranes during the Acadian Orogeny (van Staal et al. 1998, Robinson 1998); and (4) a Permian collision related to the formation of Pangea during the Alleghanian Orogeny (Williams & Hatcher 1983). The intensity of each deformation phase varies considerably along the strike of the Northern Appalachians Orogen. In New England, for example, the intensity of Acadian deformation decreases significantly to the west and north, and Acadian deformation is thought to be absent in the northern New England allochthons (c.f., Stanley & Ratcliffe 1985). In southern Quebec, Acadian deformation and metamorphism are reported in the Cambrian-Ordovician oceanic rocks of the Iapetus track and in the metamorphic core of the Laurentian margin (Castonguay et al. 2001b, Tremblay & Castonguay 2002). Acadian deformation is presumed absent in the southern Quebec allochthons (St-Julien & Hubert 1975, Lebel & Kirkwood 1998, Glasmacher et al. 2003), whereas it played a significant role in the construction of its counterpart in Newfoundland (cf. Waldron & Stockmal 1991). These apparent disparities in the finite geometry of the Appalachian foreland may be attributed to interpretative differences due to the lack of precise timing constraints on regional structures, or to kinematic decoupling and structural variations along the strike of the orogen.

Recent structural (St-Julien 1995, Lebel & Kirkwood 1998; Castonguay et al. 2001a) and geochronological studies (Castonguay et al. 2001b, 2007) on metamorphic rocks of the Laurentian continental margin in Quebec (i.e., the internal Humber zone) have indicated a polyphased structural evolution. Extensive $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of amphibole and mica grains yielded three groups of Palaeozoic ages: (1) Middle Ordovician (ca. 470-455 Ma), associated with the main D_{1-2} Taconic compressional event and regional metamorphism (Castonguay et al., 2001a; Tremblay and Castonguay, 2002); (2) Silurian (ca. 433-420 Ma), associated with D_3 hinterland-directed structures in the Laurentian margin and wedging of the Grenvillian basement, followed by Late Silurian to Early Devonian (ca. 417-405 Ma) ages corresponding to eastward-propagating down-to-the-east extension faulting that contributed to the development and exhumation of the metamorphic core (Castonguay et al., 2007); and (3) Middle Devonian (ca. 385-375 Ma), attributed to the Acadian Orogeny and associated with folding of earlier structures (Tremblay et al. 2000, Castonguay et al. 2001a, Tremblay & Castonguay 2002). The nature, distribution and timing of D_{1-2} (Taconic), D_3 (Salinic?) and D_4 (Acadian) deformations within the external Humber zone remain cryptic (Tremblay & Pinet 1994, Tremblay et al. 2000), although recent K-Ar data from the external Humber zone suggest that a previously recognized thermal event in the internal Humber zone may have also occurred in the external zone (Glasmacher et al. 2003). Unfortunately, the lack of precise age constraints continues to severely limit the reconstruction of the structural evolution of the Taconic allochthons in the Northern Appalachians.

We present new isotopic age constraints obtained from our K-Ar investigation of clay-rich, fine-grained fractions taken from fault rocks in different parts of the external Humber zone in southern Quebec. The study is based on geological observations made along two transects in the Quebec City and Rivière-du-Loup areas (Fig. 1.1). The analyzed samples are considered to be representative of regional structures along these two transects, and were subjected to a detailed analytical procedure that included the mineralogical and morphological study of their clay minerals, complemented by K-Ar isotopic analysis of various size fractions.

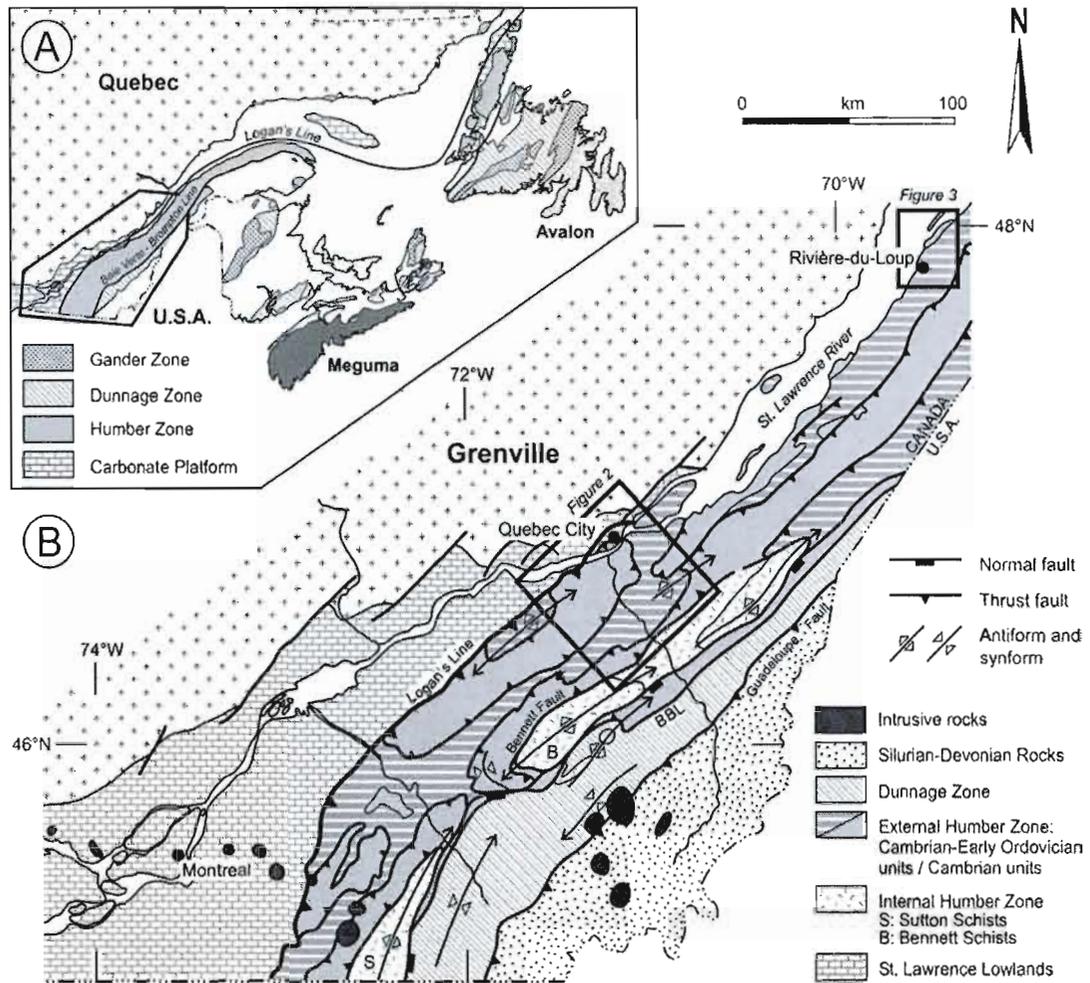


Figure 1.1: A) Lithotectonic map of the Canadian Appalachians (modified from Castonguay et al. 2002); B) Lithotectonic map of the Quebec Appalachians showing the study areas (modified from Glasmacher et al. 2003 and Hibbard et al. 2006).

1.2 GEOLOGICAL SETTING

Williams (1979) divided the Cambrian-Ordovician rock sequences of the Canadian Appalachians into five tectonostratigraphic zones: the Humber, Dunnage, Gander, Avalon and Meguma (Fig. 1.1A). These respectively correspond to the Laurentian margin, the Iapetan oceanic track, and the terranes of Ganderia, Avalonia and Meguma. Deformation in the Humber zone was caused by the destruction of the Laurentian continental margin when the oceanic rocks of the Dunnage zone were accreted during the Late Cambrian to Late Ordovician Taconic Orogeny (van Staal 2007). The Baie Verte–Brompton Line represents the boundary between the Humber and Dunnage zones (Williams & St-Julien 1982). Logan's Line traces the limit between the imbricated Saint Lawrence Lowlands platform (i.e., the parautochthonous zone) and the allochthonous nappes of the Laurentian margin (i.e., the allochthons; St-Julien & Hubert 1975).

The Humber zone is divided into external and internal subzones based on contrasting deformation styles and metamorphic intensities (St-Julien & Hubert 1975; Williams 1995; Tremblay & Castonguay 2002). The southeast boundary between the external (EHZ) and internal (IHZ) Humber zones is defined by a series of faults exhibiting hinterland-directed transport, collectively known as the Bennett-Brome fault in southern Quebec (Tremblay & Castonguay 2002). The northwestern boundary of the EHZ is marked by Logan's Line (i.e., the trace between the parautochthonous zone and the allochthons of the Appalachian foreland; St-Julien and Hubert 1975). The IHZ comprises greenschist- to amphibolite-grade metamorphic rocks collectively known as the Sutton and Bennett schists (Fig. 1.1). Pinet and Tremblay (1995) proposed a three-fold structural evolution for the Laurentian margin, which was later tested in the IHZ of southern Quebec using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and structural observations (Castonguay et al., 2001b, 2007). This model can be summarized as: (1) crustal thickening related to ophiolite obduction (D_{1-2}) during the Taconic Orogeny of ca. 480-445 Ma, with a dominant metamorphic event at ca. 469-461 Ma (D_{1-2} structures of Tremblay and Pinet 1994); (2) Late Silurian-Early Devonian superimposed back thrusting and normal faulting at ca. 433-405 Ma (D_3 of Tremblay and Pinet, 1994; Castonguay and Tremblay, 2003; Castonguay et al., 2007); and (3) upright folding during the Devonian Acadian

Orogeny at ca. 385-375 Ma (D_4 of Tremblay and Pinet, 1994; Tremblay et al., 2000; Tremblay and Castonguay 2002).

1.2.1 The external Humber zone

The study area is located in the EHZ of southern Quebec (Fig. 1.1). The EHZ forms a northwest-verging fold-thrust belt (Fig. 1.1). Siliciclastic rocks, limestones and mafic volcanic rocks were deformed into a series of imbricated, northwest-directed thrust nappes collectively known as the Taconic allochthons (St-Julien & Hubert 1975). The metamorphic grade of the rock units in the study area varies from diagenetic to epizonal (Ogunyomi et al. 1980, Yang & Hesse 1991, Printz & Kromberg 1997, Glasmacher et al. 2003), and their ages range from Late Precambrian to Late Ordovician. St-Julien and Hubert (1975) and St-Julien (1995) established a basic stratigraphic framework for the EHZ that was subsequently modified by Lebel and Hubert (1995) and Castonguay et al. (2001b).

The thrust faults and folds of the EHZ correspond to the D_{1-2} structures in the IHZ of the southern Quebec Appalachians (Tremblay & Pinet 1994). Fold axes have shallow plunges and trend roughly parallel to the strike of the axial planes (Glasmacher et al. 2003). A gradual overturning of these axial-planar folds is observed from northwest to southeast, and the regional fabric becomes a bedding-parallel schistosity in the easternmost part of the EHZ (Lebel & Kirkwood 1998). From northwest to southeast along the Chaudière River, the S_{1-2} fabric evolves from spaced cleavage in the Chaudière nappe, to slaty cleavage in the Sainte-Hénédine nappe, and finally to penetrative foliation in the Richardson nappe. Fold interference patterns in the Sainte-Hénédine and Richardson nappes are the result of superposed southeast-verging folds (F_3 of Tremblay & Pinet 1994) that are genetically related to the Bennett-Brome fault (Pinet et al. 1996b, Castonguay et al. 2001b). These F_3 folds are marked by northwest-dipping axial-planar fabrics (S_3) that vary from discrete crenulation cleavage in the Saint-Bernard nappe to heterogeneously-developed crenulation cleavage in the Sainte-Hénédine and Richardson nappes. The S_3 fabric forms the dominant shear fabric along the Bennett-Brome fault (Pinet et al. 1996b, Castonguay et al. 2001b).

The nappe stratigraphy adopted for this study is from St-Julien (1995) for the northwestern segment of the Chaudière River transect, and from Castonguay et al. (2001b) for the southeastern segment (Fig. 1.2). Despite structural constraints in the EHZ, the timing

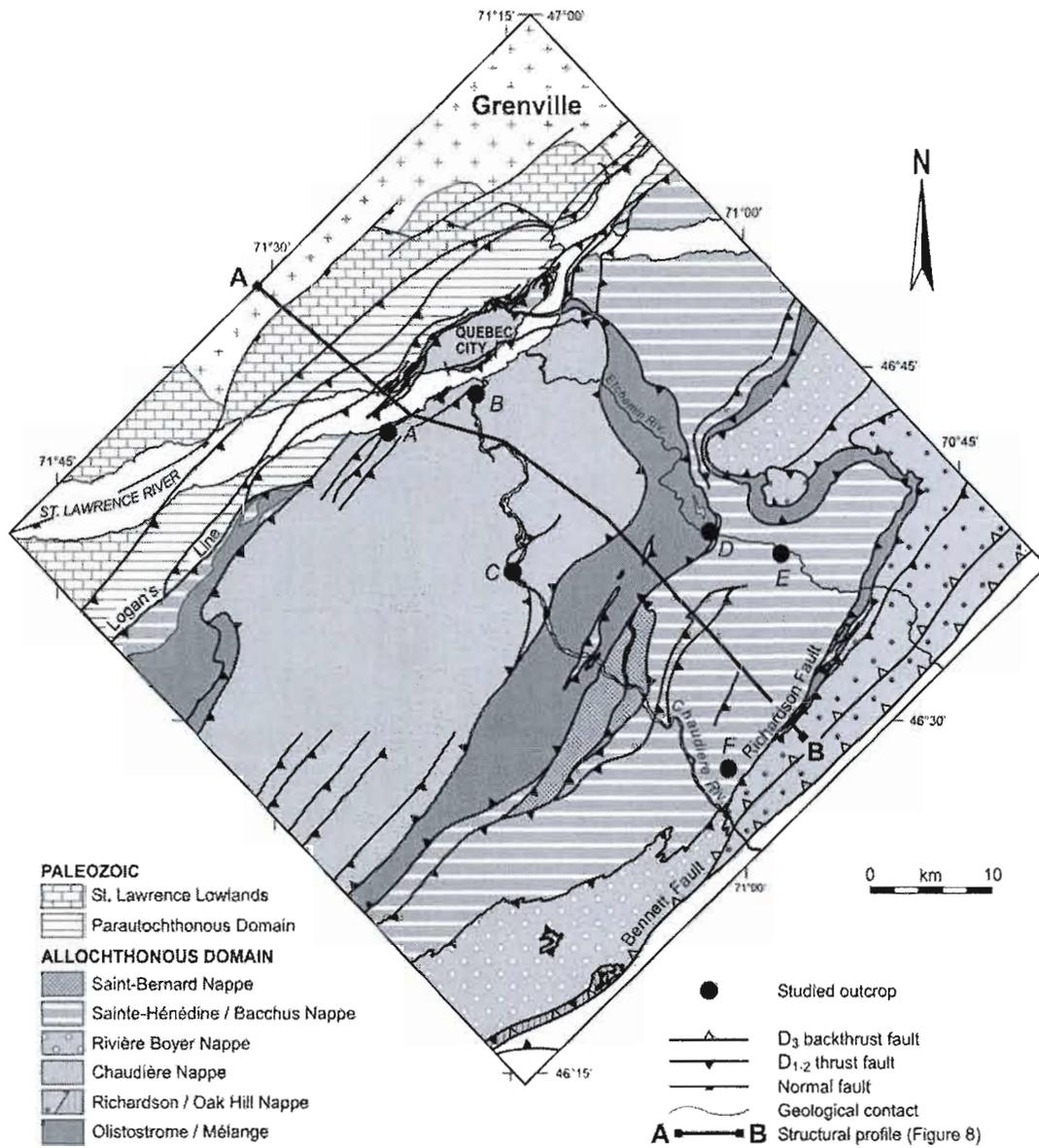


Figure 1.2: Geological map of the external Humber zone in the Chaudière River region (Modified from Castonguay et al. 2002)

of Quebec allochthonous emplacement relies mainly on faunal controls, particularly the presence of graptolites in the footwall mélanges of some nappes (St-Julien & Hubert 1975). Based on these faunal controls, St-Julien & Hubert (1975) proposed a single Middle Ordovician to Late Ordovician 460-450 Ma piggyback progression in the EHZ. Syn-orogenic limestones and flysch deposits of the Saint Lawrence Lowlands are consistent with such timing and record the Late Ordovician deepening of the Taconic foreland basin. However, Late Ordovician flysch deposits in the parautochthonous domain exhibit imbrication, although it is not clear if this deformation results from Taconic or Acadian contraction (Lebel & Kirkwood 1998, Comeau et al. 2004).

1.2.2 Previous isotopic and thermal studies in the external Humber zone

Potassium-argon isotopic age data are scarce in the EHZ of the Northern Appalachians. Whole-rock K-Ar ages from western New England vary significantly (453 to 381 Ma), and have been interpreted as cooling ages that represent a minimum estimate for the timing of regional metamorphism (Sutter et al. 1985). In southern Quebec, Rb-Sr isochron ages (494 to 418 Ma; Barton 1973), K-Ar whole rock ages (513 to 352 Ma; Barton 1973), and K-Ar ages for <2 μm size fractions (491 to 418 Ma; Glasmacher et al. 2003) are interpreted as mixed or partly reset values (Glasmacher et al. 2003). Isotopic age data are not available for the EHZ in the Gaspé Peninsula. In western Newfoundland, a late stage of the Taconic Orogeny is estimated to have occurred at ca. 455 Ma, followed by ductile and brittle normal faulting at 440 Ma during the development of an Early Silurian foreland unconformity (Bradley 2005).

Several thermal evolution studies based on clay crystallinity indices and organic matter maturation were conducted on rocks from the Quebec Appalachians (Ogunyomi et al. 1980, Yang & Hesse 1991, Printz & Kromberg 1997). These studies describe an increasing thermal grade towards the southeastern part of the allochthons, which the authors attributed to a Taconic syn-orogenic thermal imprint. Yang and Hesse (1991) concluded that: (1) inverted diagenesis occurred in the northwestern part of the Taconic allochthons, indicating pre-orogenic burial diagenesis at the original depositional site, and (2) this diagenetic pattern was affected by syn-orogenic heating in the southeastern part of the allochthons (i.e., towards the contact with the IHZ). Ogunyomi et al. (1980) obtained data for illite crystallinity and

pyrobitumen reflectance that indicated a southeastward increase in grade from middle diagenesis to epizonal metamorphism, and they concluded that diagenesis was partly or entirely pre-orogenic. Printz and Kromberg (1997) analyzed rocks from about 80 sample locations between Quebec City and the Richardson fault to determine illite and chlorite crystallinity and the degree of maturation of vitrinite-like organic matter. Their conclusions were similar to those of Ogunyomi et al. (1980), except that pre-orogenic diagenesis was not confirmed.

1.3 TRANSECTS ACROSS THE EXTERNAL HUMBER ZONE

1.3.1 Tectonostratigraphy of the transects

1.3.1.1 Chaudière River transect

The Chaudière River transect extends for more than 40 km between Quebec City to the northwest and Sainte-Marie-de-Beauce to the southeast (Fig. 1.2). The lateral boundaries roughly correspond to the Etchemin and Chaudière rivers, respectively.

From northwest to southeast, the Chaudière River transect begins in the imbrications of the autochthonous domain (i.e., the parautochthonous domain of St-Julien and Hubert 1975) and crosses the Chaudière, Saint-Bernard, Bacchus–Sainte-Hénédine, Rivière Boyer and Richardson nappes (Fig. 1.2). The parautochthonous domain and the Chaudière nappe respectively represent the lowest and highest thrust slices of the transect (St-Julien & Hubert 1975, St-Julien 1995, Lebel & Kirkwood 1998). Logan's Line marks the contact between the parautochthonous domain to the northwest and the Chaudière nappe to the southeast (Fig. 1.2). The Chaudière nappe is bordered to the southeast by the Rivière-Etchemin olistostrome (St-Julien 1995), which has recently been re-interpreted as a wide zone of tectonic mélange lying at the base of the Chaudière nappe (Lebel & Kirkwood 1998). A superimposed southeast-verging F_3 anticline exposes the Bacchus–Sainte-Hénédine, Rivière Boyer and Richardson nappes in the hanging wall of the Bennett-Brome fault (Fig. 1.2).

Three distinct sedimentary assemblages constitute the lithotectonic units found along the Chaudière River transect (St-Julien & Hubert 1975). The Saint-Bernard nappe consists of a Middle Ordovician assemblage of shale and argillaceous limestone from the Bullstrode

Formation (Castonguay et al. 2001b, Castonguay et al. 2002). Similar lithologies containing the same Middle Ordovician fauna are also found in the Rivière-Etchemin olistostrome (St-Julien & Hubert 1975). The Bacchus–Sainte-Hénédine nappe consists of Upper Cambrian–Lower Ordovician shale, limestone and conglomerate from the Ile d’Orléans Group and Sainte-Hénédine Formation (St-Julien 1995; St-Julien & Osborne 1973). The Chaudière and Richardson nappes consist of Cambrian shale and feldspathic sandstone from the Sillery Group (Chaudière nappe; St-Julien & Osborne 1973) and the Armagh and Rosaire groups (Richardson nappe; Béland 1957a, 1957b). From base to top, the Rivière Boyer Nappe includes a similar assemblage of Cambrian shale and feldspathic sandstone from the Saint-Roch Group (cf., Vallières 1984), overlain by the Upper Cambrian–Lower Ordovician shales, limestones and conglomerates of the Saint-Damase, Kamouraska and Rivière Ouelle formations (Castonguay et al. 2002).

1.3.1.2 Rivière-du-Loup transect

The Rivière-du-Loup transect extends approximately 5 km southeastward from the south shore of the Saint Lawrence River (Fig. 1.3). The Rivière-du-Loup transect passes through the Seigneuries nappe (Fig. 1.3), which comprises from base to top the Cambrian Saint-Roch Group, the Cambrian–Ordovician Trois-Pistoles Group, and the Ordovician Rivière-Ouelle and Tourelle formations (Vallières 1984). The Saint-Roch Group and the lower part of the Trois-Pistoles Group (Saint-Damase Formation) consist essentially of Cambrian shales and feldspathic sandstones (Vallières 1984). The middle and upper parts of the Trois-Pistoles Group (comprising the Rivière-du-Loup and Kamouraska formations) consist of an Upper Cambrian–Lower Ordovician quartzite and shale–limestone–sandstone assemblage with minor conglomerate. The overlying Rivière-Ouelle Formation is mostly made up of Middle Ordovician shale and argillaceous limestone, whereas the Tourelle Formation consists mostly of Middle Ordovician sandstone and shale. The stratigraphy of the Seigneuries nappe correlates with that established for the Rivière Boyer nappe: a typical assemblage of Cambrian shale and feldspathic sandstone capped by an Upper Cambrian–Lower Ordovician assemblage of shale, limestone and conglomerate (Vallières 1984, Lavoie et al. 2003).

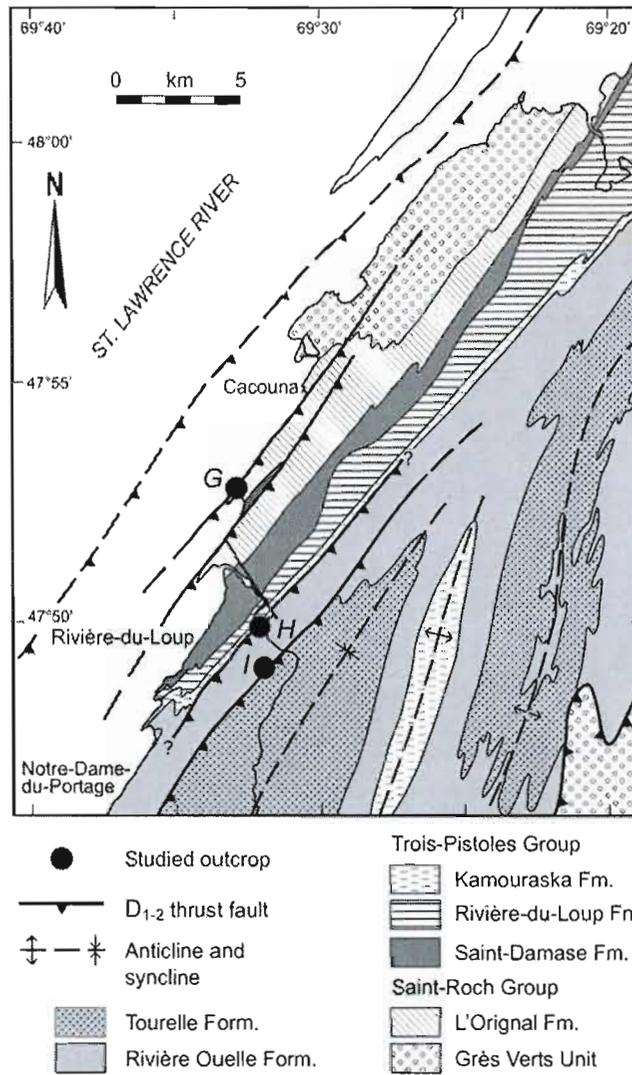


Figure 1.3: Geological map from the Seigneuries Nappe in the Rivière-du-Loup region (modified from Vallières, 1987). Fm = Formation.

Table 1.1
 Fault rocks and fabrics related to distinct deformation events in the external Humber zone.

Event	Fault rocks	Host rock fabrics
D1	Laminated schist with quartz-carbonate laminations	D1 west-verging thrust in the Sillery Group; D1 thrust in the Saint-Roch Group; bedding-parallel foliation (S1)
D2	Shiny black graphitic cataclasite or ultracataclasite with quartz-carbonate laminations	D2 spaced cleavage (3mm) axial planar to NE-verging F2 folds; D2 thrust faults including out-of-sequence faults
D3a	Mylonite with quartz veins	D3a spaced cleavage (5mm) and crenulation cleavage axial axial planar to SE-verging F3a folds and faults
D3b	Shiny black ultracataclasite	D3b normal and strike-slip faults
D4	Strongly lineated dull black ultracataclasite with quartz laminations	Upright F4 folds locally developed in the hanging walls of D4 reverse faults; pencil cleavage in F4 fold hinges
D5	Clay (chlorite) gouge	Fracture cleavage locally filled with drusy quartz-carbonate veins

1.3.2 Structural observations along the transects

Field work revealed five distinct deformation events based on detailed field observations combined with new K-Ar data for fault rocks and their host rocks (see below). Table 1.1 lists the fault-rock types and corresponding tectonic fabrics within the host rocks. A summary of the observations and descriptions for each deformation style is provided below.

1. East-dipping axial planar cleavage in west-verging folds (F_1) is associated with gently dipping thrust faults in the Cambrian shale and feldspathic sandstone assemblage of the Sillery Group in the Chaudière nappe. Along the Chaudière River transect, F_1 folds are associated with west-verging thrust imbrications. Northwest-verging folds and faults (D_2 ; see below) crosscut D_1 west-verging faults in the Sillery Group. In the Rivière-du-Loup transect, D_1 structures are characterized by well-exposed thrust faults (Outcrop G, Fig. 1.3) in the Cambrian shale and feldspathic sandstone assemblage of the Saint-Roch Group. In both transects, D_1 fault rocks in homogenous sedimentary rocks (e.g., the Saint-Roch Group) consist of grey laminated schists that are distinguished from the visually similar host rocks by the presence of quartz-carbonate laminations and a more strongly developed foliation. In heterogeneous sedimentary assemblages (e.g., the Original Formation), D_1 faults contain a tectonic mélange that consists of limestone, siltstone and shale clasts enclosed in a foliated matrix (Fig. 1.4A).

2. The D_2 structures consist of north- and northwest-verging folds and thrust faults (Fig. 1.2). Field examples of such thrust faults are well-exposed at Outcrop C of the Chaudière River transect (Figs. 1.2 and 1.5) and Outcrop H of the Rivière-du-Loup transect (Figs. 1.3, 1.6). At Outcrop C, micaceous foliation (S_1) is parallel to the bedding (S_0), and both S_0 and S_1 are affected by northeast-verging folds (F_2) and axial-planar spaced cleavage (S_2). The F_2 folds are commonly overturned and axial surfaces dip gently to moderately (15 to 45°) to the southeast (Fig. 1.4B). The S_2 cleavage, spaced 2 to 5 mm apart, is best developed in mudstones and not at all in sandstones. The D_2 thrust faults typically form anastomosing fault patterns (Fig. 1.5), and antiformal imbrications are characteristic of D_2 thrust zones in the Chaudière nappe (Fig. 1.5). The D_2 fault rocks are easily distinguished from the host rocks and from D_1 fault zones by the presence of shiny, black, graphite-rich fault gouge (e.g., Outcrop H; Fig. 1.3). Quartz-carbonate laminae containing pyrobitumen

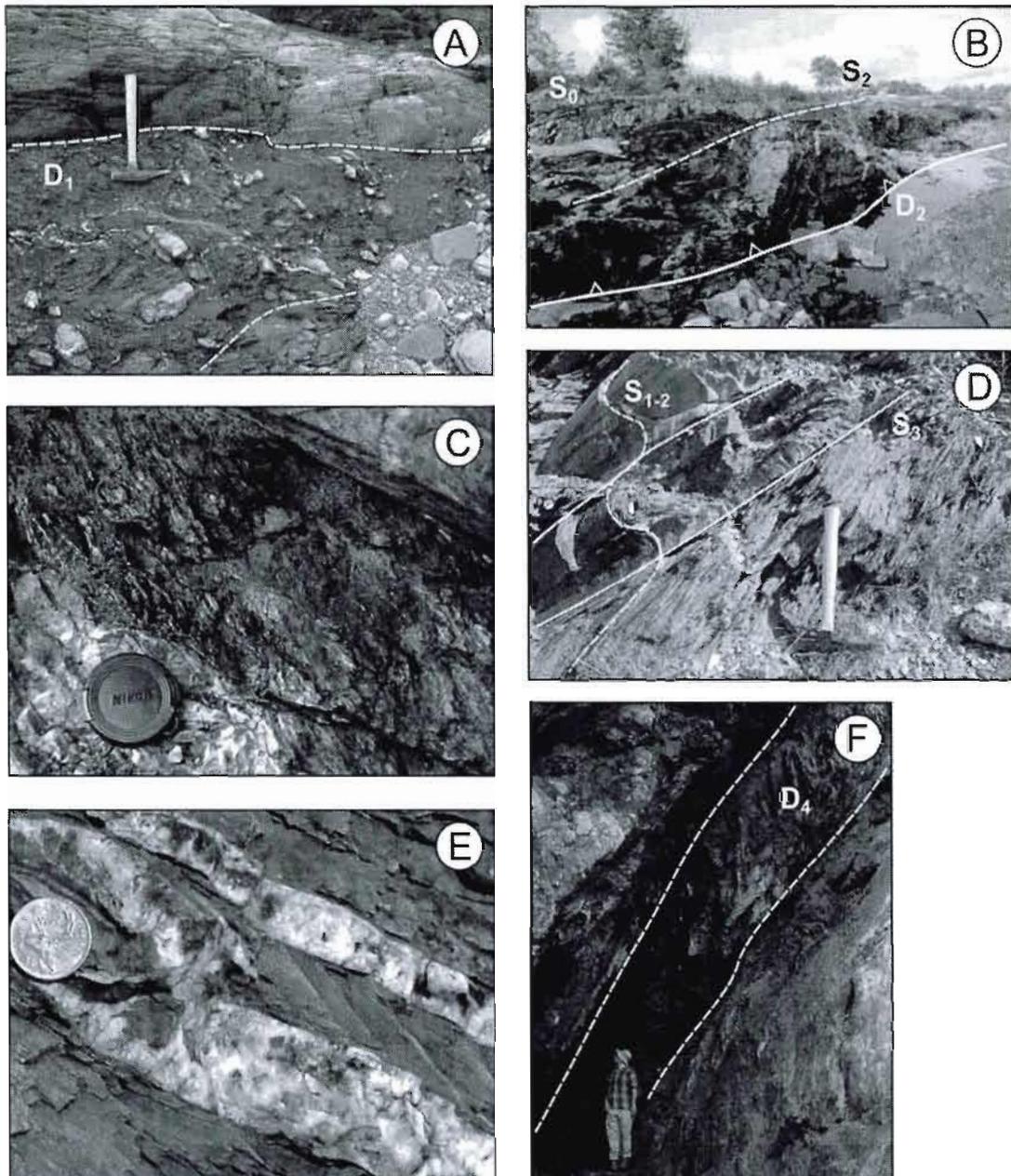


Figure 1.4: Field photographs illustrating the nature of the deformation in the southern Quebec Appalachians: A) D_1 thrust fault and related tectonic mélangé at Outcrop G on the southern shore of the Saint Lawrence River in the Rivière-du-Loup region; B) NW-verging D_2 thrust and associated overturned fold of the Chaudière nappe at Outcrop C; C) D_2 graphite-bearing and foliated ultracataclasite at Outcrop H in the Rivière-du-Loup region; D) S_3 crenulation cleavage developed in the Sainte-Hénédiène nappe at Outcrop F; E) quartz-carbonate veins related to M_5 hydrothermal activity along a normal fault zone at Outcrop E; F) D_4 reverse fault developed within the Rivière-Etchemin olistostrome downstream of the Jean Guérin Dam at Outcrop D.

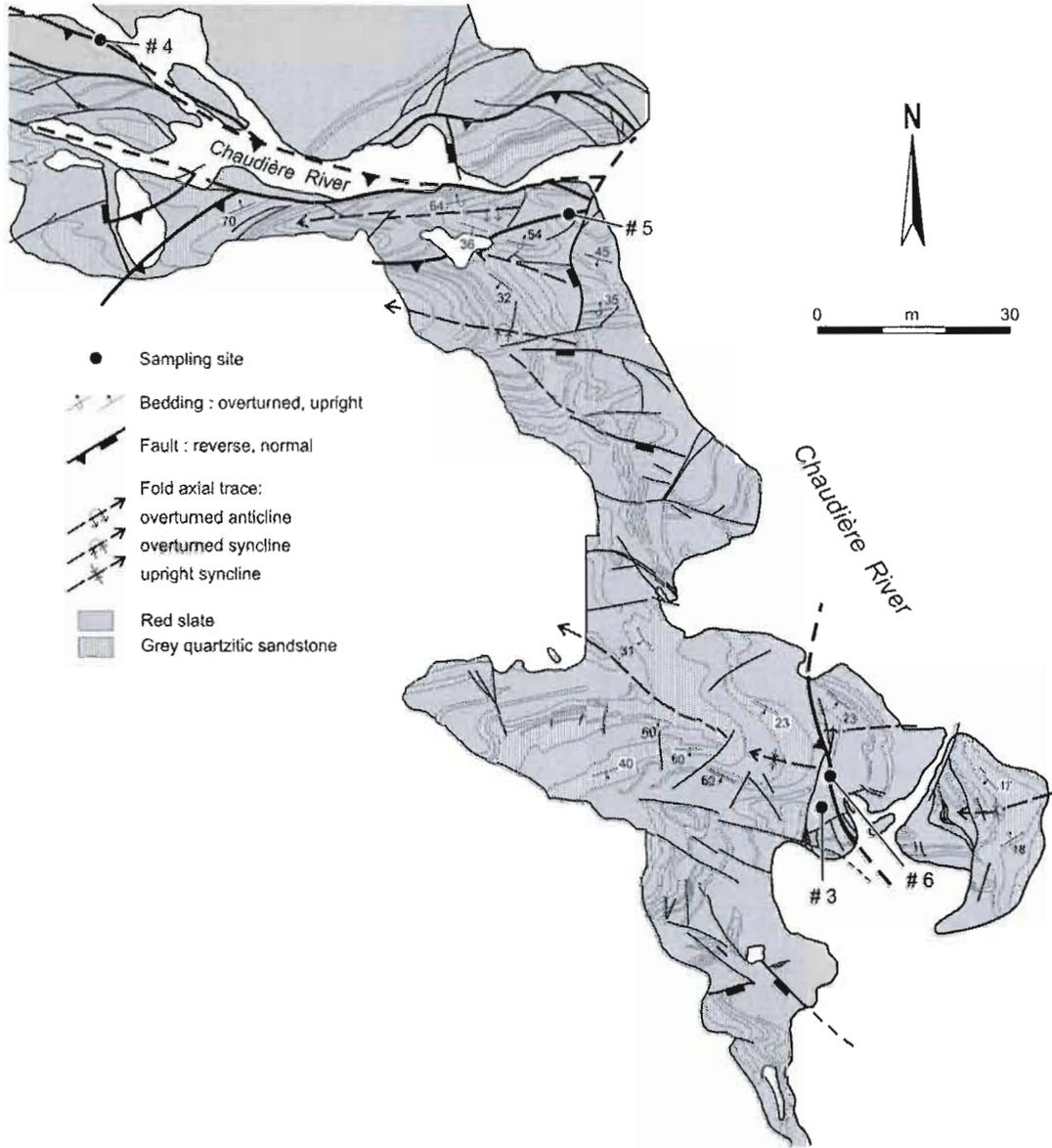


Figure 1.5: Detailed map of Outcrop C along the Chaudière River transect (see Fig. 1.2) revealing NW-verging thrust faults and related folds.

may also be present (Outcrop C; Fig. 1.2). At Outcrop H, a D_2 thrust fault marks the contact between the Kamouraska Formation in the footwall and the Rivière-Ouelle Formation in the hanging wall (Figs. 1.3, 1.6); i.e., the fault is marked by younger-over-older rocks. This relationship suggests the occurrence of D_2 out-of-sequence faulting (cf. Butler 1982, Boyer & Elliott 1982).

3. The D_{3a} structures consist of back-thrust faults and southeast-verging folds that are mainly restricted to the southeastern part of the Chaudière River transect (Fig. 1.2). The intensity of this deformation event clearly decreases to the northwest; i.e., away from the Bennett-Brome fault. Typical field examples of D_{3a} structures can be seen at Outcrop F (Figs. 1.2, 1.7), where D_{3a} consisting of northwest-dipping mylonitic shear zones, and related folds are exposed (Fig. 1.6). A well-developed crenulation cleavage characterizes the S_{3a} fabric, which is axial planar to the southeast-verging F_3 fold (Fig. 1.4D). Back-thrust structures were observed as far away as the town of Saint-Anselme (Outcrop E; Fig. 1.2). Northwest of St-Anselme along the Chaudière River transect (Outcrop B), D_{3b} structures consist of NW-dipping strike-slip and normal faults that discretely dissect the D_{1-2} stack of thrust faults. At Outcrop A, a sinistral strike-slip fault offsets Logan's Line (Fig. A.2; Annexe A), juxtaposing the Cambrian Chaudière nappe and the Late Ordovician flysches of the Saint Lawrence Lowlands platform. The D_{3b} faults are characterized by the occurrence of striated, centimetre- to decimetre-thick fault planes marked by shiny black ultracataclasite. Slip directions vary from purely dip-slip on minor faults to oblique- and strike-slip on some of the decimetre-thick faults observed at Outcrop A. Strike-slip faults and adjacent normal faults commonly contain significant amounts of pyrobitumen. Structural evidence for D_{3a} or D_{3b} deformation was absent along the Rivière-du-Loup transect, most likely because this transect is short and does not intersect significant D_3 structures.

4. Sampled D_4 structures are restricted to the Chaudière River transect and include north-northeast-trending reverse faults in the Sainte-Hénédine nappe (Outcrop E) and the Rivière-Étchemin olistostrome (Outcrop D). These reverse faults are associated with moderately plunging folds, the hinges of which are characterized by well-developed pencil cleavage, as seen at Outcrop E. At Outcrop D (Fig. 1.2), a metre-thick and west-verging reverse fault (D_4) truncates the Rivière-Étchemin olistostrome (Fig. 1.4F). The D_4 fault rocks consist of distinctive and strongly lineated black ultracataclasites.

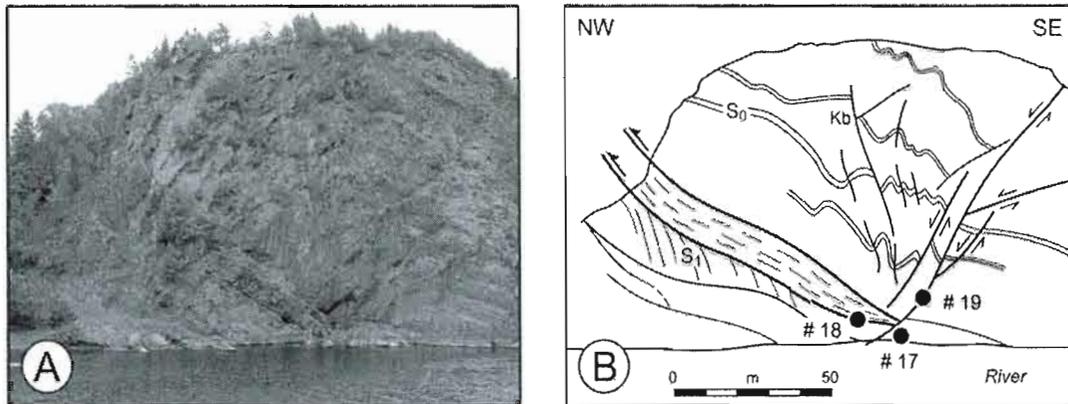


Figure 1.6: Field photograph and sketch of Outcrop H (see Fig. 1.3) showing NW-verging D_2 thrust faults truncated by a NW-dipping D_3 normal fault along the Rivière-du-Loup transect. S_0 = bedding plane; S_1 = foliation; Kb = kink band; # = sample sites (see Tables 1.2 and 1.5).

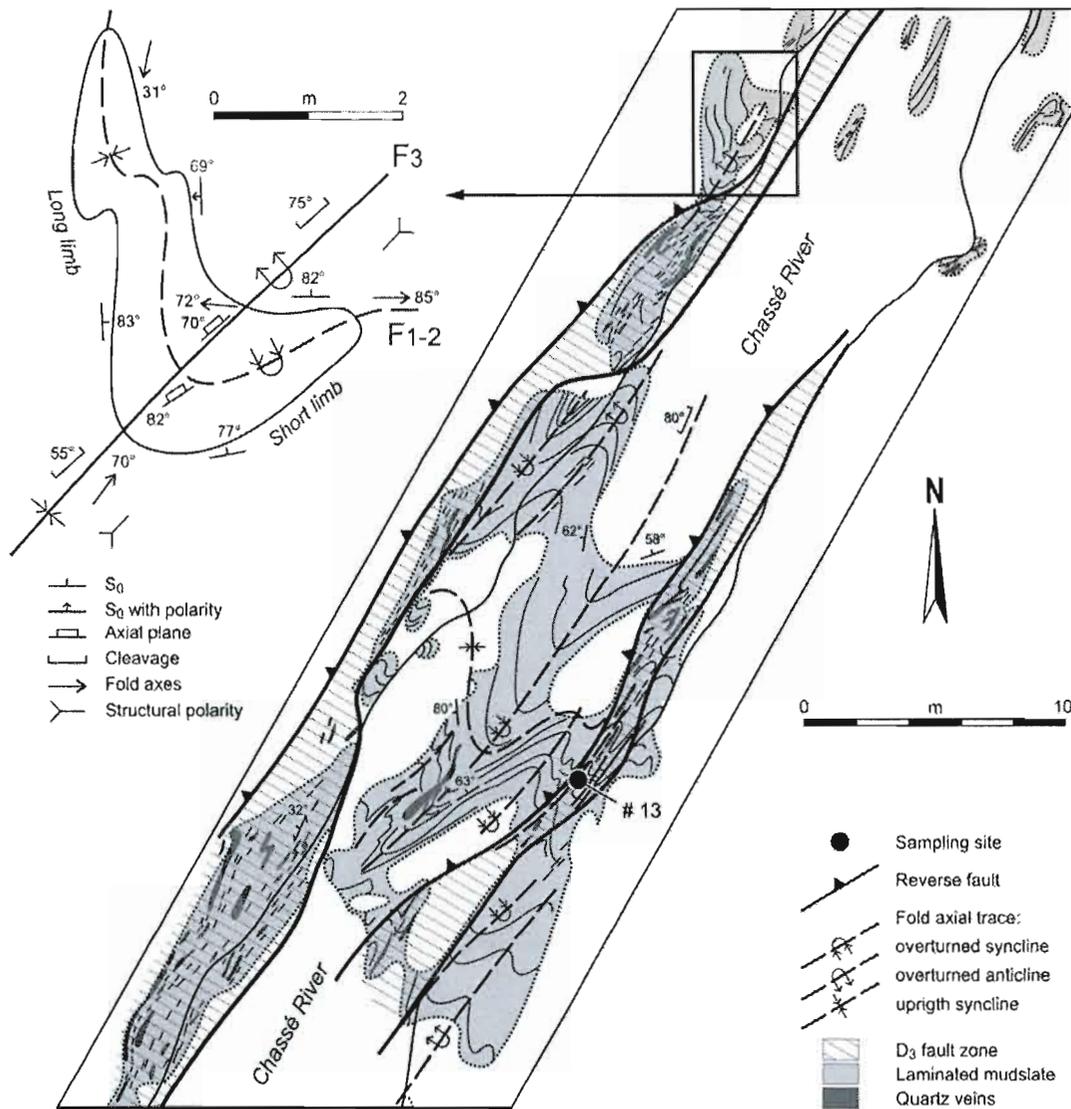


Figure 1.7: Detailed map of Outcrop F along the Chaudière River transect (see Fig. 1.2) showing back thrust faults and F_3 folds superimposed on $F_{1,2}$ folds.

5. The D_5 normal faulting represents the last structural event to have affected the study outcrops, and is represented by discrete brittle faults that developed throughout both transects. The faults are characterized by the occurrence of a well-developed fracture cleavage that is either parallel or oblique to fault boundaries. Drusy quartz-calcite-chlorite veins commonly fill fractures related to D_5 faults along the Chaudière River transect, attesting to moderate hydrothermal fluid circulation during faulting (Fig. 1.4E). North-dipping D_5 normal faults with apparent displacements of up to 1.5 metres were clearly observed at Outcrop H along the Rivière-du-Loup transect (Fig. 1.6). Fault displacements along this transect vary from oblique- to strike-slip. The D_5 faults consist of clay-rich gouges that locally include quartz-calcite laminae.

Table 1.1 presents the structures associated with five deformation events in the context of the generalized A-B cross section along the Chaudière River transect presented in Figure 1.8 (see Fig. 1.2 for location). In the discussion below, deformation is backtracked from most recent (D_5) to oldest (D_1) event.

Despite regional evidence for hydrothermal activity (M_5) in D_5 fault zones, D_5 deformation appears to have little effect on the finite geometry of the EHZ. On the A-B section, D_5 deformation is limited to normal faulting and the reactivation of D_4 faults, as seen at Outcrop E (Fig. 1.8). The D_4 deformation between outcrops D and F on the A-B section (Fig. 1.8) consists of a thrust wedge with its northwestern boundary located roughly at Outcrop D. Southeast of Outcrop D, the hanging wall rocks exhibit folds (F_4) and thrust imbrications (D_4), as illustrated at Outcrop E (Fig. 1.8). In this portion of the A-B section, the D_4 back-thrust wedge exhumed D_{3a} ductile-brittle structures, such as mylonitic shear zones and southeast-verging folds associated with D_{3a} crenulation cleavage. This association with D_{3a} cleavage is best illustrated at Outcrop F (Figs. 1.7, 1.8). In contrast, the D_{3b} structures in footwall rocks of the D_4 thrust wedge between outcrops A and D consist of brittle strike-slip and normal faults, such as those seen at outcrops A and B (Fig. 1.8), attesting to the preservation of D_{3b} fault rocks that developed under shallow crustal conditions. The portion of the A-B section between outcrops A and D also illustrates the D_1 and D_2 deformation styles in the Chaudière nappe. The D_2 deformation is best characterized by northwest-verging imbrications of the D_1 stack seen at outcrops A and C (Figs. 1.5, 1.8). The west-verging thrust faults and imbrications within the Sillery Group illustrates that D_1 deformation affected

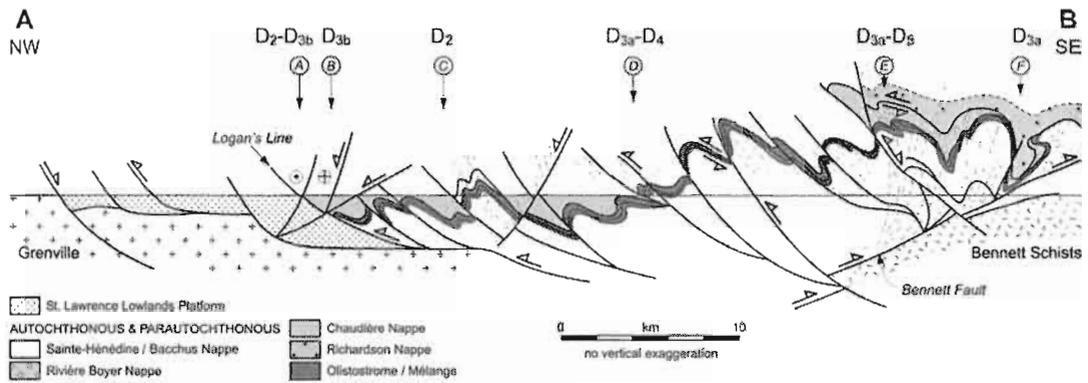


Figure 1.8: Generalized A-B structural section across the external Humber zone along the Chaudière River transect. The basement geometry was defined using depth-to-top basement maps from SOQUIP (1984). The structural section is based on Figure A.2 geology, see Figure 1.2 for section location.

the Cambrian rocks of this group. Lebel and Kirkwood (1998) proposed that Cambrian nappes were emplaced along a regional detachment. Our field observations of lithostratigraphic and crosscutting relationships support this interpretation by providing evidence for early deformation involving a regional detachment D_1 thrust fault beneath the Chaudière and Rivière Boyer nappes prior to D_2 imbrication (Fig. 1.8).

1.4 STUDY OF THE CLAY-SIZED FRACTIONS

1.4.1 Field methodology and sampling strategy

Our study incorporated recent advances in the kinematic analysis of the southern Quebec Humber zone (e.g., Tremblay & Castonguay 2002; Glasmacher et al. 2003), and in the isotopic investigation techniques of illite in supracrustal environments (Clauer & Chaudhuri 1995, Clauer & Chaudhuri 1999), particularly in supracrustal fault rocks (Hoffmann et al. 1976, Clauer et al. 1991, Pevear 1999). In order to provide reliable and significant K-Ar ages, it was necessary to first establish the structural context of the analyzed samples. For the EHZ, this meant that a distinction had to be made between NW-directed Taconic thrusts, Silurian–Early Devonian SE-verging back-thrusts, and Acadian structures. For our study, the methodology included: (1) fieldwork to establish the structural framework, and to locate major fault zones and select the best-suited fault rock samples; (2) the morphological and mineralogical study of various size fractions from fault rocks and host rocks; and (3) the K-Ar isotopic analysis of these size fractions in order to provide representative isotopic ages for the fault rocks.

Our field work focused on the structural analysis of outcrops that were considered representative of regional structures in the EHZ, including detailed mapping and the systematic sampling of representative fault rock samples. The two transects (Chaudière River and Rivière-du-Loup; Figs. 1.2, 1.3) are oriented NW-SE and were chosen for the following reasons: (1) each transect covers a similar structural context across the orogenic front, separated by about 200 km (Fig. 1.1), thereby offering two independent data sets; (2) the age of stratigraphic units along both transects is well-constrained by existing paleontological data (Rasetti 1945, 1946, 1948; St-Julien & Hubert, 1975; Sweet & Narbonne 1993; Lavoie et al., 2003); (3) the tectonostratigraphy is known (Lavoie et al. 2003) and reliable geological maps

exist for each area (Vallière 1984; St-Julien 1995); (4) a high-quality depth-to-top basement map in the Quebec City area (SOQUIP 1984) allowed us to define the basement geometry of the Chaudière River transect; (5) an extensive set of organic matter maturation and illite crystallinity data from surface exposures and wells was available for the Chaudière River transect (Ogunyomi et al. 1980, Yang & Hesse 1991, Printz & Kromberg 1997); and (6) previously published Rb-Sr and K-Ar geochronological age data are available for the Chaudière River transect (Barton 1973, Glasmacher et al. 2003).

1.4.2 Sample preparation and analytical methods

Rock samples were gently crushed after removing any weathered parts. Particles measuring $>125 \mu\text{m}$ were discarded by sieving, and the remainder subjected to a 5-minute ultrasonic disaggregation. The $<2\mu\text{m}$ particles were then separated from the remaining material by settling in distilled water according to Stoke's Law. Two subfractions, fine ($<0.2 \mu\text{m}$, or $<0.4 \mu\text{m}$ if $<0.2 \mu\text{m}$ particles were not present) and coarse ($1-2 \mu\text{m}$), were obtained by ultracentrifugation (e.g., Bréthes 1970). The various fractions for each sample were then prepared by four different methods (air drying, ethylene-glycol impregnation, hydrazine impregnation, heating at $490 \text{ }^\circ\text{C}$ for 2 hours) to produce four different subsamples for each size fraction. The mineral composition of each fraction was then determined by analyzing all four subsamples by standard X-ray diffraction methods (Larqué et Weber, 1975). Illite and chlorite crystallinity indices (ICI and CCI, respectively) were determined as detailed by Glasmacher et al. (2003), and all size fractions were analyzed by the K-Ar method following a procedure closest to that described by Bonhomme et al. (1975). Potassium analyses were carried out by flame spectrometry with an external accuracy of $\pm 2\%$. Argon isotopic results were controlled by measuring the international GLO-glaucconite standard for which the radiogenic ^{40}Ar content averaged $24.66 \pm 0.35 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$ STP (2σ) after 6 independent determinations (the recommended value is $24.57 \pm 0.6 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}$ STP; Odin 1982). The $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of atmospheric Ar was also analyzed, and it averaged 287.9 ± 0.9 (2σ) for 10 independent determinations. The radiogenic ^{40}Ar content of residual gases in the extraction line and the mass spectrometer was systematically checked before each analysis because we intended to use isochron diagrams and plots of potassium vs. radiogenic ^{40}Ar (Harper 1970). The measured value was systematically less than 10^{-8} cm^3 , indicating no significant

external ^{40}Ar contamination of the analyzed fractions. The Isoplot software of Ludwig (2003) provided the mathematical formulation to reduce the K and Ar data into K-Ar isochron ages, and the radioactive decay constants of Steiger and Jäger (1977) were used for the age calculations.

1.4.3 Clay mineralogy, morphology and textural habits

A total of 20 samples were selected for the study of their clay-rich fractions. Table 1.2 provides the sample number, sample location by outcrop, stratigraphic age of the host lithology, sample lithology, and the deformation event recorded in each sample. The mineral compositions of the whole rock samples are presented in Table 1.3. All samples contained variable amounts of quartz, plagioclase, chlorite, muscovite and illite, with minor to accessory amounts of mixed-layered illite-smectite. Some samples also contained accessory amounts of K-feldspar and carbonate.

Table 1.4 presents the mineral composition of the various size fractions, the ICI and CCI indices, and the occurrences of amorphous material (organic matter). Quartz is present in all fractions, ranging from trace amounts to a few percent by volume. For the $<2\text{-}\mu\text{m}$ size fraction, the ICI ranges from 0.2 to 0.6 $\Delta^{\circ}2\Theta$, with one abnormally high value for sample 1. These results indicate overall crystallization conditions ranging from epizonal to anchizonal metamorphic grade. The CCI ranges from 0.19 to 0.44, which is also indicative of crystallization under epizonal to anchizonal conditions. A graphical correlation between the ICI and CCI was used to better discriminate the metamorphic grade of the samples as per Arkai (1991). The data points of the $<2\text{-}\mu\text{m}$ fractions define a bimodal distribution in which fault samples yield higher CCI values than host-rock samples. This implies that more mixed-layer illite-smectite minerals occur in the fault samples than in the host rocks (Fig. 1.9). The ICI values for the fine fractions are from 0.30 to 0.84 $\Delta^{\circ}2\Theta$, a range that falls within diagenetic crystallization conditions, whereas CCI values are from 0.24 to 0.44, which are indicative of epizonal to anchizonal conditions. In these fine fractions, chlorite appears to be better crystallized than illite, probably due to the greater abundance of smectite-enriched mixed-layered structures in the host rocks and fault samples. The ICI and CCI data for the

Table 1.2
Sample locations, characteristics and relative chronology

Transect	Sample	Outcrop	Stratigraphic age	Lithology	Deformation event
Chaudière River	Chaudière Nappe				
	1	A	Middle Cambrian	Graphitic and foliated gouge	D2
	2	B		Ultracataclasite	D3b
	3	C		Mudslate, Sillery Group	Host rock to #4, 5, 6
	4	C		Cataclasite	D2
	5	C		Cataclasite	D2
	6	C		Fault breccia	D2
	Etchemin River Olistotrome				
	7	D	Lower to Middle Ordovician	Grey mud slate, Etchemin River Olistotrome	Olistotrome
	8	D		Striated ultracataclasite	D4
	Bacchus-Ste. Hénédine Nappe				
	9	E	U. Cambrian to L. Ordovician	Grey mudslate, Sainte-Hénédine Formation	S3 over well-developed S1-2
	10	E	U. Cambrian to L. Ordovician	Red or green mudslate, Sainte-Hénédine Formation	Host rock to #11, 12
11	E		Foliated ultracataclasite	D3a	
12	E		Fault gouge	D5	
13	F	U. Cambrian to L. Ordovician	Laminated grey and purple mudslate, Sainte-Hénédine Formation	D3a	
Rivière-du-Loup	Seigneuries Nappe				
	14	G	Middle Cambrian	Grey mudslate, Saint-Roch Group	Host rock to #14, 15, 16
	15	G		Quartz-laminated grey schist	D1
	16	G		Quartz-laminated grey schist	D1
	17	H	Lower Ordovician	Laminated mudslate and siltstone, Rivière Ouelle Formation	Host rock to #18, 19
	18	H		Graphitic and foliated gouge	D2
	19	H		Siliceous chloritic gouge	D5
20	I		Fold hinge, Rivière Ouelle Formation	D?	

Abbreviations: U = Upper; L = Lower; # = sample number

Table 1.3
Mineralogy of the study samples

Sample	Quartz	Plagioclase	Kspar	Illite	Mixed-layers	Chlorite	Carbonates
1	x	X	acc	X	X	x	acc
2	x	x	acc	X	acc	x	acc
3	x	x	--	x	acc	X	X
4	x	x	--	X	acc	x	acc
5	x	x	--	X	acc	x	--
6	x	x	--	X	acc	x	acc
7	x	x	acc	X	acc	x	--
8	x	X	acc	X	acc	x	x
9	x	x	acc	X	X	x	--
10	x	x	acc	X	X	x	--
11	x	x	acc	X	X	X	--
12	x	x	--	X	X	x	acc
13	x	x	--	X	X	x	acc
14	x	x	acc	X	X	x	--
15	x	x	acc	X	X	x	acc
16	x	x	--	X	X	x	acc
17	x	x	--	X	X	x	acc
18	x	x	--	X	X	X	acc
19	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
20	x	X	--	x	acc	--	--

Abbreviations: Kspar = K-feldspar; X = major (>20%); x = minor (<20%); acc = accessory (<5%); -- = not detected; n/a = not available.

Table 1.4
Mineralogy of the clay-sized fractions.

Sample number	Fraction (μm)	Illite (%)	[001] FWHM (2 θ)	Chlorite (%)	[002] FWHM (2 θ)	% mix-lay	Kspar	Amorph
1	<2	18	0,3	50	0.30	27	5	--
	<0.2	tr	n/a	37	0.41	63	--	--
2	<2	43	0.41	45	0.23	7	5	--
	<0.2	67	0.84	20	0.39	11	tr	--
3	<2	65	0.30	30	0.27	3	tr	--
	1 to 2	59	0.25	36	0.20	5	tr	X
	<0.2	76	0.51	18	0.41	6	tr	--
4	<2	41	0.30	54	0.24	4	tr	--
	1 to 2	36	0.25	61	0.23	3	--	X
	<0.2	63	0.44	31	0,35	4	tr	--
5	<2	25	0.44	70	0.22	4	tr	--
	1 to 2	16	0,38	77	0,21	4	3	--
	<0.2	63	0.53	32	0.28	3	tr	--
6	<2	36	0.30	59	0.21	tr	tr	--
	1 to 2	25	0.25	71	0.20	tr	tr	--
	<0.2	69	0.51	24	0.36	4	tr	--
7	<2	45	0.38	48	0.27	4	tr	--
	<0.2	62	0.63	29	0.39	7	tr	--
8	<2	52	0.47	43	0.27	5	--	--
	<0.4	54	0.53	39	0.3	6	tr	X
9	<2	50	0.47	41	0.27	6	tr	--
	<0.2	68	0.60	20	0.35	10	tr	--
10	<2	80	0.32	16	0.24	4	--	--
	<0.2	79	0.55	11	0.30	8	tr	--
11	<2	55	0.35	40	0.20	3	tr	--
	<0.4	71	0.50	22	0.24	6	tr	--
12	<2	57	0.31	39	0.23	3	tr	--
	<0.4	74	0.46	23	0.28	4	--	--
13	<2	70	0.21	27	0.19	tr	3	--
	1 to 2	66	0.20	34	0.18	--	tr	--
	<0.2	72	0.30	20	0.26	tr	6	--
14	<2	59	0.25	40	0.28	tr	tr	--
	<0.2	70	0.55	23	0.37	6	tr	--
15	<2	55	0.29	42	0.24	tr	tr	--
	<0.2	79	0.52	18	0.38	tr	--	--
16	<2	54	n/a	41	0.24	tr	tr	--
	<0.2	62	n/a	34	0.38	4	--	--
17	<2	28	0.39	65	0.36	4	tr	--
	1 to 2	33	0.28	55	0.32	6	7	X
	<0.2	27	0.45	63	0.39	5	5	X
18	<2	70	0.57	22	0.31	5	tr	--
	1 to 2	53	0.40	33	n/a	9	5	X
	<0.2	68	0.59	24	0.40	5	tr	X
19	0.2-2	47	0.40	40	0.30	4	9	--
	<0.2	66	0.50	24	0.44	7	tr	--
20	<2	20	n/a	20	0.24	7	tr	--
	<0.2	72	n/a	14	0.35	7	7	X

Abbreviations: FWHM = full width at half maximum; mix-lay = mixed-layer; tr = trace (less than detection limit of 3%); kspar = K-feldspar; amorph = amorphous; n/a = not available; X = detected; -- = not detected

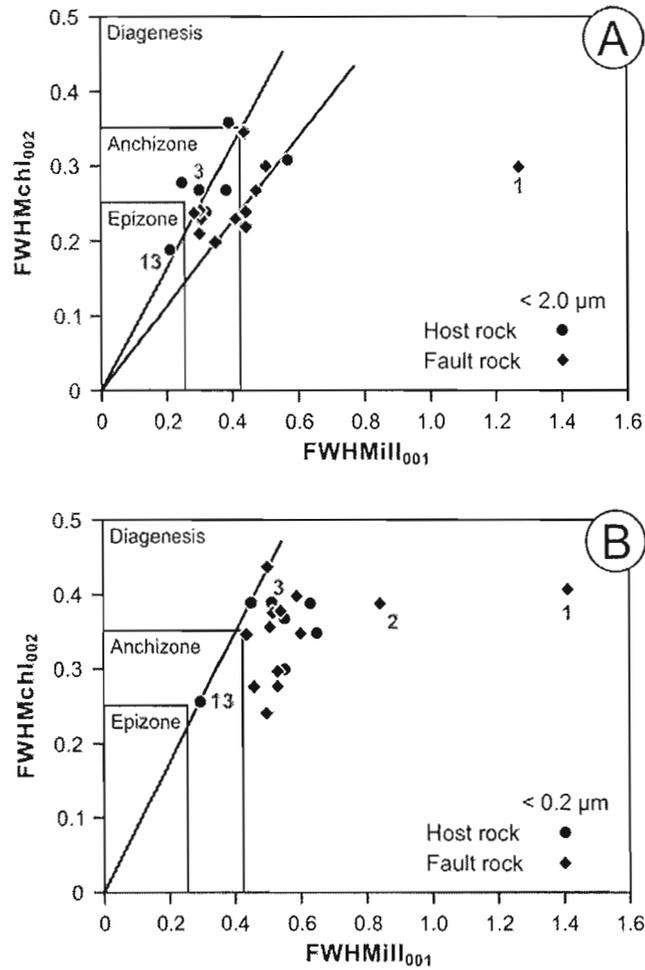


Figure 1.9: Diagram illustrating the variations in the illite crystallinity index (ICI) versus the chlorite crystallinity index (CCI) for A) $< 2 \mu\text{m}$ and B) $< 0.2 \mu\text{m}$ size fractions.

two transects show that values are within the same range for both fine (<0.2 or <0.4 μm) and coarser (1-2 μm) size fractions, and that the values are less scattered in the Rivière-du-Loup transect than in the Chaudière River transect.

A study of the clay mineralogy in both the fine (<0.2 μm) and coarser (1-2 μm) size fractions was helpful in establishing the geological evolution of a given sample (Clauer & Chaudhuri 1995; Clauer & Chaudhuri 1999) because it provided relative ages for the different generations of minerals, the youngest (i.e., newly formed material) being concentrated in the fine fraction, and the oldest (i.e., detrital material) in the coarser fraction. For example, although the <2 μm fraction for sample 3 provides an average anchizonal metamorphic grade, a significant disparity in crystallinity was revealed when the two end-members of the size spectrum were analyzed separately: the ICI of the <0.2 μm fraction indicates diagenetic conditions, whereas that of the 1-2 μm fraction suggests an epizonal grade of thermal maturation (Fig. 1.9). A similar disparity is observed in sample 13, however in this case the modal population for the <2 μm fraction represents an overall epizonal grade, whereas the ICI of the <0.2 μm fraction yields an anchizonal grade and that of the 1-2 μm fraction an epizonal grade. The results for sample 13 are likely due to a higher proportion of well-crystallized coarse particles relative to less-crystalline smaller particles in the mixture. Interestingly, both samples (3 and 13) are from outcrops characterized by polyphased deformation (see above). We conclude that diagenetic-grade fault rocks, represented by the <0.2 μm fraction, crosscut epizonal-grade mudslates (1-2 μm fraction) at Outcrop C (sample 3), and that a metamorphic overprint (<0.2 μm fraction) affected the rocks of the Bacchus–Sainte-Hénédine nappe at Outcrop F (sample 13). The latter is confirmed by scanning electron microscope observations of the small minerals in S_3 cleavage, which is associated with the D_3 metamorphic event that overprinted coarser D_{1-2} minerals (Fig. 1.10A).

Scanning electron-microscope imaging combined with energy-dispersive X-ray analysis of various fault rocks and their host lithologies revealed four types of clay-mineral morphology. Large micas (10-20 μm), essentially made up of hexagonal chlorite crystals, characterize the Type I morphology (Fig. 1.10B). These chlorites exhibit irregularly shaped edges with numerous embayments (Fig. 1.10B), interpreted as the result of mineral dissolution. Type II morphology is characterized by blade-shaped illite (Figs. 1.10A and B). In the Chaudière nappe (Outcrop C) and the Rivière-Échemin olistostrome (Outcrop D),

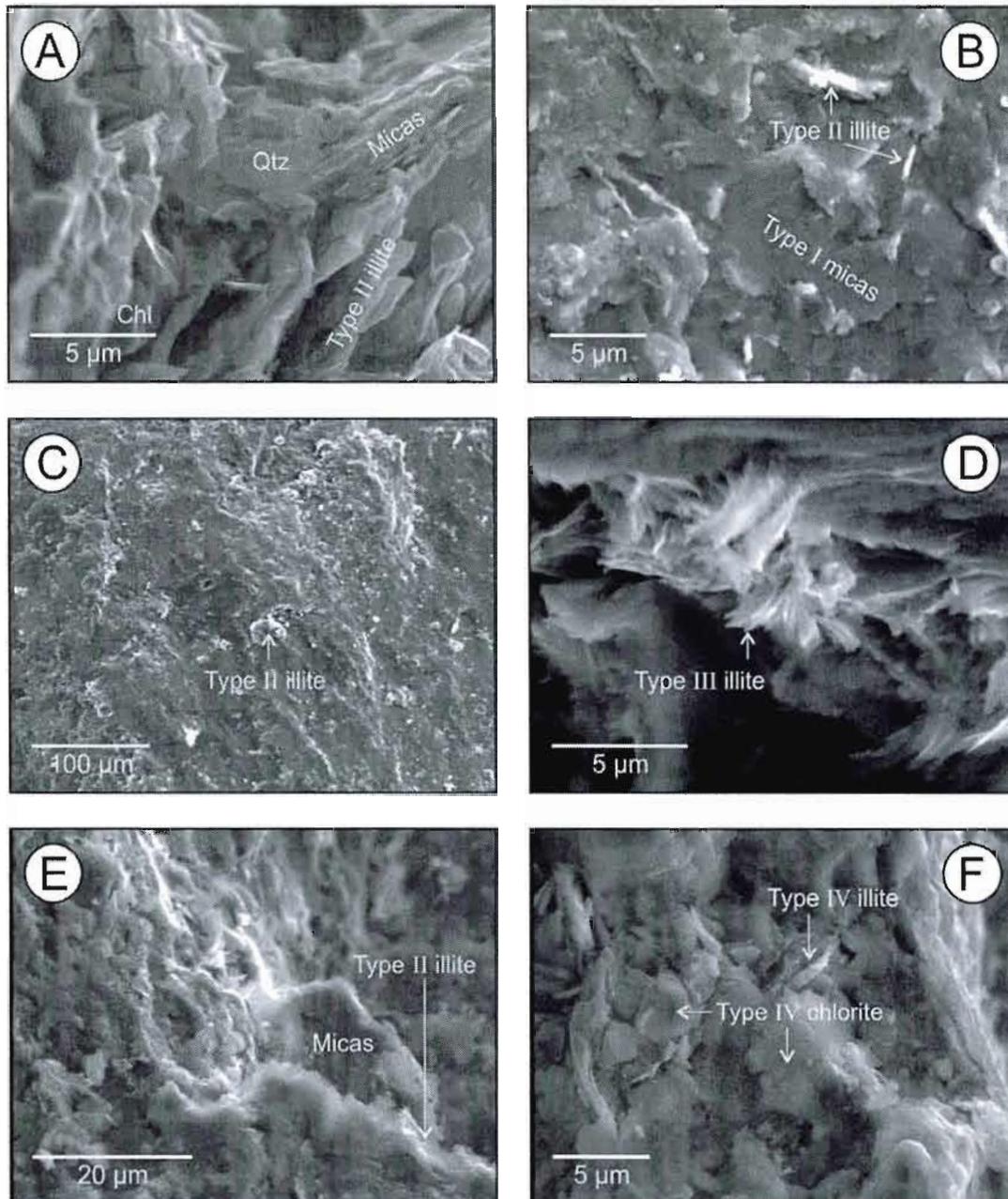


Figure 1.10: Scanning electron-microscope images illustrating clay morphologies in fault rocks from the external Humber zone of southern Quebec. A): Blade-shaped Type II illite growing in crenulation cleavage (S_3) along an earlier mica fabric ($S_{1,2}$); experienced dissolution-precipitation processes involving precipitation of Type II illite (Outcrop C); C) Slickenside formed by Type II illite within the Rivière-Etchemin olistostrome (Outcrop D); D) Elongate morphology of Type III illite growing at the edges of strained micas in a D_4 fault (Outcrop D); E) Type II illite growth at the edges of mica particles (Outcrop G); F) Type IV idiomorphic chlorite and illite grown in a hydrothermal environment (Outcrop E).

Type II illite and chlorite grew on slip structures (i.e., slickenlines and slickensides) along foliation surfaces defined by Type I micas in foliated fault gouge (i.e., in the fault rock matrix; Fig. 1.10C). Slip structures therefore consist of the dynamothermal growth of Type II illite and chlorite in fault gouge, thus providing evidence for syn-deformational timing (Fig. 1.10B). In the Sainte-Hénédine nappe (Outcrop F), Type II illite and chlorite grew along S_3 cleavage surfaces (Fig. 1.10A). Elongate illite defines the Type III morphology (Fig. 1.10D), which is characterized by the growth of illite crystals along the edges of strained micas, as seen in the D_4 reverse fault of Outcrop D. Neoformed stacked hexagonal chlorite crystals with sharp edges, together with idiomorphic illite, represent the Type IV morphology. This morphology is associated with hydrothermal activity in the mudstone of the Sainte-Hénédine Formation at Outcrop E (Fig. 1.10F), and is consistent with its known origin via mineral precipitation in hydrothermal environments elsewhere (cf., Pevear 1999).

In summary, Type I micas formed during epizonal-grade metamorphism and experienced dissolution-precipitation processes in response to a subsequent dynamothermal overprint (micas; Fig. 1.10B). Type II illite formed by dissolution-precipitation during diagenetic thermal conditions in the Chaudière nappe and the Rivière-Étchemin olistostrome, which caused the precipitation of idiomorphic Type II illite and chlorite in slip structures like slickenlines and slickensides (Fig. 1.10C). In contrast, the growth of authigenic Type II illite and chlorite in S_3 cleavage planes (Fig. 1.10A) in the Sainte-Hénédine nappe is related to the D_3 dynamothermal event. Newly-formed crystals of illite in the southeastern part of the Bacchus-Sainte-Hénédine nappe originated as metamorphic growth of S_3 cleavage under anchizonal thermal conditions. Elongate Type III illite grew via dissolution-precipitation processes along the edges of strained micas (Fig. 1.10D and 1.10E) in D_1 and D_4 faults. Finally, Type IV chlorite and illite represent a hydrothermal overprint related to D_5 normal faulting (Fig. 1.10F).

1.4.4 K-Ar results

Table 1.5 presents the K-Ar age data for clay-sized fractions from fault rock samples along both transects (see Table 1.2 for lithologies and associated deformation events). The fine fractions for both transects can be grouped into four data clusters with minimal scattering: (1) 506 to 481 Ma; (2) 471 to 430 Ma; (3) 414 to 402 Ma; and (4) 368 to 358 Ma.

Table 1.5
Metamorphic grade, potassium and argon analysis, and K-Ar ages of clay size-fractions

Transect	Sample number	Fractions (μm)	Meta Grade	Deformation	K_2O (%)	^{40}Ar rad.b (%)	^{40}Ar rad. ($10^{-6}\text{cm}^3\text{g}^{-1}\text{STP}$)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$	Age (Ma $\pm 2\text{s}$)	
Chaudière River	Chaudière Nappe										
	1	<0,2	Dc	D2 + Detf	4.85	92.3	90.0	3826	105409	499 \pm 12	
	2	<0,2	D	D3b	7.64	94.1	111.5	5037	179866	404 \pm 7	
	3	<0,2	D	D2	7.21	95.5	121.4	6578	206603	459 \pm 8	
	4	1 to 2	Ee	Det	3.42	96.3	71.6	8019	204256	554 \pm 16	
		<0,2	D	D2	6.23	94.2	105.0	5116	158388	459 \pm 8	
	5	1 to 2	E	Det	2.91	93.8	59.6	4790	121577	544 \pm 17	
		<0,2	D	D2	6.66	84.6	109.9	1918	54500	451 \pm 8	
	6	1 to 2	Ad	Det	2.42	90.2	45.9	3012	79423	509 \pm 18	
		<0,2	D	D2	6.56	92.6	114.9	3999	118098	471 \pm 9	
	6	1 to 2	E	Det	2.75	92.6	56.4	3964	99081	545 \pm 18	
		Etchemin River Olistostrome									
	7	<0,2	D	D3a	7.61	98.2	114.2	15873	573829	414 \pm 7	
8	<0,2	D	D4	6.74	91.5	88.8	3484	134107	368 \pm 7		
Chaudière River	Bacchus-Ste Hénédine Nappe										
	9	<0,2	D	D3a	8.78	97.6	130.3	12300	447068	410 \pm 6	
	10	<0,2	D	D5	9.54	97.8	122.4	13468	567261	360 \pm 5	
	11	<0,2	D	D3a	7.66	87.9	114.9	2451	79637	414 \pm 7	
	12	<0,2	D	D5	8.61	97.1	109.2	10054	425658	358 \pm 5	
	13	<0,2	A	D3a	6.81	94.4	98.8	5327	192000	402 \pm 7	
	13	1 to 2	E	Det	5.83	97.6	105.1	12332	369000	487 \pm 10	
Rivière-du-Loup	Seigneuries Nappe										
	14	<0,2	D	Det	6.65	75.3	125.3	1198	26532	506 \pm 9	
	15	<0,2	D	D1	6.95	96.6	128.5	8722	252159	490 \pm 9	
	16	<0,2	D	D1	7.04	96.8	125.2	9207	277174	481 \pm 8	
	17	<0,2	D	Det	3.69	95.7	67.5	6954	201579	493 \pm 14	
	18	1 to 2	A	Det	2.75	96.2	60.1	8382	204837	575 \pm 19	
		<0,2	D	D2	7.39	98.0	122.1	14815	485561	451 \pm 8	
	18	1 to 2	E	Det	4.29	96.6	87.8	8638	225423	544 \pm 14	
		<0,2	D	D5	7.55	9.9	96.9	3670	145633	360 \pm 6	
	20	<0,2	D	D?	8.10	97.3	126.9	11007	380557	430 \pm 7	

„metamorphic; „radiogenic; „diagenetic; „anchizone; „epizone; „detrital

In the Chaudière River transect (Fig. 2), the ages for the fine fractions (i.e., <0.2 and <0.4 μm) range from 358 ± 5 Ma to 506 ± 9 Ma, and for the coarser fractions ($1-2$ μm) from 487 ± 10 to 575 ± 19 Ma. More specifically, fault rock samples 1, 4, 5 and 7 from outcrops A and C yielded ages that range from 499 ± 12 to 451 ± 8 Ma. Sample 1 contains a mixture of illite and mixed-layer illite-smectite (Table 1.4), suggesting the presence of older, partly reset detrital material in the fine fraction, which likely contributed to the apparent age of 499 ± 12 Ma. Sample 3 from the Sillery Group mudslate host rock at Outcrop C (Fig. 1.5) yields 459 ± 8 Ma. Samples 2, 7, 9, 11 and 13 from outcrops B, D, E and F range in age from 402 ± 7 to 414 ± 7 Ma. Sample 2 (404 ± 7 Ma) is from a D_3 brittle normal fault at Outcrop B. Early Devonian ages were determined for sample 7 from the matrix of the Rivière Etchemin olistostrome (414 ± 7 Ma; Outcrop D) and sample 9 from the mudslate of the Sainte-Hénédine Formation (410 ± 6 Ma; Outcrop E). Samples 11 (414 ± 7 Ma) and sample 13 (402 ± 7 Ma) are from D_3 ductile faults observed at Outcrops E and F (Fig. 1.7). Sample 8 from the reverse fault at Outcrop D (Fig. 4F) yields an age of 368 ± 7 Ma. Samples from Outcrop E yields 360 ± 5 Ma for the D_5 fault gouge (sample 10) and 358 ± 5 Ma for the Sainte-Hénédine Formation host rock (sample 12).

Along the Rivière-du-Loup transect (Fig. 1.3), sample 14 (506 ± 9 Ma) from Outcrop G represents the mudslate of the Saint-Roch Group, which hosts the quartz-laminated schist of samples 15 and 16 (average K-Ar age of 485 ± 9 Ma). At Outcrop H, sample 17 is a mudslate (493 ± 14 Ma) that hosts the graphitic and foliated gouge of sample 18 from an out-of-sequence thrust fault (451 ± 8 Ma) and the fault gouge of sample 19 from a normal fault (360 ± 6 Ma). At Outcrop I, sample 20 (430 ± 7 Ma) is from the hinge of a fold that formed within a bedding-parallel fault zone in the Rivière Ouelle Formation.

A review of the K-Ar data in Table V reveals that some clay-rich fractions provide K-Ar values beyond the inferred age of their given stratigraphic unit, indicating that the separated fractions contain inherited detritus, probably of Grenvillian origin. This is the case for the $1-2$ μm fractions of samples 3, 4, 5, 6, 17 and 18. Among these fractions, two contain relatively high amounts of K-feldspar (5 to 7%), which are likely to be of detrital origin. However, a relatively high percentage of K-feldspar cannot always be inferred as being indicative of a detrital component because the fine fraction (<0.2 μm) of sample 13 contains more K-feldspar than the corresponding coarser fraction of the same sample. This suggests

that K-feldspar can also be authigenic. Potassium-radiogenic argon plots (Harper 1970) were used to identify potential detrital inheritance in the various size fractions. In Figure 1.11, the fine fractions from samples 3, 4 and 5 plot along a line intersecting the ordinate at zero, which is theoretically expected for homogeneous phases (i.e., 0 mol/g of radiogenic ^{40}Ar in a mineral containing 0% K). The three coarser fractions of the same samples plot along a second line that intersects the ordinate at $-15 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ of radiogenic ^{40}Ar for 0% K, which is theoretically impossible and therefore must be due to the presence of two generations of K-bearing authigenic minerals, or a mixture of detrital and authigenic K-bearing minerals (Clauer & Chaudhuri 1995).

1.5 DISCUSSION

The problems presented above regarding the interpretation of the K-Ar data relate to the behaviour of the clay-to-mica mineral transition, which is beyond the scope of the local application of our results. The discussion below will therefore be limited to: (1) the validation of the K-Ar age data, (2) the significance of mixed-layer illite-smectite occurrences, and (3) the geological significance of the isotopic dataset.

1.5.1 Validation of the K-Ar data

In order to validate the K-Ar results, data from both transects were plotted as $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs. $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ isochron diagrams of Ordovician and Silurian-Devonian ages (Fig. 1.12). The K-Ar data for the 1-2 μm fractions were discarded due to ages significantly older than 500 Ma, and thus the presence of inherited detrital material (see above; Fig. 1.11). The fine fraction data for the Chaudière River transect plot along three arrays with slopes yielding isochron ages of 463 ± 24 Ma for four samples from D_2 structures at Outcrop C (samples 3, 4, 5 and 6), 410 ± 10 Ma for five samples from D_3 structures at outcrops B, D, E and F (samples 2, 7, 9, 11 and 13), and 358 ± 8 Ma for three samples from D_4 structures at Outcrop D and D_5 structures at Outcrop E (samples 8, 10 and 12). The initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ values are 245 ± 86 , 298 ± 91 and 419 ± 150 , respectively. The ages calculated from each isochron slope are close to those of the individual K-Ar data. Two out of the three initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ values are reasonably close to the atmospheric value (i.e., 295.5 from Dalrymple & Lamphere

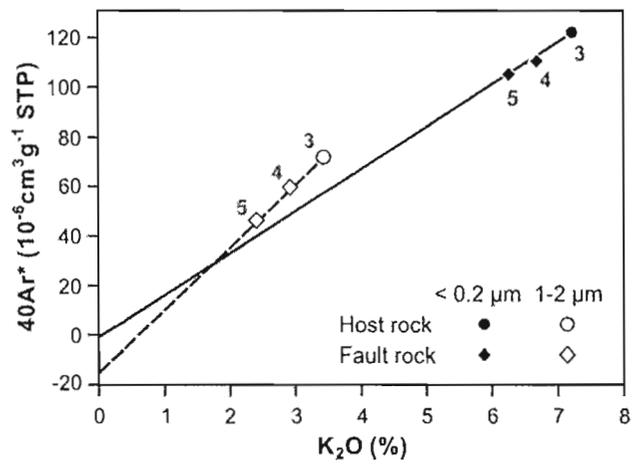


Figure 1.11: Fine and coarse fractions from Outcrop C along the Chaudière transect plotted on a K_2O versus ^{40}Ar diagram. The negative intercept of the data points for the coarse fraction suggests that detrital material is mixed with neoformed material, whereas the zero intercept for the data points for the fine fraction suggests a homogenous neoformed fraction.

1969; 287.9 ± 0.9 (2σ) as measured with the mass spectrometer at the Centre de Géochimie de la Surface). The mathematical uncertainty of the initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of these arrays was likely due to the fact that the data points plot far from the line intercepts, and fractions are from multiple samples with different bulk chemistries, rather than a single sample. Data for the $<0.2 \mu\text{m}$ size fractions from samples 14, 15 and 16 from Outcrop G along the Rivière-du-Loup transect fit along an additional line with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ value of 330 ± 36 and a calculated K-Ar age of 490 ± 15 Ma (Fig. 12A). Sample 18 from Outcrop H plots slightly below the 463 ± 24 Ma isochron to yield a K-Ar age of 451 ± 8 Ma, which is consistent with the age of the D_2 array of the Chaudière River transect. Sample 19 from Outcrop H plots above the 358 ± 8 Ma isochron to yield a K-Ar age of 360 ± 6 Ma, which is consistent with the $D_{4,5}$ array of the Chaudière River transect. Sample 20 from Outcrop I plots above the 410 ± 10 isochron to yield a K-Ar age of 430 ± 7 , which remains consistent with the Silurian ages for the IHZ (cf. Castonguay et al. 2001; Castonguay et al., 2007).

Disregarding the bias caused by detrital K-bearing phases in the coarse fractions, we propose that five deformation stages affected the Chaudière River and Rivière-du-Loup transects based on structural observations and the K-Ar results for the fine fractions (<0.2 or $<0.4 \mu\text{m}$). The stages are: (1) a 490 ± 15 Ma event related to D_1 structures that crystallized illite-type minerals within the quartz-laminated schists of the Saint-Roch Group along the Rivière-du-Loup transect; (2) a 463 ± 24 to 451 ± 8 Ma event that crystallized illite-type minerals in foliated gouge from the cataclastic rocks and mudslate of the Sillery Group, an event that corresponds to the D_2 structures and M_2 metamorphism in outcrops C and H; (3) a 410 ± 10 Ma event that crystallized illite-type minerals in S_3 crenulation cleavage, in D_{3a} foliated ultracataclasite in Outcrop B (chronologically correlated with the D_3 event), and in the matrix of the Rivière Etchemin olistostrome in outcrops D–F; (4) a 358 ± 8 Ma event that crystallized illite-type minerals in striated ultracataclasite at Outcrop D; and (5) a 355 ± 10 Ma event that crystallized illite-type minerals in the fault gouge and created a thermal overprint at outcrops E and H. Despite distinctive structural styles that allow the D_4 and D_5 events to be distinguished in the field, the error overlap does not allow them to be analytically discriminated using K-Ar data, so these two events have been assigned a single $D_{4,5}$ isochron (Fig. 1.12B).

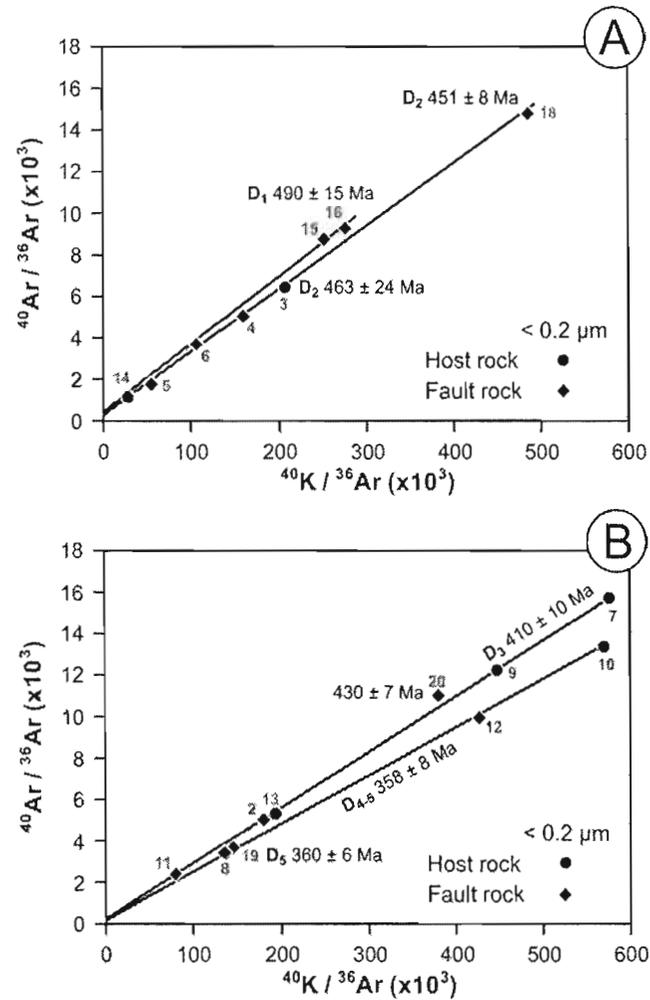


Figure 1.12: A) $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ diagrams for data from the Chaudière River and Rivière-du-Loup transects illustrating: A) two distinct Ordovician isochrons at ca. 490 Ma and ca. 465 Ma, and B) two distinct Devonian isochrons at ca. 410 Ma and ca. 360 Ma.

Morphological observations of various fault rocks were combined with X-ray diffraction patterns for the fine fractions (i.e., <0.2 or $<0.4 \mu\text{m}$) to document the presence of syn-deformational illite-type minerals in fault rocks and in the overprint of host rocks. Homogeneous fine fractions were discriminated using potassium-radiogenic argon plots (Harper 1970). This approach allowed the syn-tectonic growth fraction of illite-type material to be isolated and dated for a given fault. Ages likely represent isotopic systematics that were preserved after the last increment along the faults. Using isochrons, distinct faulting episodes were correlated along each transect and from one transect to the other.

1.5.2 Significance of mixed-layer illite-smectite occurrences

Clay parageneses have often been described as systematically transforming into an assemblage of illite and chlorite under increasing metamorphic conditions (Dunoyer de Segonzac 1969, and many others since). This would be expected, for example, along the Chaudière River transect (i.e., given the mineralogy, ICI and CCI of the 1-2 μm fraction; Table IV) where rocks of the Quebec Appalachians were overprinted by several low-grade tectono-metamorphic and hydrothermal events from Early Ordovician to Upper Devonian time. The presence of smectite in a clay-based mineral assemblage is typically attributed to diagenesis (e.g., Dunoyer de Segonzac 1969). Its presence has also been attributed to weathering, retro-diagenesis (e.g., Price & McDowell 1993, Zhao et al. 1999), or hydrothermalism (e.g., Clauer et al. 1992) below the usual upper stability temperature of ~ 100 °C, or even to epimetamorphism in a K-depleted environment (e.g., most carbonate rocks; Dunoyer de Segonzac & Brenoulli 1976; Huon et al. 1987; Burkhard 1988). Our method of sample preparation prior to disaggregation precludes the possibility of a weathering origin, and the absence of K-depleted rocks in the geologic environment also rules out epimetamorphic crystallization. We thus interpret a hydrothermal or retro-diagenetic origin for the presence of any smectite-rich mixed layers of illite-smectite.

1.5.3 Structural significance of the K-Ar ages

In this section, the four K-Ar age clusters are presented in the context of the A-B cross section along the Chaudière River transect (Fig. 1.8). Fault rocks in the D_1 thrusts of both transects are quartz laminated schists. In the Rivière-du-Loup transect, a D_1 schist

yielded a K-Ar age of 490 ± 9 Ma (Table 5). This thrust fault is therefore significantly older than the oldest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Castonguay et al. 2001a) for the regional deformation and metamorphism that affected the adjacent IHZ. The thrust fault at Outcrop G, represented by the samples that define the three-point isochron at 490 ± 12 Ma (Fig. 1.12), does not show evidence of inherited material. This K-Ar age appears to be geologically significant given the presence of newly-formed illite in these samples (Fig. 1.10E), and likely dates the last increment of this thrust fault. A isotopic age was not determined for the D_1 structures in the Sillery Group of the Chaudière River transect (see above), but based on similarities in deformational style and stratigraphic constraints (i.e., D_1 being restricted to Cambrian units), in addition to the relative chronology established in the field, we consider that D_1 structures in the Rivière-du-Loup transect correspond to D_1 structures in the Chaudière River transect. The D_1 deformation probably corresponds to a Tremadocian contraction phase, only locally preserved in the Cambrian shale and feldspathic sandstone assemblage of the Laurentian margin. The regional significance and extent of D_1 structures remain obscure, but they are tentatively attributed to an early episode of the Taconic Orogeny. Late Cambrian-Early Ordovician deformation attributed to an early Taconic stage was documented by van Stall (2007) in Newfoundland and New England, which corresponds chronologically to the D_1 event documented during this study. According to Tremblay & Castonguay (2002), the Taconic Orogeny in the Southern Quebec Appalachians began with the emplacement of oceanic rock units onto the Laurentian margin at ca. 475-480 Ma based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole ages from the metamorphic sole of the Thetford-Mines ophiolite (Whitehead et al. 1995). However, it cannot be ruled out that the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from the ophiolitic sole are cooling ages that postdate peak metamorphism, and that the onset of regional deformation in the Laurentian margin was slightly older than ophiolite obduction. The Tremadocian suprasubduction zone ophiolite in southern Quebec (i.e. the ca. 504-Ma Mount Orford ophiolite; David and Marquis 1994) is consistent with this alternative interpretation because it indicates that plate convergence occurred along the Laurentian margin during uppermost Cambrian/lowermost Ordovician time.

Northwest-verging thrust faults and related folds characterize regional D_2 deformation along both transects. Newly-formed clay material that developed within D_2 fault rocks yielded Llandeilian (463 ± 24 Ma at Outcrop C) or Caradocian ages (451 ± 8 Ma at

Outcrop H; Table II and V). These K-Ar age data are consistent with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metamorphic ages (469-461 Ma) reported for the IHZ to the southeast of the Chaudière River transect (Castonguay et al. 2001a, Tremblay & Castonguay 2002), suggesting that D_2 deformation progressively migrated northwestward during the Taconic Orogeny (Tremblay & Castonguay 2002). Our K-Ar isotopic time constraints for D_2 deformation in the EHZ also demonstrate that this deformational event has been more or less coeval with the deposition of the foreland flysch sequence of the Saint Lawrence Lowlands (see St-Julien & Hubert 1975).

The D_3 deformation along the Chaudière-River transect yielded an average K-Ar age of 410 ± 10 Ma, but an age could not be determined for the Rivière-du-Loup transect, presumably because the transect does not extend far enough to the southeast (i.e., towards the contact with the IHZ). The multiple observations of D_3 deformation along the Chaudière-River transect led to a well-constrained geodynamic interpretation of this deformational event. The intensity of D_3 rapidly decreases to the northwest away from the Bennett-Brome fault, and the town of Saint-Anselme (Outcrop E) marks the approximate northwestern limit of penetrative macroscopic D_3 fabrics (Fig. 2). However, evidence of D_3 -related thermal perturbations of Early Devonian age (K-Ar dating) was also observed farther northwest at Outcrop D in the Rivière-Échemin olistostrome (Fig. 1.8). And in the Chaudière nappe, a northwest-dipping normal fault at Outcrop B yielded a K-Ar age within the same range as the back-thrust structures of the Sainte-Hénédiine nappe, and can therefore be interpreted as a D_3 -related deformation feature. A similar age has since been obtained for the strike-slip fault at Outcrop A (390 ± 10 Ma). We consequently believe that subsidence of the Appalachian foreland region along the Chaudière-River transect occurred during Early Devonian time (Fig. 1.8). Such subsidence, most likely driven by lithospheric crustal thickening related to D_3 back folding and back thrusting in the adjacent IHZ, favoured the development of northwest-dipping normal faults that were relatively coeval with southeast-verging back-thrust faulting towards the IHZ contact (Fig. 1.8). The D_3 thermal gradient increases southeastward, from diagenetic grade at outcrops B, D and E, to anchizone grade at Outcrop F. Ogunyomi et al. (1980) interpreted a similar southeast-directed increasing thermal gradient for the Chaudière River transect based on a study of $<2 \mu\text{m}$ clay-size fractions. They suggested it was the result of hinterland-directed exhumation of the external Humber zone during the Taconic contraction. We suggest instead that the structural geometry, K-Ar age constraints and

thermal data gained from our investigation of the $<0.2 \mu\text{m}$ size fractions from outcrops B, D, E and F support an Early Devonian uplift of the IHZ related to hinterland-directed tectonic transport and coeval with foreland subsidence (Fig. 1.8). Metamorphic rocks of the IHZ provide amphibole and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages ranging from ca. 433 to 405 Ma (Castonguay et al. 2001a, Castonguay et al. 2007), suggesting a D_3 event slightly older than but within the error range of our age for the EHZ. Considering that illite crystallizes below typical K-Ar closure temperatures and the the Ar-diffusion temperature for muscovite (Clauer & Chaudhuri 1999), the differences between the illite K-Ar EHZ ages and the muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ IHZ ages may be alternatively attributed to progressive cooling. It is also worth mentioning that the analysis of muscovite grains from the Sutton Schists in southernmost Quebec locally yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 415-405 Ma in metamorphic rocks along back-thrust faults correlative with the Bennett-Brome fault (Castonguay et al. 2007).

The K-Ar results for the D_4 deformational event, which yielded Late-Devonian ages of ca. 358 ± 8 Ma, suggest an early stage of contraction faults (D_4) followed by the development of discrete but widespread normal faults (D_5) along both transects. Some of the reverse faults attributed to that event are exposed at outcrops D and E of the Rivière Etchemin olistostrome and the Bacchus–Sainte-Hénédine nappe, respectively (Fig. 1.2). These reverse faults represent the first occurrence of an Acadian-related compressive deformation to be documented in the external Humber Zone of southern Quebec or in the mainland Northern Appalachians. Specifically, the compressional D_4 structures yield K-Ar ages slightly older (368 ± 7 Ma) than those for D_5 normal faults (358 ± 5 Ma). The overlap of analytical errors for each of these fault types makes it difficult to determine the precise ages for the two events. Despite this, we speculate that the extension faults are related to the relaxation of Acadian tectonic stresses in Late Devonian time. Regionally, the D_4 structures yield K-Ar ages that are consistent with but slightly younger than the Acadian-related $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 375-380 Ma, as documented by Castonguay et al. (2001a) and Tremblay et al. (2000) in the IHZ and Dunnage zone of southern Quebec.

1.5.4 Tectonic implications for the Northern Appalachians

The results of direct dating of various brittle fault rocks and host rocks from nine selected outcrops in the external Humber Zone of southern Quebec reveal regionally

systematic kinematics that can be used to reinterpret current models of foreland evolution for this region. The Taconic Orogeny evolved during intense deformational pulses of variable intensity, from Tremadocian early thrusting (ca. 490 Ma), to Llandeilian-Caradocian out-of-sequence fault imbrications (ca. 460-451 Ma). In the IHZ, the isotopic record for the Tremadocian stage of deformation has been totally reset and obliterated by Llandeilian-Caradocian deformation and metamorphism. The classic model for the Taconic Orogeny (cf., Stanley & Ratcliffe 1985, van Staal et al. 1998, Tremblay & Castonguay 2002) is one of progressive evolution from ca. 480-475 Ma in the internal zone to ca. 460-450 Ma in the external zone and foreland areas of the orogen. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar ages in the Humber zone support a northwest-directed, piggyback progression of Taconic deformation in the Laurentian margin. In the EHZ, there is evidence for out-of-sequence faulting due to the superposition of D_2 thrust faults onto D_1 stacks. However, Tremadocian structures (D_1) are still too sparse to permit an in-depth discussion regarding their regional significance, but we speculate that they probably correspond to the onset of Taconic compression. From a regional perspective, the D_1 deformation documented in southern Quebec correlates chronologically with the Taconic 1 event documented in Newfoundland and New England (van Staal 2007).

Our results indicate that the southeast-verging deformation event documented in the IHZ (Pinet et al. 1996a, Tremblay & Castonguay 2002, Castonguay & Tremblay 2003) also occurs in the EHZ along the Chaudière-River transect. We suggest that in southern Quebec, a Late-Silurian to Early Devonian phase of subsidence in the Taconic foreland favoured the development of northwest-dipping strike-slip and normal faults that were contemporaneous with the southeast-verging back-thrust faults near the contact with the IHZ. Such an interpretation is consistent with the extensional collapse model suggested by Pinet et al. (1996) to account for hinterland-directed motion in the southern Quebec Appalachians. From a regional perspective, similar hinterland-directed transport along back-thrust faults and down-to-the-east normal faults that correlate chronologically with D_3 deformation in southern Quebec has been documented near the IHZ-EHZ boundary in Newfoundland (Waldron et al. 2003, Bradley 2005) and New England (Thompson & Thompson 2003).

This study represents the first time that Late Devonian (Acadian) contractional deformation has been documented in the EHZ of mainland Canada. The Late-Devonian structures are consistent with Acadian-related compression previously documented in

correlative terranes of the Newfoundland Appalachians (c.f., Waldron et al. 2003). At the Port-au-Port Peninsula in western Newfoundland, the Round Head thrust juxtaposes the Cambrian-Ordovician Humber Arm Allochthons against the Upper Silurian Clam Bank Formation, providing stratigraphic evidence for Acadian deformation in the Appalachian forelands. Acadian structures have not yet been clearly documented in the Taconic allochthons of northwestern New England, however the presence of carbonate slivers requires that eastern slices be younger than western slices (i.e., implication of an out-of-sequence fault), which precludes a simple east-to-west accretion sequence for the New England allochthons (Stanley & Ratcliffe 1985). We think that the out-of-sequence thrust faults described by Stanley & Ratcliffe (1985) are probably related to Devonian faults, as are those documented for the Chaudière-River transect. Across the Laurentian margin in southern Quebec, Acadian deformation progressed from the Middle Devonian in the IHZ and adjacent Dunnage zone (Tremblay et al. 2000, Castonguay et al. 2001, Tremblay & Castonguay 2002), to Late Devonian in the EHZ. Bradley et al. (2000) reported a migration of Acadian deformation in Maine that correlates chronologically with the migration of Acadian deformation we are proposing for southern Quebec. This suggests that the Acadian Orogen shows evidence of piggyback progression across the Laurentian margin from Middle Devonian to Late Devonian time.

1.6 CONCLUSIONS

This study aims to provide structural and isotopic evidence for the occurrence of Taconic orogenic pulses, and the Salinic and Acadian orogenies in the southern Quebec allochthons. Our contribution consequently presents new structural constraints and precise age determinations based on the mineralogical, morphological and isotopic investigation of clay-rich, fine-grained size fractions extracted from fault rocks and host lithologies. Rock samples were collected along two transects across the allochthons in the southern Quebec Appalachians.

We obtained four validated K-Ar age groups for the fractions: ca. 490 Ma, ca. 465-450 Ma, ca. 410 Ma, and ca. 360 Ma. The recognition of distinct contractional episodes during the Taconic Orogeny (i.e., a Tremadocian D₁ event at ca. 490 Ma, and a Llandeilian-Caradocian D₂ event at ca. 465-450 Ma) has significant structural implications for the

external Humber zone (EHZ) because it indicates that the Taconic Orogeny culminated with out-of-sequence thrusting in the Laurentian margin. The D₂ contraction episode remains, however, the most significant deformation event for the finite geometry of the Taconic accretionary wedge, and it involved a piggyback progression that began during Arenigian time in the internal Humber zone (IHZ) and continued into the Caradocian in the EHZ. Our K-Ar results provide evidence for the occurrence of Early Devonian hinterland-directed tectonic transport and a related thermal overprint in the EHZ of southern Quebec. We suggest that the subsidence of the Appalachian foreland occurred simultaneously with hinterland-directed motion at the EHZ-IHZ boundary. And finally, for the first time, our structural and K-Ar study has documented evidence of a Late Devonian contraction in the EHZ. We attribute Late Devonian contraction to Acadian deformation, and we suggest that the Acadian Orogen progressed in the foreland direction, starting in the IHZ and the Dunnage zone during Middle Devonian time (ca. 375-380 Ma), to the EHZ during Late Devonian (ca. 365-370 Ma). In the EHZ, Acadian compression was rapidly followed by the relaxation of Acadian tectonic stresses at ca. 360 Ma, characterized by regionally developed normal faulting and related hydrothermalism.

The incremental evolution of the Taconic Orogeny, the nature and extent of Late Silurian-Early Devonian deformations, and the Late Devonian imbrications in the Taconic allochthons have all been documented for the first time. The final stages of hinterland-directed (Salinic?) deformation and the Acadian Orogeny took place during Late Silurian-Early Devonian and Late Devonian times, respectively. Documenting 1) that hinterland-directed transport on ductile shear zones is synchrone to supracrustal strike-slip and normal faulting and, 2) the occurrence of Acadian imbrications in the southern Quebec allochthons allowed us to propose a revised structural interpretation of the allochthons that bridges the tectonic evolution of the Northern Appalachians of mainland Canada and Newfoundland.

Further investigations into Appalachian foreland geometry in southern Quebec should focus on the late and brittle structures of the Grenvillian basement that crop out near or at the contact with the Saint Lawrence Lowlands to determine whether the Devonian subsidence documented in the EHZ represents a minor structural phenomenon or the reactivation of basement faults.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank J-L. Cézard, F. Huber, G. Morvan, R.A. Wendling, R. Wendling and T. Perrone for technical support at the Centre de Géochimie de la Surface (CNRS/ULP), C. Daoust and F. Goulet for assistance during fieldwork, and M. Laithier (UQAM) for drawing the figures. Financial support from the *Ministère de l'Éducation du Québec (Bourse d'Aide à la Mobilité)*, the *Fondation de l'UQAM*, the *Centre de Coopération Inter-Universitaire Franco-Québécoise*, the *Collège Doctoral Européen de l'Université Louis-Pasteur de Strasbourg*, and the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC; grant PG-105669 to A. Tremblay) were essential to the realization of this study. We would like to thank two anonymous reviewers who provided comments that improved this manuscript. V. Bodycomb (Vee Geoservices) provided the linguistic revision.

CHAPITRE II

FAULT REACTIVATION AND ILLITE K-AR SYSTEMATICS IN THE UPPER CRUST – THE CASE STUDY OF THE ST. LAWRENCE RIFT SYSTEM, CANADA

Sasseville, C.^{1,2,3}, Tremblay, A.¹ and Clauer, N.²

¹ Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal,
C.P. 8888, Succursale Centre-ville, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8
tremblay.a@uqam.ca

² Centre de Géochimie de la Surface (CNRS/ULP), Université Louis-Pasteur,
1 rue Blessig, 67084-Strasbourg, France
nclauer@illite.u-strasbg.fr

³ Current and corresponding address:
Consortium de Recherche en Exploration Minérale (CONSOREM), Université du Québec à Chicoutimi,
Chicoutimi, Québec, Canada G7H 2B1
Phone : 1 (418) 545-5011 ext. 2509 Fax : 1 (418) 545-5012
christian_sasseville@uqac.ca

II. Résumé

Le système de rift St-Laurent (SRSL) a été initié au cours du Protérozoïque tardif et différentes évidences suggèrent des épisodes de réactivation au cours de l'Ordovicien tardif, du Dévonien, du Carbonifère, du Jurassique, du Crétacé. L'absence de reconstitution précise de la géométrie du socle et de contraintes géochronologiques pour les failles du SRSL limitent notre compréhension de l'évolution structurale et donc l'influence de ces structures sur la localisation des failles du SRSL demeure énigmatique. Cette étude documente une série de réactivations dévoniennes. Ces évidences s'appuient sur la cartographie et l'analyse structurale détaillée de sites de failles typiques du SRSL ainsi que sur l'étude minéralogique, morphologique et isotopique (K-Ar) de roches de faille riches en argile (< 0.4 μm et 1-2 μm).

Les données K-Ar permettent de définir deux âges isochrones vers 435 Ma et 405 Ma. Ces événements de réactivation correspondent à une période de subsidence de l'avant-pays de l'orogénie appalachienne durant l'Ordovicien tardif-Silurien précoce, ainsi qu'à une période de subsidence associée à un système de failles normales au cours du Silurien tardif-Dévonien précoce. Il est suggéré que la localisation des failles cassantes a été contrôlée par la réactivation sélective de fabriques métamorphiques et d'un système de joints associés à des plis dans le socle grenvillien. La réactivation de la faille Saint-Laurent est contemporaine de la subsidence de l'avant-pays appalachien adjacent. La géométrie qui en résulte est celle d'un fossé où des failles à pendage vers le Sud-Est se sont développées dans le socle

métamorphique situé au Nord-Ouest du SRS et des failles à pendage vers le Nord-Ouest développées dans la couverture appalachienne située au Sud-Ouest.

Mots clés: St. Lawrence rift system, fault rocks, gouges, illite, K-Ar dating, fault reactivation

II. Abstract

The St. Lawrence rift system (SLRS) of eastern North America was formed during the Late Proterozoic; it displays evidence of subsequent reactivation in Late Ordovician, Devonian, Carboniferous, Jurassic and Cretaceous times, and shows evidence for the most active seismic activity in northeastern North America. The lack of precise reconstruction of the basement geometry and of geochronological constraints for faulting along the SLRS limits the understanding of its structural evolution and, consequently, the influence of basement structures on fault localization remains cryptic. Evidence for Devonian fault reactivation was obtained during this study, which is based on a detailed structural analysis and mapping of basement structures in typical fault sites of the SLRS, and on the mineralogical, morphological and K-Ar isotopic study of clay-rich fault materials (<0.4 μm and 1–2 μm).

The K-Ar data define two isochron ages at ca. 435 Ma and 405 Ma. Each of these faulting events corresponds to a phase of foreland subsidence of the Appalachian orogen during Late Ordovician–Early Silurian deformation in the external Humber zone, and during Late Silurian–Early Devonian subsidence related to a normal fault system. It is suggested that the brittle fault location has been controlled by selective reactivations of pre-existing metamorphic fabrics and fold-related joints in the Grenvillian basement. The Devonian reactivation of the St-Laurent fault has been contemporaneous with the subsidence of the adjacent Appalachian foreland. The resulting geometry is a graben with southeast-dipping faults developed in the crystalline basement to the NW of the SLRS and of northwest-dipping faults in the Appalachian cover to the SE.

Keywords: St. Lawrence rift system, fault rocks, gouges, illite, K-Ar dating, fault reactivation

2.1 INTRODUCTION

Continental rift systems generally form a dense network of steeply dipping normal faults extending to depths of 10 to 20 km, at which point the network merges into the brittle-ductile transition zone of the mid- to deep continental lithosphere (Gibbs, 1984; Lister et al., 1991). In old rift systems, this leaves permanent scars that represent zones of weakness susceptible to reactivation (McClay, 1995; Williams et al., 2002). The characterization and recognition of fossil rift structures can be, however, highly complicated in continental margins that underwent subsequent orogenic crustal compression because the rift faults may

have been obliterated by later episodes of ductile deformation, and/or reactivation into reverse or normal faults during crustal compression, syn-orogenic sedimentary loading and subsidence, or younger episodes of continental extension.

The St. Lawrence rift system (SLRS) is a major crustal structure in eastern North America (Fig. 2.1). From SW to NE, the rift faults roughly follow the northern shore of the St. Lawrence River between Montreal and Quebec City before continuing as submarine structures beneath the St. Lawrence River and Estuary to the NE of Quebec City (Kumarapeli and Saull, 1966; Tremblay et al., 2003). These faults are currently interpreted as a series of Proterozoic to early Paleozoic normal faults related to the opening of the Iapetus Ocean (Kumarapeli and Saull, 1966; Kumarapeli, 1985). The rift faults fringe the contact between the Grenvillian metamorphic basement to the NW and the Cambrian-Ordovician sedimentary rocks of the St. Lawrence Lowlands platform and/or the Appalachians orogen to the SE (Fig. 2.1). In southern Quebec, the SLRS trends NE-SW and represents a half-graben that links the NW-SE-trending Ottawa-Bonnechere and Saguenay River grabens (Fig. 2.1), both interpreted as Late Precambrian aulacogens (Kumarapeli, 1985). According to Shaw (1993), geological field observations, seismic data, and logs from deep wells collectively suggest that normal faults along the Laurentian margin were active from Late Precambrian to Late Ordovician with maximum displacement during Ordovician time. The rift faults crosscut the Upper Ordovician strata of the St. Lawrence Lowlands platform, thus yielding a lower age limit for fault formation and reactivation. However, the absence of rock strata younger than Upper Ordovician along the SLRS makes it difficult to precisely constrain the timing of the younger faulting increments. There is presently no consensus regarding the formation and reactivation of the rift faults during and after the opening of the Atlantic Ocean in the Mesozoic (Kumarapeli, 1985; Hayward et al., 2001; Rocher and Tremblay, 2001; Tremblay et al., 2003; Lemieux et al., 2003). Recently, Roden-Tice and Tremblay (2008) have reported apatite fission tracks evidence for Late Jurassic to Early Cretaceous tectonic inversion of faults related to the SLRS in the Quebec City and Charlevoix areas. Cenozoic faulting increments are even likely considering that the SLRS represents the most active seismic zone of eastern North America (Hasegawa, 1986; Adams and Basham, 1989; Du Berger et al., 1991; Lamontagne et al., 2000).

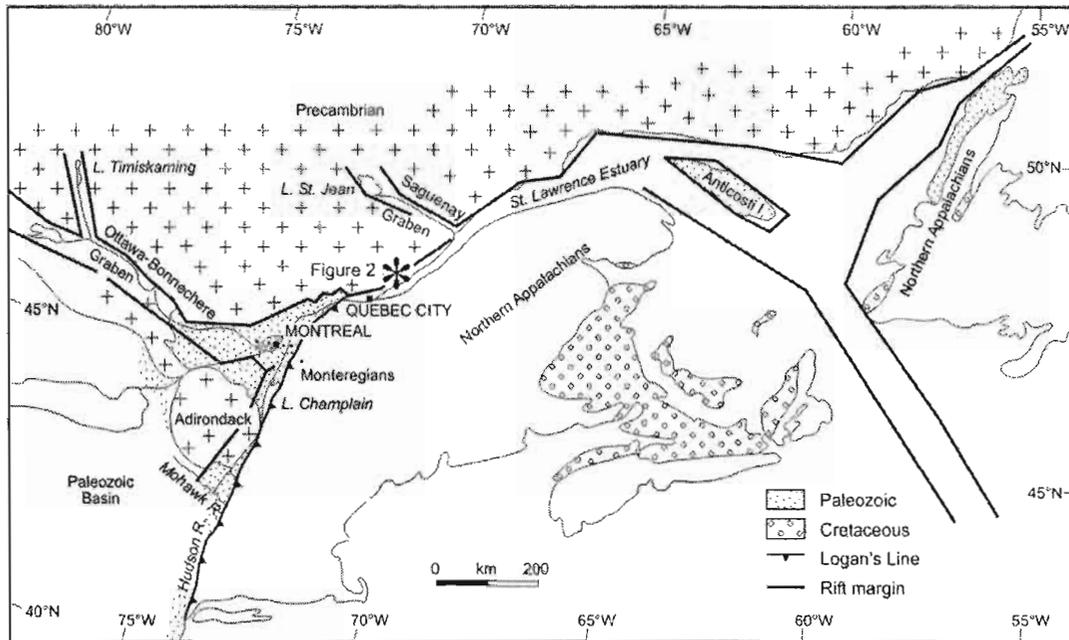


Figure 2.1: Location of the St. Lawrence rift system in eastern North America. Modified from Kumarapeli and Saull (1966).

This contribution presents new isotopic age constraints obtained from K-Ar investigation of clay-rich fractions of fault rocks related to the SLRS. The analyzed samples were collected from three fault zones between Quebec City and the Charlevoix area (Fig. 2.2). Specific areas along the rift system were remapped in order to investigate more precisely the role of basement structures on the location of rift faults and the possible reactivation/inversion of these structures. The selected sampling localities are representative of typical structures and faults related to the SLRS. Fault-rock samples were subjected to various analytical procedures, including clay K-Ar isotopic dating, mineralogy by X-ray diffraction (XRD), and morphology by optical (OM) and scanning electron microscopy (SEM), in order to properly address the problem of polyphased faulting.

2.2 GEOLOGICAL SETTING

The studied segment of the SLRS lies along the northern shore of the St. Lawrence River and extends for approximately 80 km along the St. Lawrence River, from Quebec City to the southwest to a locality known as Sault-au-Cochon to the northeast (Fig. 2.2). To the northwest of the rift faults, the bedrock consists of Grenvillian metamorphic rocks (high-grade orthogneiss, paragneiss, charnockite, anorthosite) and granitoids of the Laurentides Park Complex (Sabourin, 1973; Laurin and Sharma, 1975; Rondot, 1989). The metamorphic rocks that are currently exposed at the surface were equilibrated at a depth of ca. 20-25 km (Du Berger et al., 1991). Only a few K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data are available for these Grenvillian rocks, and suggest that tectonic uplift and cooling below ca. 300°C was more or less completed by 850 Ma (Anderson, 1988). Down-faulted Cambrian-Ordovician rock segments of the St. Lawrence Lowlands platform occur in the hanging wall of rift faults, to the south and southeast of the rift faults (Fig. 2.2). The St. Lawrence Lowlands platform is a non-metamorphic and only slightly deformed rift and passive continental margin sequence (Bernstein, 1991) that unconformably overlies the Grenvillian basement and is overlain by Middle to Late Ordovician foreland basin deposits (Lavoie, 1994). From the basal unconformity exposed in the footwall of the Montmorency fault in the Quebec City area (Osborne, 1956), the sedimentary sequence of the St. Lawrence Lowlands progressively thickens to the southwest, reaching more than 1.5 km in the Montreal region (St-Julien and Hubert 1975).

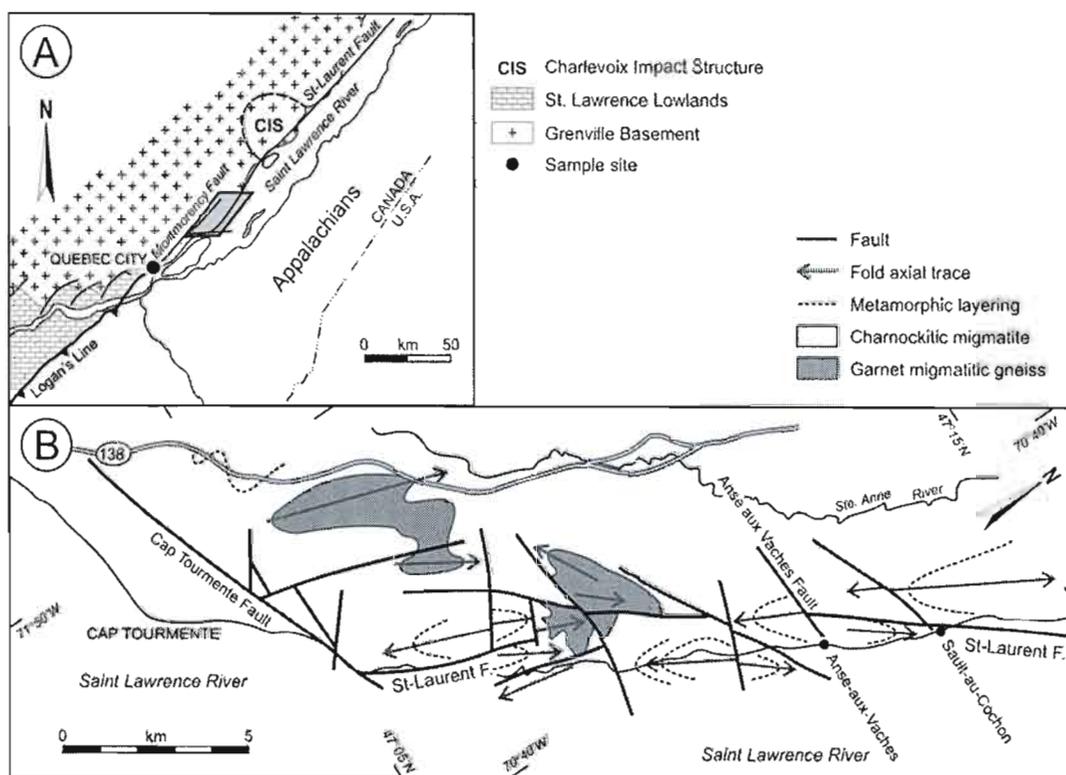


Figure 2.2: A) Location of sample 3 within the St. Lawrence Rift System in the Quebec City area; B) Basement structures between Cap Tourmente and Sault-au-Cochon, and locations of sample sites 1 and 2.

Few field studies were conducted on faults attributed to the SLRS. These faults have traditionally been described as normal faults (e.g., Osborne, 1956; Laroche 1983; St-Julien et al., 1983; Globensky, 1985; Bradley and Kidd, 1991), an interpretation that has been challenged by Shaw (1993) who applied a large-scale, sinistral strike-slip model to account for the formation of the brittle faults dissecting the Ordovician platform during oblique Appalachian compression. Lachapelle (1993) studied some segments of the Montmorency fault and argued, based on lineament analysis, that its location and orientation were controlled by pre-existing basement structures. He also stressed that some cataclasite-bearing fault rocks in the basement predated the Ordovician unconformity, and that the local occurrence of fault gouge along the Montmorency fault evidences fault reactivation in Late Ordovician times. Rocher et al. (2003) and Rocher and Tremblay (2001) conducted paleostress analyses of these brittle faults and structures in the Montreal and Quebec City areas, respectively, and argued for a complex tectonic history involving faulting during Iapetus rifting and fault reactivation during and following the formation of the Appalachian orogen. Rondot (1989) identified a series of NE-striking rift-related normal faults, typified by the St-Laurent fault, within the limits of the Charlevoix impact crater, and argued that fault breccias and pseudotachylytes of the area resulted from Devonian impact cratering rather than being the product of inherited or neofomed faulting (Rondot, 1998). However, Lemieux et al. (2003) and Tremblay et al. (2003) demonstrated that brittle fault rocks and pseudotachylytes occur well outside the Charlevoix impact crater, and are also related to faulting along the SLRS.

2.3 FIELD RELATIONS AND FAULT CHARACTERISTICS

The rift faults are mostly characterized by cataclastic breccias and microbreccias and by local occurrences of pseudotachylyte and foliated fault gouges. Tremblay et al. (2003) noted the presence of two dominant fault orientations showing mutual crosscutting relationships: NE-trending longitudinal faults subparallel to the rift axis, and EW- to NW-trending transverse faults. The Montmorency, Cap-Tourmente and St-Laurent faults are typical faults of the SLRS and their field characteristics have been described by Tremblay et al. (2003). The St-Laurent fault is a major longitudinal fault that cuts across the Charlevoix impact crater (Lemieux et al., 2003); it trends NE and extends for more than 100 km from

Cap-Tourmente to La Malbaie, at which point it continues as a submarine structure in the St. Lawrence River and Estuary (Rondot, 1989; Tremblay et al., 2003; Pinet et al., 2008). The Montmorency fault extends for 45 km, from Quebec City to Cap-Tourmente (Tremblay et al., 2003). The Cap -Tourmente fault, which trends eastward and is steeply south-dipping, has been interpreted as a transverse fault (Tremblay et al., 2003).

For this study, the structures of the Grenvillian basement and crosscutting brittle fault zones were studied from rock exposures occurring along the St. Lawrence River between Quebec City and Sault-au-Cochon (Fig. 2.2A). The shoreline of the St. Lawrence River between Cap Tourmente and Sault-au-Cochon offers, for instance, very good bedrock exposure and was mapped in greater detail (Fig. 2.2B). Three typical SLRS faults, the Montmorency, St-Laurent and Anse-aux-Vaches faults (new name), were selected for structural mapping and K-Ar analysis of fault material. The Montmorency and St-Laurent faults represent longitudinal faults, whereas the Anse-aux-Vaches fault forms a typical transverse fault (Fig. 2.2). The study area lies well outside the limit of the Charlevoix impact crater and we are thus confident that the observed structures and K-Ar data are not genetically related to, or have not been affected by the cratering event. The lithological and structural characteristics of the basement and fault rocks and sampling sites are described below. We used Sibson's (1977) classification (modified by Snoke et al., 1998) for the fault rock descriptions.

2.3.1 Basement characteristics

In the studied area (Fig. 2.2), the Grenville rocks consist of charnockitic and garnet migmatites of the Saint-Tite-des-Caps Group (Rondot, 1989). The charnockitic migmatite exhibits granuloblastic texture, consisting of K-feldspar (50-70%), quartz (10-30%) and pyroxene (<3%), with minor amounts of plagioclase. The garnet-enriched migmatitic gneiss contains K-feldspar (60-80%), quartz (~20%) and pyroxene (<3%), with variable amounts of plagioclase, garnet and sillimanite.

Regional mapping revealed the presence of northeast-trending domes in the core of which is exposed the garnet-bearing migmatite gneiss. This migmatite exhibits two different metamorphic fabrics, a penetrative fabric (S_1) consisting of a metamorphic layering defined by pyroxene-rich banding and a second fabric (S_2) expressed by flattened quartz grains

defining a weakly developed foliation and mineral lineation (L_2). WNW verging F_2 folds form the elongated domes, which are defined by the folded S_1 fabric. The average axial plane of the F_2 fold trends $N020^\circ$, and fold axes are doubly plunging (e.g., toward both the NNE and SSW; Fig. 3). The S_2 fabric is parallel to the axial surface, whereas the L_2 lineation defined F_2 fold axes. The F_2 folds are associated with a joint system that mainly consists of strike and cross joints, which are interpreted as AB and AC joints, respectively (cf. Hancock, 1985). A fewer amount of oblique joints are also present, and their acute angles are commonly bisected by the strike and cross joints (Figs. 2.4A, 2.4B).

The density of the joint-system distribution varies throughout the area. Corridors of densely jointed gneiss trending grossly East-West differs from weakly jointed domains. In the low-density domains, the joint spacing is at the m-scale, whereas the spacing in the high-density domains varies from 10 to 100 joints per m, locally culminating into brittle fault zones that offset the F_2 axial traces. The densely jointed domains sometimes exhibit corridors of breccia with limited clast rotation (i.e., protocataclasite) evolving into fault zones with offsets in the order of 0.5 to 1 km (Fig. 2.2B), and which were included into our joint dataset (Fig. 2.4C; Fig. A.1, Annexe A). The statistical distribution of joints and faults in the mapped area is illustrated on Figure 2.4C. The distribution is roughly bimodal and is characterized by surfaces that trend NNE (AB joints), and surfaces that trend WNW and ESE (AC joints). Both sets of joints can be divided into three subsets based on dominant trends: 020° , 035° and 060° for the AB joints; and 285° - 105° (WNW-ESE), 085° and 116° for the AC joints (Fig. 2.4C). The AB joints and related faults as well as the AC joints and related faults have orientations that correspond, respectively, to that of longitudinal and transverse faults as documented by Tremblay et al. (2003).

2.3.2 Fault-rock characteristics

Three types of fault-rocks were distinguished: fault injections (referred to as pseudotachylyte by Tremblay et al., 2003), cataclastic fault rocks (cohesive and uncohesive), and fault gouges (foliated and non-foliated).

Rocks of the cataclasite series are the most abundant fault-rock types encountered during this study. The cataclastic rocks occur within two different structural contexts with respect to the hosting gneiss, crosscutting the metamorphic fabric either at low- (Fig. 2.5A) or

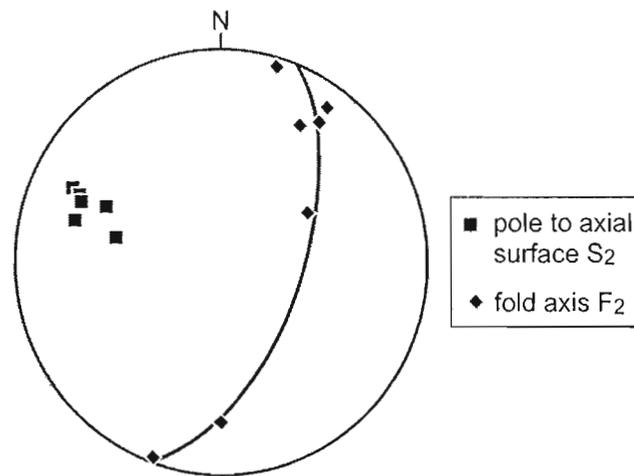


Figure 2.3: Lower hemisphere projection of structural elements for regional folds.

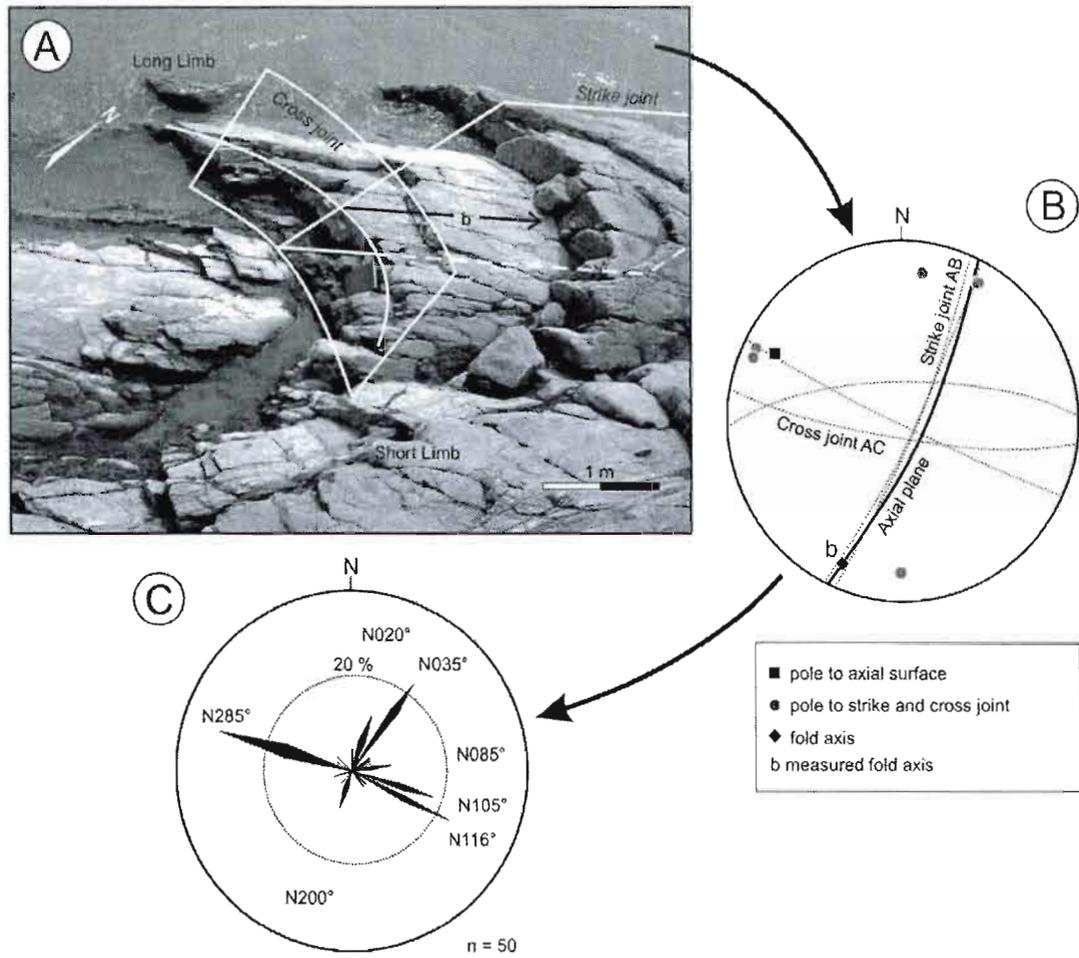


Figure 2.4: A) Photographs of outcrop-scale joint systems with sketch showing the relationship of the joint system to fold geometry in the crystalline basement; B) Lower hemisphere projection of outcrop-scale, fold-related joint systems; C) Rose diagram showing the distribution of joint and fault trends in the mapped area.

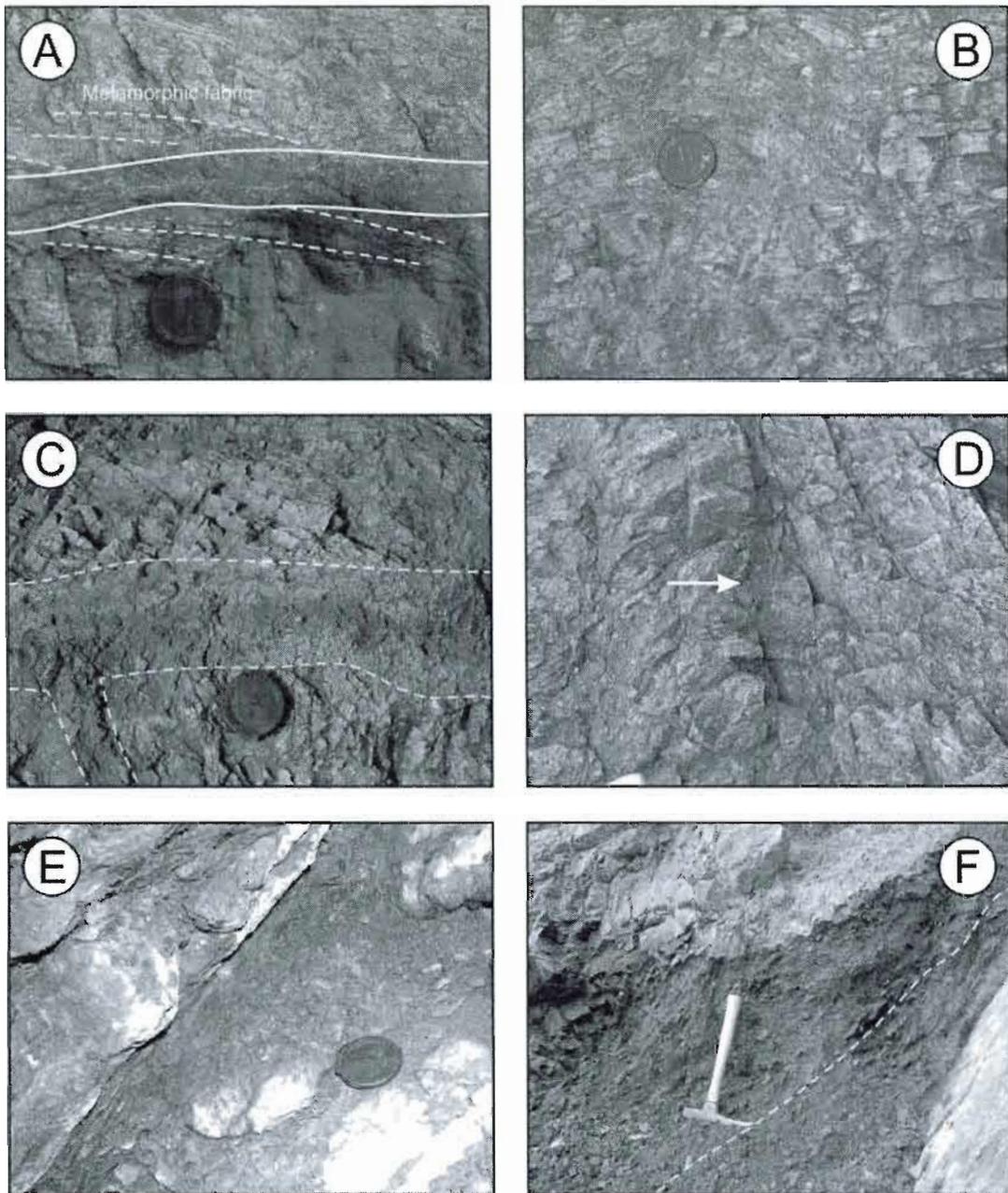


Figure 2.5: Photographs of fault rocks in the St-Laurent fault zone at site 1: A) Ultracataclasite crosscutting the metamorphic fabric in the host rock at a low angle; B) Protocataclasite developed in a kink band, crosscutting the metamorphic fabric in the host rock at a high angle from upper right to lower left; C) Dark-coloured injection (arrow) in fractured gneiss; D) Well-developed fault (dashed outline) in densely jointed gneiss showing zonation from cataclasite (pale grey) to ultracataclasite in centre (dark grey); E) Foliated fault gouge with gneissic clasts; F) Non-foliated fault breccia (above dashed line) in the hanging wall of foliated fault gouge (below dashed line).

high-angle (Fig. 2.5B). When the angle between the metamorphic layering and the crosscutting brittle faults is low, the fault is commonly marked by thin (ca. 5 cm) layers of ultracataclasite. In the case of a high-angle relationship ($> 15^\circ$), the brittle fault usually displays variable degrees of development, from protocataclasite (Fig. 2.5B) to ultracataclasite. In the field, the best developed faults show a typical zonation of facies that is commonly marked by the following variations, from hosting rocks to the core of the faults (Fig. 2.5B) at a scale ranging from cm- to m-wide: (1) densely jointed gneiss (10 to 100-plus joints per m), (2) fault breccia made up of cm- to dm-scale fragments, (3) protocataclasite, and (4) cataclasite-to-ultracataclasite. The cataclastic rock series are characterized by cm-scale clasts in a matrix of micro-crushed breccia made up of fine-grained and angular fragments of gneiss, feldspar and quartz. In thin section, the cement of the breccia matrix is made of randomly oriented clay and carbonate minerals that are replacing broken crystals of K-feldspar, plagioclase and pyroxene. Ultracataclasites are massive, hard and black, with finely crushed feldspar, sometimes creating a distinctive glassy texture at the outcrop scale. In thin section, ultracataclasites consist of a very fine-grained matrix made up of clay and carbonate minerals encompassing well-rounded clasts of isotropic material and reworked ultracataclasite fragments. Contacts with the host rocks (i.e., gneiss or cataclasite) are usually diffuse over a few cm and marked by locally abundant carbonate veining.

The fault injections are several mm to several cm thick and were observed in densely fractured gneiss, cataclasite and fault gouge. At the macroscopic scale, they appear as dark and shiny or rusty-coloured material (Fig. 2.5D). In thin section, they exhibit diffuse margins with the host-rocks, as well as a peculiar patchy assemblage of carbonate minerals and isotropic material. In thin section, the isotropic material commonly contains quartz veins, which include pyrite and pyrobitumen inclusions. Although the textural aspect of the rocks suggests a melt origin for the glassy isotropic material (pseudotachylyte), this is considered unlikely because the formation of pseudotachylyte along faults by spontaneous melting requires dry environment (cf. Warr and Cox, 2001), whereas the overall occurrence of carbonate minerals in these rocks implies a fluid-rich tectonic environment. We believe that these fault rocks are more likely the result of fluid-driven injections during faulting, an interpretation which is supported by the absence of devitrification textures, and we consider

that the isotropic material making up these rocks consists of very fine-grained particles, most probably clay minerals.

Fault gouge is either cohesive and foliated, or uncohesive and non-foliated. The foliated fault gouge consists of a minor amount of clasts of gneiss, carbonate rocks or reworked cataclasite (Fig. 2.5E) in a foliated mass of clay. In thin section, the gouge consists predominantly of a chlorite-rich matrix mixed with rounded and very fine (i.e., mm-scale) grains of quartz and of micro-crushed breccia and ultracataclasite. Millimetre-scale quartz veins in the foliated gouge contain pyrobitumen inclusions in the Montmorency fault and pyrite in the St-Laurent fault. The uncohesive and non-foliated fault gouge and breccia consist in randomly-oriented aggregates of chlorite in a clay groundmass (Fig. 2.5F). In thin section, these fault rocks include quartz grains and well-rounded reworked clasts of cataclastic rocks as well as quartz veins including pyrite or pyrobitumen inclusions.

2.3.3 Sampling sites and fault-rock field relationships

We sampled three rift faults for K-Ar analysis: the Montmorency and St-Laurent faults, and a fault located in the Anse-aux-Vaches fault (new name) (Fig. 2.2). The Montmorency fault extends NE from Quebec City and cuts the western extremity of the Cap-Tourmente faults (Fig. 2.2). Along its strike, the Montmorency fault either marks the contact between the basement and the St. Lawrence Lowland or crosscuts limestone rocks of the latter. Near Quebec City, it is associated with a fault scarp of ca. 80 m at the Montmorency Falls, where rock units of the St. Lawrence Lowland are found on both sides of the fault. They occur as flat-laying Middle Ordovician carbonates unconformably overlying the Proterozoic basement in the footwall of the fault, and as SE-dipping tilted strata of Upper Ordovician siliciclastic rocks in the hanging wall (Osborne, 1956). The fault throw of the Montmorency fault is not precisely known, but stratigraphical data in the Quebec City area suggests that it is less than 150 m (Lavoie, personal communication in Tremblay et al., 2003). There are, however, several offshore faults subparallel to the Montmorency fault, and the depth to basement determined by seismic profiles (Société québécoise d'initiatives pétrolières, 1974) and by cross-correlations with depth-to-basement determined in oil exploration wells (Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1974) suggests a vertical cumulative down-throw value of approximately 1 km (Nadeau et al., 1994). The

Montmorency Falls provide an exceptional access to the Montmorency fault. The footwall consists of a Grenvillian gneiss and the gently dipping metamorphic fabric appears as a shallowly plunging intersection lineation on the fault scarp. The gneiss is densely fractured along the fault-related damage zone, extending for at least 10 m into the footwall. Massive, rust-coloured carbonate injections fill some of the fractures. The Montmorency fault displays there 1–5 m of cohesive cataclasite and a 30 cm-thick layer of foliated gouge immediately beneath the contact with the sedimentary rocks of the hanging wall. We sampled the cataclasite and the foliated fault gouge for the K-Ar isotopic analyses (Table 2.1).

At Sault-au-Cochon, the St-Laurent fault is associated with a topographic escarpment of ca. 800 m, which corresponds to a minimum value of fault throw (Tremblay et al 2003). Rondot (1989) estimated the vertical fault throw for the St-Laurent to be ca. 2 km in the Charlevoix area. The quality of exposure of the St-Laurent fault is such that Sault-au-Cochon can be considered as a type locality (Tremblay et al., 2003). The detailed mapping of a 200 m long section of the St-Laurent fault at Sault-au-Cochon provides critical field observations. The NE fault trend is almost parallel to the local metamorphic layering on the limb of regional F_2 folds (Fig. 2.2), which dips moderately to steeply toward the SE. The southwestern extremity of the fault is truncated by the Anse-aux-Vaches fault (see below), whereas its northeastern extremity continues offshore into the St. Lawrence River and reappears onland in the Charlevoix area. The damage zone of the St-Laurent fault is up to 50 m thick. From the footwall to the hanging wall, it displays a succession of ultracataclasite, cataclasite, cohesive foliated fault gouges and uncohesive nonfoliated fault breccia. The foliated fault gouge includes clasts of ultracataclasite, cataclasite and gneiss. The uncohesive and nonfoliated fault breccia appears to have developed within the foliated gouge and shows mm-scale clasts of sedimentary, metamorphic and igneous rocks. The central damage zone is approximately 30 m wide and its dominant fault rock-type is a cataclasite. The fault zone itself is grossly defined by more than 10 parallel layers of ultracataclasite, each of them being 5 to 10 cm thick and trending subparallel to the metamorphic layering. This metamorphic layering locally displays cm- to m-wide zones of kink-bands that bridge the various layers of ultracataclasite. The axial-planar surfaces of these kinks are marked by protocataclasite, cataclasite and/or fault injections (Fig. 2.5B), whereas the adjacent gneiss is densely-jointed.

Table 2.1
Sample description and relationships

Sample	Location	Lithology	Observation
1	1	Ultracataclasite	Massive, hard and black fault rock
2	1	Cataclasite with pseudotachylite veinlets	
3	1	Cataclasite	Massive body of cataclasite
4	1	Foliated fault gouge	Gouge material only
5	1	gneiss	gneiss clast within sample 4
6	1	fault gouge	
7	2	Ultracataclasite	Anse-aux-Vaches
8	3	Cataclasite	Includes claste of gneiss and carbonate
9	3	Foliated fault gouge	Includes claste of carbonate solely

The co-existence of cohesive foliated fault gouge and uncohesive, nonfoliated fault breccia along with ultracataclasite and cataclasite suggests a polyphased faulting history for the St-Laurent fault, at least at Sault-au-Cochon. To test such a hypothesis, we sampled an ultracataclasite from a layering-parallel fault zone, a cataclastic rock occurring in the kink bands within a 20-m thick section of the fault, as well as cohesive foliated fault gouge and uncohesive non-foliated fault breccia for K-Ar analysis.

The Anse-aux-Vaches fault is well-exposed on the shore of the St. Lawrence River. The fault corresponds to a prominent lineament trending E-W, which can be traced for 4 km, and along which the fault zone has been observed. The Anse-aux-Vaches fault trends toward the east and dips moderately (75°) toward the south and consists of a 2 m thick zone of ultracataclasite. It offsets the axial trace of a regional F_2 antiform. Based on our mapping (Fig. 2.2; A.1, Annexe A), an apparent dextral offset suggests approximately 1 km of horizontal displacement. Along the St. Lawrence River, carbonate rocks of the St. Lawrence Lowland constitute the hanging wall of the Anse-aux-Vaches fault. A topographic escarpment of approximately 800 m along the fault trace is considered as a minimum value of fault throw. At the sampling site for K-Ar analysis, the hanging wall of the fault consists of limestones belonging to the St. Lawrence Lowland platform, and the footwall of a densely joint gneiss. We sampled the ultracataclasite developed in gneiss for K-Ar analysis (Table 2.1).

2.4 CLAY MINERALOGY, MORPHOLOGY AND K-AR ISOTOPE SYSTEMATICS

2.4.1 Sample preparation and analytical procedure

The matrix material of the fault rocks was carefully separated from visible clasts and gently crushed after the weathered parts were removed. The $>125 \mu\text{m}$ size fraction was discarded by sieving, whereas the remaining material was subjected to a 5-minute ultrasonic disaggregation. The $<2 \mu\text{m}$ size fraction was then separated by settling in distilled water according to Stoke's law. Two subfractions, fine (<0.2 or $<0.4 \mu\text{m}$ when the $<0.2 \mu\text{m}$ fraction was non-existent; and coarse ($1-2 \mu\text{m}$) subfractions were obtained by ultracentrifugation. Each size fraction was then smeared wet on glass section and analyzed four times by X-ray diffraction (XRD): after regular drying at room temperature, ethylene-glycol impregnation, hydrazine impregnation, and heating at 490°C for 2 hours to record four different patterns

used routinely for identification of the clay components (Larqué and Weber 1975; Moore and Reynolds, 1997). Illite and chlorite crystallinity indices (ICI and CCI, respectively) were determined according to the procedure of Glasmacher et al. (2003), and powders of all fine (<0.2 or <0.4 μm) fractions and some coarse (1–2 μm) fractions were analyzed by the K-Ar method following a procedure close to that described by Bonhomme et al. (1975). Potassium analyses were carried out by flame spectrometry with an external accuracy better than $\pm 2\%$. Argon isotopic results were controlled by measuring the international GLO-glaucosite standard for which the radiogenic ^{40}Ar averaged $24.66 \pm 0.35 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ STP (2σ) for six independent determinations, the recommended value being $24.57 \pm 0.60 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ STP (Odin, 1982). The $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of atmospheric Ar was also analyzed during the course of the study averaging 287.9 ± 0.9 (2σ) for ten independent determinations. The radiogenic ^{40}Ar content of the residual gases in the extraction line and mass spectrometer was systematically checked before each analysis because we intended to use isochron diagrams and Harper's plots (1970). The measured content was systematically less than $1 \cdot 10^{-8} \text{cm}^3$, indicating that there was no significant external ^{40}Ar contamination of the analyzed fractions. The Isoplot software version 3.0 of Ludwig (2003) provided the mathematical formulation to reduce the K and Ar data into K-Ar isochron ages, and the usual radioactive decay constants were used for the age calculations (Steiger and Jäger, 1978).

Petrographic observations were made by optical microscopy (OM) on thin sections, and by scanning electron microscopy (SEM) with an energy dispersive X-ray analyzer (EDS, Si(Li) detector) on freshly-fractured rock slabs coated with gold.

2.2.4 Clay mineralogy, morphology and textural habitus

A total of nine samples of various types of fault rocks were collected for a detailed morphological examination and K-Ar analysis. Table 2.1 provides the basic information regarding the sampling sites, fault-rock components and other relevant information. The mineralogy of the <125 μm fractions comprises variable amounts of quartz, plagioclase, K-feldspars, chlorite and illite, the latter of which containing 5 to 50% of smectite-rich, illite-smectite mixed-layers (Table 2.2). Most samples also contain accessory amounts of carbonate minerals. Table 2.3 summarizes the proportions of illite, illite-smectite mixed-layers, smectite, chlorite, kaolinite and K-feldspar in the analyzed fault material, along with the

Table 2.2
Whole-rock mineralogy of samples

Sample	Quartz	Plagioclase	K-feldspath	Illite	Mixed-layer illite-SEMECTITE	Chlorite	Carbonate
1	xx _a	xx	x	ac	ac	xx	ac
2	xx	x _b	x	x	ac	xx	ac
3	xx	xx	x	ac	ac	xx	ac
4	xx	xx	ac	ac	- _d	xx	x
5	xx	xx	x	ac	ac	xx	x
6	xx	xx	x	ac	ac	xx	ac
7	xx	x	x	ac	-	xx	ac
8	xx	ac _c	ac	ac	x	xx	xx
9	xx	ac	x	ac	x	xx	ac

Note: _amajor >20%; _bminor <20%; _caccessory <5%; _dnot detected.

Table 2.3
Clay size-fraction mineralogy

Sample	Size fraction (μm)	Illite (%)	[001] FWHM ($^{\circ}\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha}$)	Mixed Layer (%)	Smectite (%)	Chlorite (%)	[002] FWHM ($^{\circ}\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha}$)	Kaolinite (%)	K-spar (%)	amorphous
1	< 0.4	~2	0.22	6	11	47	0.27	20	14	-
2	1-2	10	0.29	4	7	49	0.25	-	30	yes
	< 0.2	13	0.50	10	9	39	0.34	26	~3	-
3	< 0.2	~2	0.50	8	14	55	0.28	13	8	-
4	1-2	4	0.39	~3	16	62	0.30	10	5	yes
	< 0.2	~2	0.64	5	19	43	0.47	31	-	-
5	< 0.2	~2	1.02	11	17	40	0.44	28	~2	-
6	< 0.4	~3	0.79	~2	15	50	0.44	30	-	-
7	< 0.2	~1		4	12	34	0.38	23	26	-
8	< 0.2	26	1.04	40	17	17	0.28	~ _b	-	yes
9	< 0.2	23	1.14	49	6	13	0.36	-	9	-

Note: _aTrace <3% but above background; _bnot detected.

percentage of amorphous material and the ICI and CCI. The different size fractions contain mainly chlorite (13–62%), illite with illite-smectite mixed-layers (4–23%, with the fractions of samples 8 and 9 containing up to 66% and 72%, respectively), smectite (6–19%) and kaolinite (13–31%, with almost none in the samples 8 and 9). In addition, the separated size fractions also contain significant amounts of K-feldspar (14–30% in the size fractions of samples 1, 2 and 7).

The ICI values for the different size fractions range from 1.14 to 0.22, which is representative of diagenetic to epizonal metamorphic conditions. The CCI ranges from 0.47 to 0.25, which is also indicative of mineral (re)crystallization under diagenetic to epizonal conditions. A graphic correlation between ICI and CCI was used to better discriminate the metamorphic grade variations of the analyzed samples (Arkai, 1991). The data points of the fine fractions show a bimodal distribution (Fig. 2.6), with clay fractions of the St-Laurent fault yielding lower ICI values than those of the Montmorency fault, implying that more illite-smectite mixed-layers occur in the latter fault-rock samples. It is also worth mentioning that in agreement with thin-section observations (see above), the elevated background observed in the high-incidence angle portion of some of the XRD patterns suggests the occurrence of amorphous components, such as organics that induce higher background reflections.

Although clay minerals have never been reported before in metamorphic Grenville basement-rocks of the studied area (Sabourin, 1973; Laurin and Sharma, 1975; Anderson, 1988; Rondot, 1989; Du Berger et al., 1991), the XRD mineralogical investigation documents the occurrence of clay minerals in all brittle fault rocks crosscutting the Grenvillian crystalline rocks. The presence of large amounts of illite-smectite mixed-layers, together with smectite and kaolinite, has been attributed to intense fluid circulation and elevated water-rock ratios during clay formation (e.g., Clauer et al., 1992; Clauer et al., 1995), and we believe this is the case for the authigenesis of the K-bearing minerals used here for K-Ar dating. Furthermore, these combinations of mixed-layer minerals with highly crystallized illite-type particles suggest that the fluids were probably depleted in alkali elements, therefore allowing the precipitation of a limited amount of illite mixed along with K-depleted minerals, such as chlorite, kaolinite and smectite-rich illite-smectite mixed layers.

Scanning electron microscope imaging of sample fragments, combined with energy dispersive X-ray analyses of cataclastic fault rocks and fault gouges allowed distinction of two clay mineral morphologies: (i) the Type I consists of large particles (10–20 μm) of subhexagonal platy chlorite crystals in ultracataclasite (Figs. 2.7A and 2.7B; samples 1 and 7, respectively) and in the cataclastic matrix of fault breccia (e.g., samples 2, 3 and 8); and (ii) the Type II, which consists of finely bladed illite and chlorite particles (Fig. 2.7C). The relationships observed in sample 1 show that ultracataclastic rocks containing Type I chlorite were overprinted by fault injections, resulting in corroded edges for the Type I chlorite and the crystallization of finely bladed Type II illite (Fig. 2.7A). Contrastingly, fault gouges (samples 4 and 6; Figs. 2.7D and 2.7E) reveal growth features in which Type II illite and chlorite crystallized in slickenside structures and pressure shadows around some clasts (sample 9; Fig. 2.7F). Slickenside structures occur on the foliation surface within the foliated fault gouge (Fig. 2.7D).

2.4.3 K-Ar results

The individual K-Ar age data range from 348 ± 16 Ma to 466 ± 15 Ma for the fine fractions extracted from nine fault-rock samples (<0.2 or <0.4 μm fractions), whereas the two coarser (1–2 μm) fractions yield 356 ± 15 and 522 ± 14 Ma. The fine fractions from fault gouge of the St-Laurent fault yield individual K-Ar values varying between 348 ± 16 and 384 ± 17 Ma for samples 4, 5 and 6, whereas those from the ultracataclasite and cataclasite samples 1, 2 and 3 of the St-Laurent and the Anse-aux-Vaches fault sample 7 yield systematically higher K-Ar values, ranging from 394 ± 14 to 466 ± 15 Ma (Table 2.4). The cataclasite sample 8 and the foliated fault-gouge sample 9 from the Montmorency fault yield 443 ± 10 Ma and 465 ± 10 Ma, respectively.

The coarse (1–2 μm) fraction of sample 2 yields a K-Ar age that is significantly higher (i.e., 522 ± 14 Ma) than that of the other samples, suggesting the occurrence of a larger amount of Grenvillian-inherited K-feldspar that was only partly reset, which is supported by the abundant K-feldspar (ca. 30%) in the fraction. Partly reset Proterozoic K-feldspar mixed with authigenic illite can cause old apparent K-Ar ages, explaining the K-Ar data for the coarse material of sample 2, although one cannot assume that all K-feldspar is of

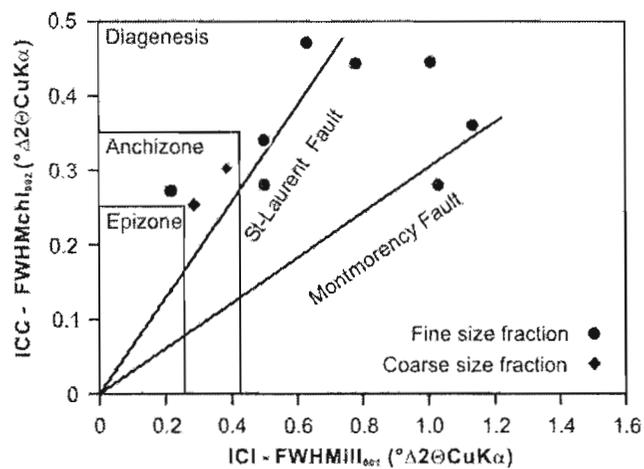


Figure 2.6: Diagram illustrating the variations in the illite crystallinity index (ICI) versus the chlorite crystallinity index (CCI) for the fine and coarse size fractions of the samples from the St-Laurent and Montmorency faults. FWHM = full width at half maximum.

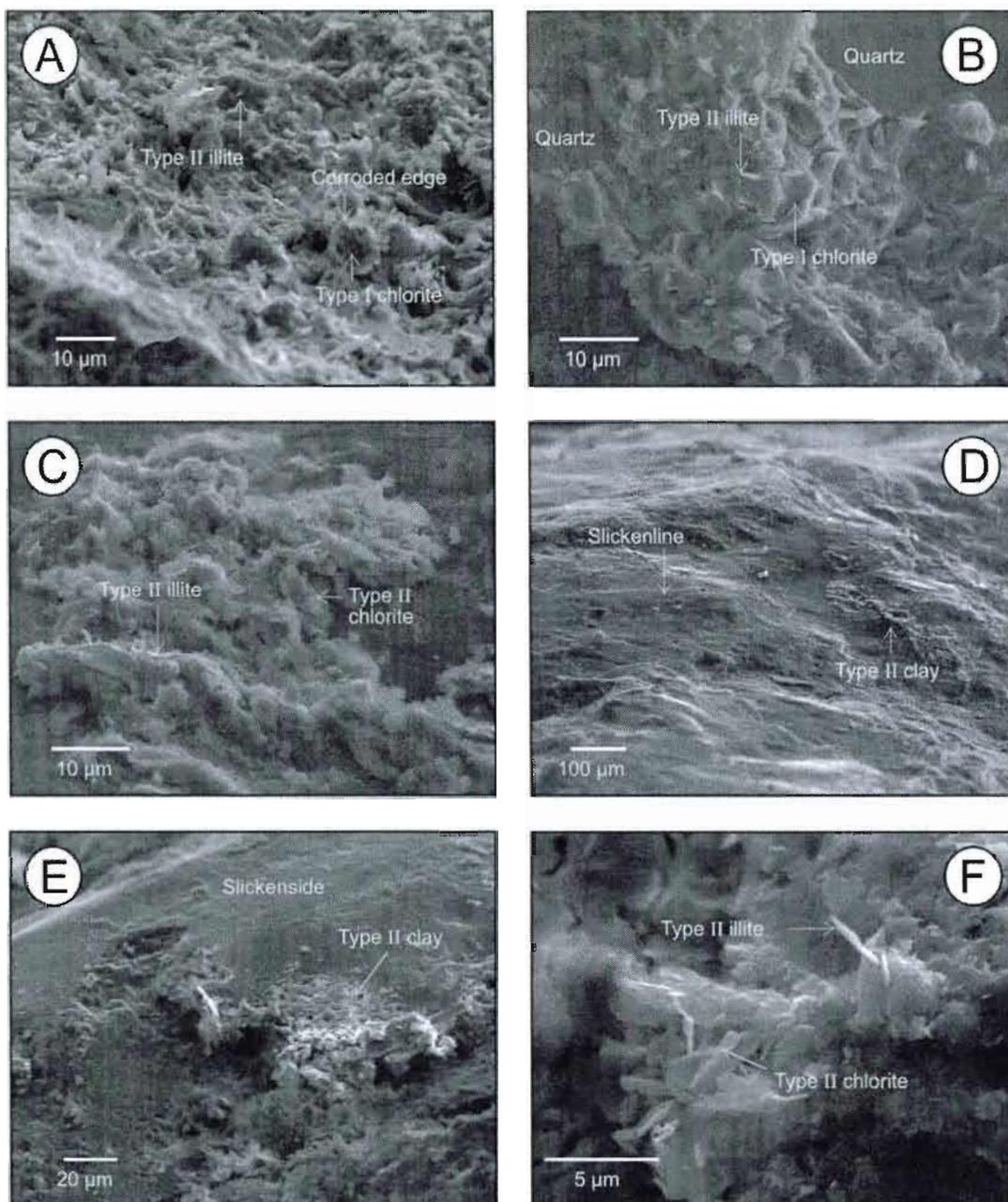


Figure 2.7: SEM images exhibiting: A) Type I chlorite with corroded edges and Type II illite in sample 1; B) Randomly oriented Type I chlorite and Type II illite in the cataclasite matrix of sample 3; C) New growth of Type II finely bladed chlorite and illite on a slip surface in the foliated fault gouge of sample 4; D) Growth of Type II clays on a slip surface in the foliated fault gouge of sample 4; E) New growth of Type II clays at the edge of a slip structure in the fault gouge of sample 6; F) Growth of Type II illite and chlorite in a pressure shadow around a clast in the foliated gouge of sample 9.

Table 2.4
K-Ar data

Sample	Size fraction (μm)	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar* _z (%)	⁴⁰ Ar* _z (10 ⁻⁶ cm ³ g ⁻¹ STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar	Age \pm 2 σ
1	< 0.4	4.01	92.27	61.53	3821	127260	422 \pm 11
2	1-2	4.24	96.83	82.69	9334	256390	522 \pm 14
	< 0.2	3.15	93.50	54.00	4510	136043	466 \pm 15
3	< 0.2	3.88	88.88	55.50	2657	91480	397 \pm 11
4	1-2	1.22	77.54	15.46	1315	44606	356 \pm 15
	< 0.2	0.92	88.10	12.70	2488	87950	384 \pm 17
5	< 0.2	2.18	90.20	30.10	3123	113700	383 \pm 14
6	< 0.4	0.45	67.13	5.56	899	27045	348 \pm 16
7	< 0.2	4.07	90.80	74.70	3294	88495	394 \pm 14
8	< 0.2	5.19	94.40	83.90	5245	169499	443 \pm 10
9	< 0.2	5.38	79.20	91.90	1419	36438	465 \pm 10

Note: *radiogenic

detrital origin. Sample 7, for instance, yields a K-Ar age of 394 ± 14 Ma despite its high K-feldspar content, showing again that a careful interpretation of the K-Ar data should be exercised.

The K_2O vs. ^{40}Ar diagram was used to better address the problem of detrital inheritance in the fault rocks (cf. Harper, 1970; Clauer and Chaudhuri, 1995; Fig. 2.8). It shows that four data points from the St-Laurent fault (samples 1 and 2) and from the Montmorency fault (samples 8 and 9) fit along a line intersecting the ordinate very close to the origin ($-1.67 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ radiogenic ^{40}Ar for 0% K_2O). A second line consisting of 5 data points (of the samples 4, 5, 6 of the St-Laurent fault and sample 3 of the Anse-aux-Vaches fault) with a slightly lower slope has similar characteristics, with an initial value very close to the origin for both parameters ($-1.36 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ radiogenic ^{40}Ar for 0% K_2O). Two additional data points plot above these two lines. The relationship between the K_2O and radiogenic ^{40}Ar contents outlined by the two regression lines with initials very close to the origin for both intercepts, suggests that the ^{40}Ar content is strictly proportional to the K content in these fractions, indicating a homogeneous illite population of authigenic origin. Such relationship also implies that the K-Ar results of the rock fractions of the St-Laurent fault do not result from mixtures of authigenic and detrital material. Contrastingly, the size fractions of samples 2 and 7 appear to be mixtures between material of detrital and authigenic origins with the origin of their correlation line way below zero.

The K-Ar data were also plotted in a $^{40}K/^{36}Ar$ vs. $^{40}Ar/^{36}Ar$ diagram (Fig. 2.9), which shows that the data define two distinct arrays with slightly different slopes. The lower isochron yields a calculated age of 406 ± 22 Ma for five data points corresponding to the samples 3, 4, 5 and 6. The second isochron age is 436 ± 45 Ma for 4 size fractions from samples 1, 2, 8 and 9. The initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ value of the former is 162 ± 92 (Fig. 2.9). This value is reasonably close to the theoretical atmospheric $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratio of 295.5 for a representative isochron according to Aldrich and Nier (1948), and given that this ratio corresponds systematically to 287.9 ± 0.9 , which was obtained on the mass spectrometer used for the study (at the *Centre de Géochimie de la Surface* at Strasbourg). Meaningful isochron arrays should have Mean Square Weight Deviates (MSWD) close to unity, as the scatter around the line should be limited considering an initial isotopic homogeneity for nucleating clay particles. Due to the limited number of samples in a typical data set, the MSWD is often

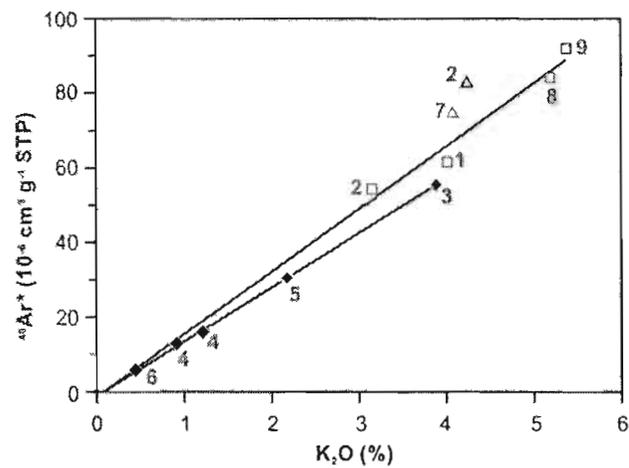


Figure 2.8: K_2O versus radiogenic ^{40}Ar diagram for the studied size fractions of the samples from the St-Laurent, Anse-aux-Vaches and Montmorency faults.

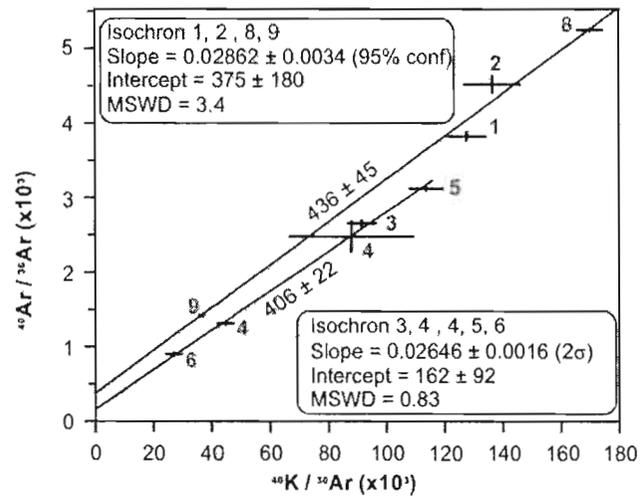


Figure 2.9: $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ diagram with the data from studied size fractions of the St-Laurent, Anse-aux-Vaches and Montmorency faults defining two isochrons.

larger than 1.0 and Brooks et al. (1972) believe that 2.5 is an acceptable cut-off for the definition of an isochron. Here, the value is of 0.83 (Fig. 2.9). The initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ value of the second isochron is 375 ± 180 (Fig. 2.9), which again is reasonably close to the above reported atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios. The MSWD value of 3.4 is slightly beyond the value suggested by Brooks et al. (1972) for a meaningful isochron, but it should be kept in mind that slight data scatters and consequently higher MSWD values may result from data points plotting far from initials of the arrays. In summary, the K-Ar results suggest that the St. Lawrence rift system experienced two (tectono)thermal events at 436 ± 45 and 406 ± 22 Ma in the studied area. The latter Early Devonian event induced faulting and crystallization of illite-type minerals as characterized by the textural analysis detailed above, with authigenic illite growth in slickenside structures within fault gouges. It was preceded by an older faulting event during the Silurian subsidence of the Appalachian foreland as suggested by the regional geology (Sasseville et al., 2008; see below). However, these results do not preclude other faulting events, either older or younger, as suggested by the coexistence of cohesive and incohesive fault breccia along the St-Laurent fault (see Figs. 2.5D, 2.5E and 2.5F) and the occurrence of Middle to Late Jurassic Apatite fission-track ages along the SLRS (Rodentice and Tremblay, 2008).

2.5 DISCUSSION

From analytical results that were presented, three elements are of interest for a more detailed discussion: (1) the significance of the occurrence of smectite-enriched clay minerals in the fault gouge; (2) the geological meaning of the K-Ar data at a regional scale; and (3) the tectonic implications of these K-Ar ages for the St. Lawrence rift system.

2.5.1 Significance of smectite and illite-smectite mixed-layers

Clay parageneses have often been described as systematically transforming into an assemblage of illite and chlorite under increasing metamorphic conditions (e.g., Dunoyer de Segonzac, 1969, and many others since). Alternatively, the occurrence of smectite in a clay mineral assemblage is typically attributed to continental weathering processes and discrete diagenetic processes (e.g., Price and McDowell, 1993; Zhao et al., 1999) or to hydrothermal activity (e.g., Clauer et al., 1992; 1995) below the usual upper stability temperature of

~100 °C of smectite, or even to epimetamorphic conditions of alteration in a K-depleted environment such as it is for carbonate rocks (e.g., Dunoyer de Segonzac and Brenoulli, 1976; Huon et al., 1987; Burkhard, 1988). The sample preparation that was used during our study, including removal of any weathered parts of the sampled rock, precludes the possibility of a weathering origin for the smectite, whereas the absence of K-depleted rocks in the studied geologic environment rules out an epimetamorphic crystallization. As all samples are fault rocks, it can be safely assumed that the occurrence of smectite in these rock is more likely related to the migration of hot hydrothermal fluids (late diagenetic thermal conditions of ca. 150-250° C) that appear to have not been significantly enriched in K, as the most abundant clay minerals are chlorite, kaolinite, smectite and smectite-rich illite-smectite mixed layers.

2.5.2 Significance of K-Ar isotopic data

The K-Ar isochron ages for fault gouge samples obtained here suggest the occurrence of two faulting events along the SLRS, at 436 ± 45 and 406 ± 22 Ma, with the restriction that the cumulated uncertainties make that the ages overlap. This uncertainty is increased by the fact that the older isochron age cannot be correlated with confidence to any particular tectonic event among those that have been documented in the Quebec Appalachian orogen for a 481-391 Ma age range. Such an age range includes, for instance, the tectonic subsidence related to the deposition of the Appalachians foreland basin sediments on top of the St. Lawrence Lowland platform carbonates (Lavoie, 1994), and the obduction of the oceanic domain and related regional metamorphism as well as the onset of back-thrusting deformation documented in the internal Humber zone by Tremblay and Castonguay (2002). In addition, faulting episodes at about 450 and 410 Ma were also described in the external Humber zone of the southern Quebec Appalachians by Sasseville et al. (2008), and they are attributed to the final stage of the Taconian compression in Late Ordovician times, and to the onset of a crustal extension during the Early Devonian, respectively. The second K-Ar isochron age at 406 ± 22 Ma is, however, in the age range of the D₃ deformational event (ca. 410-390 Ma), and is characterized by normal supracrustal faults in the external Humber zone (Sasseville et al., 2008) and ductile shear zone the internal Humber zone of southern Quebec (Castonguay et al., 2007).

Despite the fact that no Silurian-Devonian sequences were preserved in the external Humber zone, nor in the onshore exposure of the St. Lawrence Lowland in the studied area, we documented a reactivation of the St-Laurent fault and the Anse-aux-Vaches in the Silurian-Devonian time by directly dating fault rocks in those faults. The isochron age of 406 ± 22 obtained from clay fractions in the St-Laurent and Anse-aux-Vaches faults combined with the extensional structures documented in the Humber zone (Sasseville et al., 2008; Castonguay et al., 2007) suggest that the reactivation of the St-Laurent fault is related to the D₃ deformation event in the Humber zone. Thus, the Early Devonian reactivation SLRS faults and D₃ structures in the Humber zone (Sasseville et al., 2008) are also likely contemporaneous with the development of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs (Tremblay and Pinet 2005) and the sedimentary records of the Gaspé Belt. The reactivation of the St-Laurent fault appears, therefore, to occur during a regional extension event affecting the Laurentian margin in Early Devonian time (406 ± 22 Ma).

2.5.4 Tectonic implications for the St. Lawrence rift system

Brittle faults that are related to the SLRS in the study area trend parallel to the various joint systems developed in the Grenvillian basement (see above; Fig. 4). The subsets that trend 020° and 035° are respectively sub-parallel to the AB joint system and to the long limbs F₂ folds in the basement (Fig. 4c). The 285° and 105° directions are subparallel to the AC joint system, and the 085° and 116° directions are sub-parallel to the oblique joint system. Such a parallelism between the mean orientations of rift faults and the fold-related joints and fabrics in the Grenvillian basement suggests that pre-existing structures likely played a role in the development of the SLRS faults and related structures. Furthermore, the geometry and characteristics of the brittle fault-zones are consistent with the fact that cataclastic breccias and fault gouges commonly occur along planes sub-parallel to the local metamorphic fabric (Fig. 2.5C), and/or to joint systems. Hence, these fractures either developed contemporaneously with brittle faulting, or were reactivated during the development of the SLRS.

A Lower Devonian (ca. 406 Ma) fault reactivation event along the SLRS is supported by the K-Ar isotopic data documented here from both the Anse-aux-Vaches and the St-Laurent faults. In addition, the St-Laurent fault likely records an older faulting episode that

probably culminated in Early Silurian times, at ca. 436 Ma. Field relationships supporting even younger faulting episodes have been described. Lemieux et al. (2003), for instance, reported that the St-Laurent fault cuts across the Charlevoix impact structure, where Rondot (1971) has described breccia and pseudotachylyte that yield K-Ar ages ranging from 321 Ma to 372 Ma on five whole-rock samples. Roden-Tice and Tremblay (2008) reported fission-track ages as evidence for tectonic inversion of the St-Laurent fault at Sault-au-Cochon during the Late Jurassic or younger, suggesting therefore that the St-Laurent fault records at least two distinct increments of reactivation. Contrastingly, the K-Ar data from the Montmorency fault do not record the Lower Devonian (ca. 406 Ma) event. The minimum vertical throw on the St-Laurent fault is estimated to 800 m and the fault zone is up to 50 m thick. Contrastingly, the vertical throw on the Montmorency fault is estimated to 150 m and its thickness is 1-5 m. The selective reactivation of the rift faults in space and time may explain the significantly higher fault throw of the wider and more dynamically developed St-Laurent fault relative to the Montmorency fault. Transfer faults, such as the Anse-aux-Vaches and Cap-Tourmente faults, probably served as accommodation structures for the different tectonic history of the major rift faults, acting as physical boundaries during fault reactivation and defining structural domains with different reactivation histories along the strike of the rift system.

The combined K-Ar ages, structural data and textural/mineralogical observations of fault rocks related to the SLRS provide a critical dataset that supports the idea that this major structure of northeastern North America has a long-lasting faulting history, and help to explain some contrasting field-based conclusions. For instance, Lachapelle (1993) reported basement fault breccia capped by the Middle Ordovician unconformity along the Montmorency fault, whereas Lemieux et al. (2003) reported field evidence sustaining the Post-Late Devonian reactivation of the St-Laurent fault. The Ordovician-to-Devonian faulting increments found along the St-Laurent fault most likely correspond to various episodes of extensional deformation documented in the external Humber zone of the southern Quebec Appalachians, which consists of NW-dipping normal and locally strike-slip faults that can be attributed to tectonic subsidence in the foreland (Sasseville et al., 2008). The final geometry seems to define a graben involving both the crystalline basement and the

Appalachian foreland basin. This graben geometry extends offshore for more than 250 km in the St. Lawrence River (Tremblay et al., 2003; Pinet et al., 2008).

2.6 CONCLUSIONS

Several episodes of faulting are suggested by the detailed structural analysis of basement structures and key outcrops of typical faults related to the St. Lawrence rift system, the determination of clay mineralogy and morphology, and the K-Ar isotopic dating of clay-rich fault material (< 0.2 or < 0.4 and $1-2 \mu\text{m}$ size fractions).

The K-Ar data define two isochron ages at 436 ± 45 and 406 ± 22 Ma. In the former case, the faulting episode corresponds to a phase of Appalachian foreland subsidence during the Late Ordovician-Early Silurian in the St. Lawrence Lowlands. In the later case, the faulting episode corresponds to the Early Devonian subsidence of the external Humber zone accommodated by normal fault and locally by strike-slip fault systems occurring simultaneously with hinterland-directed tectonic transport along the internal-external Humber zone boundary. The location of the rift faults was, at least locally, controlled by pre-existing structures of the Grenvillian basement. Basement fold-limbs and related joint systems were reactivated during the Silurian and Early Devonian faulting episode of the SLRS. On the regional scale, the resulting final geometry of the SLRS is that of a graben bounded by SE-dipping normal faults along the northwest margin, and NW-dipping normal faults in the Appalachian foreland along the southeastern margin. This graben geometry extends offshore for more than 250 km in the St. Lawrence River and the St. Lawrence Estuary. The Early Devonian reactivation of the SLRS faults is contemporaneous with the faulting episode documented in the normal faulting along the Baie Verte-Brompton line and sedimentary records in the Silurian-Devonian Gaspé Belt. Thus, the Early Devonian reactivation of the St-Laurent fault is consequently contemporaneous with the supracrustal extension associated to the evolution of Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs and the Gaspé Belt. The Early Devonian period appears, therefore, to be a period of regional extension in an intraplate setting on the Laurentian margin. The distribution and orientations of the SLRS in the Humber zone and the influence of rift related faults on fluid migration within the St. Lawrence Lowland platform and Humber zone remain cryptic at the present time.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank N. Liewig for her interest and support during the long SEM observation sequences and acquisition of the K-Ar data, and J-L. Cézard, F. Huber, G. Morvan, R.A. Wendling, R. Wendling and T. Peronne for their technical assistance at the Centre de Géochimie de la Surface (CNRS/ULP) in Strasbourg. C. Daoust and F. Goulet assisted in the field, M. Laithier (UQAM) provided the graphical elements, and V. Bodycomb (Vee Geoservices) provided the linguistic revision. Financial support from the *Ministère de l'Éducation du Québec* (through a *Bourse d'Aide à la Mobilité*), the *Fondation de l'UQAM*, the *Centre de Coopération Inter-Universitaire Franco-Québécoise*, the *Collège Doctoral Européen de l'Université Louis-Pasteur de Strasbourg* (through N. Clauer), and the Natural Science and Engineering Research Council (through A. Tremblay) was essential to the realization of this study.

CHAPITRE III

DÉFORMATION TARDI-ACADIENNE DE LA MARGE LAURENTIENNE – EXTENSION DU SYSTÈME DE RIFT SAINT-LAURENT DANS LES APPALACHES, IMPLICATIONS MÉTALLOGÉNIQUES ET PÉTROLIÈRES AU QUÉBEC.

III. Résumé

Une phase d'extension liée à un événement hydrothermal vers 360 Ma a été documentée récemment dans la zone externe de Humber au Québec. La source thermique liée à cet événement demeure énigmatique. Des âges similaires vers 360 Ma sont documentés dans des gouges et des brèches de failles non-consolidées dans la faille Saint-Laurent ; l'étendue de cette déformation tardi-dévonienne restant à définir.

Nous rapportons deux âges K-Ar sur deux dykes de lamprophyre dans la région de Rivière-du-Loup dans le Bas-Saint-Laurent à 380 ± 18 et 360 ± 7 Ma, qui peuvent être considérés comme statistiquement identiques. Ces résultats, combinés aux âges dévoniens tardifs récemment documentés dans le domaine allochtone des Appalaches ainsi que dans la faille Saint-Laurent, permettent de définir un âge isochrone de 360 ± 4 Ma pour cette phase d'extension et d'hydrothermalisme. L'analyse structurale du socle protérozoïque et des cartes isochores de ce socle sous le domaine allochtone des Appalaches du Sud du Québec couplé à l'analyse de cartes géologiques disponibles et aux données géophysiques dans l'estuaire du Saint-Laurent permettent d'évaluer l'étendue des déformations associées à cette phase d'extension. La cartographie détaillée d'un affeulement clé à Rivière-du-Loup offre une illustration de la nature géométrique de ce système de failles tardi-dévonien dans le domaine allochtone des Appalaches dans le Bas-Saint-Laurent. Des systèmes de veines de carbonate-barite à galène dans le domaine allochtone des Appalaches ainsi que dans le système de rift Saint-Laurent semblent présenter des contrôles structuraux attribuables à cette phase d'extension. Cette phase d'activité tectono-thermale permet de jeter un nouveau regard sur certaines données Pb-Pb de la littérature portant sur des systèmes de veines minéralisées et de suggérer que le magmatisme tardi-dévonien partage un réservoir isotopique commun avec les veines documentées dans le domaine allochtone des Appalaches et dans le système de rift Saint-Laurent.

Des dolomies hydrothermales localisées dans des corridors de failles décrochantes constituent des réservoirs pétroliers de classe mondiale dans la marge laurentienne au Michigan et à Terre-Neuve. Au Québec, les fluides hydrothermaux associés au magmatisme tardi-dévonien ont pu interagir avec les roches carbonatées réactives pour former des dolomies hydrothermales. Celles-ci se caractérisent par le développement d'une porosité importante favorisant la migration d'hydrocarbures et de fluides hydrothermaux riches en barium-plomb-zinc. Il est supposé, sur la base d'observations structurales et isotopiques, que les dolomies hydrothermales dans la plate-forme du Saint-Laurent soient issues de l'activité

hydrothermale liée à cette phase d'extension tardi-dévonienne, auquel cas les failles tardi-dévoniennes constituent des cibles d'exploration gazière et minérale dans les roches réactives (carbonatées) de la marge laurentienne.

Mots-clés : Dévonien tardif, orogénèse acadienne, métallotèque acadien, magmatisme dévonien, réactivation faille Saint-Laurent, système de rift Saint-Laurent, zone externe de Humber.

3.1 INTRODUCTION

Les Basse-Terres du Saint-Laurent (BSTL) ainsi que la zone externe de Humber reposent sur un socle constitué de roches métamorphiques d'âge protérozoïque appartenant à la province géologique du Grenville. Ce socle, les BSTL ainsi que la zone externe de Humber ont été déformés lors d'une période d'extension intra-cratonique dévonienne associée à la réactivation de certaines failles du système de rift Saint-Laurent (Sasseville et al., soumis; Sasseville et al., 2008). Les structures préexistantes du socle ont aussi influencé la distribution et l'orientation des failles associées au système de rift Saint-Laurent, telle la faille Saint-Laurent. Ce système de rift a été réactivé à plusieurs reprises : à l'Ordovicien, au Silurien, au Dévonien et au Jurassique tardif-Crétacé précoce. Au cours du Dévonien, la faille Saint-Laurent a été soumise à un rapport fluide-roche très élevé (Sasseville et al., soumis). De plus, elle et plusieurs autres failles associées au système de rift Saint-Laurent sont hôtes d'indices de plomb-zinc (Carignan et al., 1997; Sangster et al., 1992). Dans la zone externe de Humber, la documentation récente d'âges dévoniens dans des roches de faille a permis de démontrer que l'influence de la déformation acadienne se fait sentir beaucoup plus loin au Nord-Ouest de la ligne de Baie Verte-Brompton que précédemment reconnu (Sasseville et al. 2008). Des failles chevauchantes y sont âgées d'environ 370 Ma. De plus, la réactivation en extension de celles-ci ainsi que le développement d'un système de failles normales dans la zone externe de Humber sont associés à un événement hydrothermal datant du Dévonien tardif (358 ± 8 Ma; Sasseville et al., 2008).

Dans le socle, des indices de plomb-zinc sont documentés dans l'état de New York, en Ontario et au Québec. Ces indices sont associés à des veines de basse température (90-130 ° C; Ayuso et al. 1987; Agle et al. 2006) remplies d'un assemblage de calcite, barite, fluorine et galène, contenant généralement des inclusions de pyrobitume (Ayuso et al., 1987; Brown, 1983; Carignan et al., 1997; Carter et al., 1980; Guillet, 1964; Malczak et al., 1985; Sangster et al., 1992). Ces veines recoupent les roches protérozoïques du socle ainsi que les

roches de la couverture paléozoïque et démontrent un emplacement en contexte d'extension (Guillet, 1964; Agle et al, 2006; Carignan et al., 1997). Cependant, aucune contrainte d'âge précise n'est actuellement disponible pour ces veines. Carignan et al. (1997) proposent qu'elles soient d'âge dévonien, ou plus anciennes en se basant sur des relations de terrain. Ces auteurs suggèrent, sur la base d'analyses isotopiques, que la porosité structurale associée à ces veines ait une source commune à rapport Th/U élevé. De plus, le matériel constituant ces veines semble avoir interagi avec des réservoirs isotopiques caractéristiques de granulites felsiques (Carignan et al., 1997). Finalement, ces mêmes auteurs proposent que les fluides de cette porosité structurale soient reliés aux intrusions alcalines des Montérégiennes, d'âge crétacé précoce (cf. Eby, 1984) en dépit du fait que les veines ne possèdent pas de signature isotopique juvénile. Cette dernière interprétation est aussi en contradiction avec des évidences d'inversion tectonique au cours de la période Jurassique tardif -Crétacé précoce (< 150 Ma) récemment documentées sur plusieurs failles associées au système de rift Saint-Laurent (Roden-Tice et Tremblay, 2008) ; les veines sont mises en place dans des structures d'extension et sont associées à des roches de failles cohésives (Carignan et al., 1997) prédatant clairement le Jurassique tardif.

Dans ce chapitre, il est envisagé que le magmatisme tardi-dévonien constitue une source alternative qui correspond aux caractéristiques du réservoir isotopique Pb-Pb des veines à plomb-zinc associées au système de rift Saint-Laurent. Cette ré-interprétation s'appuie sur les données suivantes :

- 1) des âges K-Ar récemment obtenus dans la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008) et sur la faille Saint-Laurent (Sasseville et al., soumis);
- 2) deux nouveaux âges K-Ar obtenus sur des dykes de lamprophyres qui affleurent dans le secteur de Rivière-du-Loup (Gorman, 1977; Goutier, 1989; Lespérance et Greiner, 1969);
- 3) la compilation de données isotopiques Pb-Pb provenant de veines à carbonate-barite-galène dans la région de Rivière-du-Loup (Beaudoin et al., 1989) ainsi que d'intrusions dévoniennes en Estrie et en Gaspésie (Robert, 1990);
- 4) la continuité du système de rift Saint-Laurent exprimé par une carte de profondeur au socle et les escarpements bathymétriques de l'estuaire du Saint-Laurent (Tremblay et al., 2003; Pinet et al., 2008) correspondant à des failles dans la zone externe de

Humber qui sont documentées à l'aide de l'analyse de cartes géologiques guidé par des travaux de cartographie régionale et détaillée.

Nous proposons que des intrusions dévoniennes telles que les dykes de lamprophyres dans la région du Bas-Saint-Laurent, les intrusions de la Suite de Lemieux (Doyon et Berger, 1997) en Gaspésie et les intrusions dévoniennes de l'Estrie (Gauthier et al., 1994) représentent une source thermique commune pour les veines à carbonate-barite-galène de la marge laurentienne. Ces veines présenteraient alors des caractéristiques communes dans le socle protérozoïque, dans la couverture paléozoïque, dans la zone externe de Humber, dans la zone de Dunnage et dans la Ceinture de Gaspé. Le magmatisme dévonien constitue d'ailleurs le moteur thermique de plusieurs gisements et indices polymétalliques en Estrie (Gauthier et al., 1994) et en Gaspésie (Doyon et Berger, 1997).

Nous allons illustrer la géométrie des structures d'extension tardi-acadiennes au sein de la zone externe de Humber et celle de leurs extensions possibles dans l'estuaire du Saint-Laurent. De plus, nous croyons que ces structures acadiennes sont contemporaines d'une réactivation tardi-dévonienne de la faille Saint-Laurent dans le socle grenvillien adjacent et d'une phase de magmatisme alcalin. En conséquence, il est proposé que les failles tardi-acadiennes de la zone externe de Humber sont intimement liées aux structures du socle grenvillien sous-jacent. De plus, nous illustrons, à l'aide de données isotopiques du plomb disponibles dans la littérature, que le magmatisme dévonien partage un réservoir isotopique commun avec les minéralisations barium-plomb-zinc dans le socle grenvillien et la couverture appalachienne. Enfin, nous proposons que la formation de dolomies hydrothermales, propices au développement de minéralisation barium-plomb-zinc et au développement de réservoirs pétroliers (cf., Agle et al., 2006; Smith, 2006), soit également liée à cet événement magmatique.

3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Des veines à plomb-zinc tardives sont documentées dans des terrains d'âge protérozoïque, cambro-ordovicien et siluro-dévonien constituant la marge laurentienne. Ces terrains sont distribués dans trois provinces géologiques: la province de Grenville, la plateforme des BTSL et les Appalaches.

La province du Grenville est formée de roches métamorphiques d'âge protérozoïque, qui varient du faciès amphibolite au faciès granulite et constituent le socle des BTSL. Les BTSL sont composées d'une séquence sédimentaire d'âge paléozoïque, elle-même constituée d'une séquence de rift et d'une séquence de marge continentale passive qui recouvre en discordance le socle protérozoïque (Bernstein, 1991). Cette séquence d'âge cambrien à ordovicien moyen, est recouverte de flyschs d'âge ordovicien moyen à tardif, formant le bassin d'avant-pays des Appalaches (Lavoie, 1994).

Au Québec, les Appalaches comprennent un domaine continental constitué de séquences de la marge laurentienne déformée (la zone de Humber), d'un domaine océanique (zone de Dunnage) et d'une ceinture volcano-sédimentaire d'âge siluro-dévonien (Bourque et al., 1995; St-Julien et Hubert, 1975). La zone de Humber est constituée de roches déformées variant de conditions diagénétiques au faciès amphibolite (St-Julien et Hubert 1975). Ces roches forment une série sédimentaire distale équivalente aux roches des BTSL (Lavoie et al., 2003; St-Julien et Hubert, 1975). La zone de Dunnage est constituée de séquences océaniques chevauchées sur les roches de la zone de Humber lors de l'orogénèse taconienne (Tremblay et Castonguay, 2002). Enfin, la Ceinture de Gaspé est composée de séquences volcano-sédimentaires siluriennes-dévoniennes (Bourque et al., 1995), qui se sont déposées dans des bassins développés en régime d'extension intra-cratonique (Tremblay et Pinet, 2005).

3.2.1 La province de Grenville

Rivers et al. (1989) ont défini trois subdivisions lithotectoniques majeures de la province de Grenville (Fig. 3.1) : la zone Nord-Ouest, la zone centrale et la zone Sud-Est. La zone Nord-Ouest constitue une ceinture de roches parautochtones. Cette ceinture est située immédiatement au Sud-Est du front structural grenvillien. Plusieurs de ces roches représentent les équivalents de haut grade métamorphique des roches de faible grade trouvées dans l'avant-pays grenvillien, au Nord-Ouest. Cette zone Nord-Ouest est limitée au sud par la faille *Allochthon Boundary Thrust*. Au Sud-Est de cette faille, la zone centrale est constituée d'une ceinture de roches polycycliques allochtones ; elle se distingue par la présence de grandes intrusions anorthosiques associées à une suite de charnockites et de mangerites (Emslie et Hunt, 1990). Finalement, la zone Sud-Est, au sud de la faille *Central*

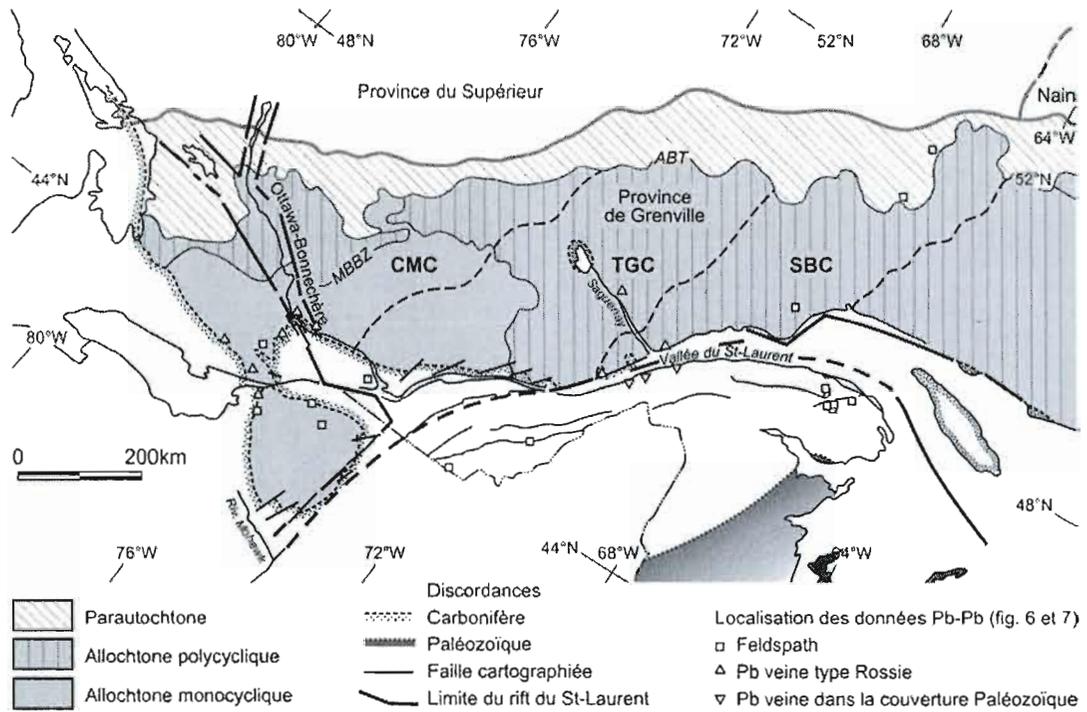


Figure 3.1 : Carte de la marge laurentienne illustrant les subdivisions du socle protérozoïque, les couvertures paléozoïque et carbonifère ainsi que les limites du système de rift Saint-Laurent (Modifié de Rivers, 1989; Kumarapeli, 1985; Wynne-Edwards, 1972). Des champs de veines de carbonate-barite à galène sont documentés dans le socle protérozoïque et dans la couverture paléozoïque. CMC, ceinture méta-sédimentaire centrale ; TGC, terrain de granulite central ; SBC, segment de Baie-Comeau.

Metasedimentary Belt Boundary Zone, est constituée d'une série de terrains qui font collectivement partie de la ceinture monocyclique allochtone (Rivers et al., 1989). Notons que la zone Sud-Est comprend géographiquement la ceinture méta-sédimentaire centrale (CMC), le terrain des granulites centrales (TGC) et le segment de Baie-Comeau (SBC), tels que définis par Wynne-Edwards (1972).

La ceinture méta-sédimentaire centrale

La ceinture monocyclique de Rivers et al. (1989) correspond à la ceinture méta-sédimentaire centrale (CMC), qui comprend les roches du Supergroupe de Grenville. Cette suite métamorphique est constituée de roches carbonatées et calco-silicatées, de quartzites, de paragneiss, d'amphibolites et de roches méta-volcaniques. Sur le flanc ouest du terrain de granulite central, le grade métamorphique de ces roches varie du faciès amphibolite moyen à supérieur (Wynne-Edwards 1972). L'âge de dépôt de ces roches est estimé entre 1,3 et 1,2 Ga (Easton, 1986), et le pic métamorphique est estimé à 1,15 Ga (Mezger et al., 1993).

Le terrain de granulite central

La portion ouest du terrain de granulite central (TGC) fait partie de la ceinture polycyclique. Il est caractérisé par un métamorphisme au faciès de granulite affectant un socle ancien (1,7 à 1,6 Ga) suivi de réajustements tectoniques à 1,5-1,4 Ga et 1,1-1,0 Ga (Easton, 1986). De grands batholites d'anorthosite, de mangerite et de monzonite se mettent en place entre 1,5 et 1,2 Ga (cf. Wynne-Edwards, 1972). Au Nord-Ouest de la ville de Québec, les roches métamorphiques (des orthogneiss et paragneiss au faciès de granulites, des charnockites et des anorthosites) et des granitoïdes sont regroupés dans le Complexe du Parc des Laurentides (Laurin et Sharma, 1975; Rondot, 1989; Sabourin, 1973). Les roches métamorphiques actuellement exposées se sont équilibrées à une profondeur d'environ 20-25 km (Du Berger et al., 1991). Selon Anderson (1988), le soulèvement tectonique et le refroidissement sous les températures de fermeture du système isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ca. 300°C) étaient plus ou moins achevés autour de 0,85 Ga sur les bases de quelques analyses disponibles.

Le segment de Baie-Comeau

Les roches du segment de Baie-Comeau (SBC) sont similaires à celles du terrain de granulite central. Cependant, elles sont dominées par un faciès métamorphique d'amphibolite plutôt que d'un faciès de granulite. Des massifs d'anorthosite y sont aussi abondants. Plus de la moitié des roches sont des gneiss gris à quartz et oligoclase et des gneiss roses à microcline et oligoclase. Des marbres, quartzites et paragneiss appartenant probablement au Supergroupe de Grenville, représentent près de dix pourcent du territoire. La portion nord du SBC est constituée de roches supracrustales aphébiennes (2,0-1,7 Ga.) appartenant au Supergroupe de Gagnon, qui sont corrélatives avec celles du Supergroupe de Kaniapiskau dans la fosse du Labrador (Wynne-Edwards, 1972).

L'évolution de la structure du socle Grenvillien dans le Terrain de Granulite Central

Selon Wynne-Edwards (1972), l'emplacement des massifs anorthosiques débute avec le chevauchement des nappes sédimentaires vers 1,4 Ga. Il s'accompagne du développement d'une foliation sub-horizontale menant à un événement métamorphique qui culmine vers 1,2 Ga. Le métamorphisme, l'activité magmatique et la déformation perdurent de manière polyphasée entre 1,2 et 0,9 Ga. Des linéations Nord-Est et Sud – Sud-Est représentent les éléments structuraux dominants. Des plis tardi-orogéniques sont grossièrement orientés Nord-Est. Localement, le patron structural du TGC est irrégulier en raison de la présence de massifs anorthosiques, qui ont agi comme des masses rigides. Les massifs anorthosiques sont affectés par des déformations cataclastiques et sont localement recristallisés. Une période d'érosion menant jusqu'au niveau d'un craton stable est accompagnée de l'emplacement de dykes de diabase entre 0,95 et 0,7 Ga. Selon Kumarapeli (1985), cette période constitue probablement l'initiation du système de rift Saint-Laurent. À partir de 0,55 Ga environ, les séquences paléozoïques se déposent sur un socle altéré.

Le système de rift Saint-Laurent (SRSL) est une structure crustale majeure en Amérique du Nord (Fig. 3.1). Selon Thomas (2005), le SRSL résulte de la rupture du supercontinent de Rodinia, qui a induit le développement de la marge laurentienne lors de l'ouverture de l'océan Iapetus. Au Québec du Sud-Ouest au Nord-Ouest, les failles associées au SRSL suivent la rive nord du fleuve Saint-Laurent entre Montréal et Québec. Au-delà de la rivière Saguenay, ces failles se prolongent sous le fleuve et l'estuaire du Saint-Laurent

(Kumarapeli, 1985; Pinet et al., 2008; Tremblay et al., 2003). Elles sont, selon Kumarapeli (1985), reliées à l'ouverture de l'océan Iapétus. Les failles de rift longent à peu près le contact entre le socle métamorphique grenvillien au Nord-Ouest et les roches sédimentaires des BTSL et / ou de l'orogène appalachien au Sud-Est. Dans le sud du Québec, le SRSL est orienté Nord-Est – Sud-Ouest et représente un demi-graben reliant ceux d'Ottawa-Bonnechère et de la rivière Saguenay, qui sont orientés Nord-Ouest – Sud-Est (Fig. 3.1). Ces derniers sont interprétés comme des aulacogènes d'âge précambrien tardif (Kumarapeli, 1985).

Selon Sasseville et al. (soumis), les linéations Nord-Est et Sud – Sud-Est du socle correspondent aux charnières de plis tardifs qui forment des dômes allongés. Ces plis tardifs déforment une foliation métamorphique antérieure et sont associés à un système de joints AB et AC. L'orientation et la géométrie de ces plis correspondent aux structures régionales tardigrenvilliennes décrites par Wynne-Edwards (1972). La foliation métamorphique sur les flancs de ces plis et le système de joints contrôlent la localisation des failles cassantes lors de différents épisodes de réactivation du SRSL au Silurien et au Dévonien. En réponse à ce contrôle structural, les failles associées au SRSL entre Cap Tourmente et Sault-au-Cochon sont donc préférentiellement orientées N 020°–N 200° (AB), N 285°–N 116° (AC) et N 035° (flanc de plis). La présence de roches de faille consolidées, reprises dans des roches de faille non consolidées suggère une réactivation de ces structures. L'âge individuel de roches de faille cassantes provenant de trois de ces failles (Saint-Laurent, Montmorency et Anse-aux-Vaches), représentatives du SRSL, varie entre 465 Ma et 350 Ma. Les données K-Ar ont permis d'établir deux âges isochrones à 436 ± 45 Ma et 406 ± 22 Ma (Sasseville et al., soumis), qui illustrent la réactivation. De plus, selon Roden-Tice et Tremblay (2008), les failles Montmorency et Saint-Laurent présentent des évidences géochronologiques (traces de fission sur apatite) d'une inversion tectonique au cours de la période Jurassique tardif-Crétacé précoce (<150Ma).

Les cartes isochores du socle grenvillien (SOQUIP, 1984) permettent d'illustrer la surface du socle sous la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et de la zone externe de Humber dans le Sud du Québec. Sasseville et al., 2004 ont converti les cartes isochores en carte de profondeur au socle en utilisant une densité mesurée de 2.33 g/cm^3 et une vitesse moyenne de 3120 m/s (Annexe D-disque en pochette). La carte de profondeur au socle sous

la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et de la zone externe de Humber permet d'observer l'importance des failles d'orientation N020°. Il est aussi possible d'envisager d'importantes failles Est-Ouest et N070° sous la zone externe de Humber. Ces dernières correspondent aux orientations des failles transverses observées entre Cap-Tourmente et Sault-au-Cochon (Tremblay et al., 2003 ; Sasseville et al., soumis).

De plus, il est possible d'envisager l'inversion tectonique de certaines failles d'orientation N020°. Par exemple, en assumant une inclinaison vers l'est des failles à l'image des failles observées dans le socle (Tremblay et al., 2003 ; Sasseville et al., soumis), un jeu inverse est requis sur une faille N020° au sud de la ville de Québec pour expliquer le soulèvement du socle à l'est de cette faille (Annexe A-disque en poche).

La géologie des veines à plomb-zinc encaissées par les roches de la province du Grenville

Selon Carignan et al. (1997), les veines à carbonate-barite à plomb-zinc dans le graben d'Ottawa-Bonnechère présentent des épaisseurs variant de 0,2 à 5 mètres et leur longueur varie de 10 à 400 mètres. Ces veines sont distribuées en essaims locaux ; celles situées le long de la faille Saint-Laurent et dans le graben du Saguenay étant moins abondantes et généralement plus petites que celles du graben d'Ottawa-Bonnechère, avec une épaisseur entre 0,2 et 1 m et une longueur maximale d'une dizaine de mètres.

Dans le secteur du graben d'Ottawa-Bonnechère, les veines sont orientées Nord-Ouest – Sud-Est, parallèlement à l'axe du graben, et possèdent généralement un pendage sub-vertical. Elles sont localement encaissées par des failles recoupant les roches protérozoïques du socle et de la couverture paléozoïque (Guillet, 1964). Des déplacements postérieurs à la mise en place des veines sont documentés à plusieurs endroits (Thompson et Williams, 1987). Selon Sangster (1970), les calcaires du Groupe de Trenton constituent les roches les plus jeunes recoupées par ces veines, et en conclut qu'elles sont plus jeunes que l'Ordovicien moyen.

Carignan et al. (1997) documentent des veines et des brèches localisées le long de la faille Saint-Laurent. Sub-verticales et orientées Nord-Ouest – Sud-Est, elles recoupent les roches métamorphiques grenvilliennes, des dykes de diabases du Protérozoïque tardif associés au SRSL, et des séquences de calcaires paléozoïques équivalentes à celles du Groupe de Trenton. Les veines sont présentes dans la faille Saint-Laurent, entre le socle et

les séquences paléozoïques, ou bien recourent les roches métamorphiques du socle et les séquences paléozoïques. Selon Carignan et al. (1997), les veines et les brèches documentées dans le graben d'Ottawa-Bonnechère et dans la faille Saint-Laurent se sont formées en régime d'extension évoluant tardivement en régime de décrochement, tel qu'indiqué par les linéations observées sur les veines. Dans les deux cas, les veines sont orientées entre N130°-N310° et N290°-N110°. Le long de l'axe de la faille Saint-Laurent, des veines sont aussi orientées N100°-N280°, N080°-N260° et N160°-N340° (Carignan et al., 1997).

3.2.2 La plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent

La plate-forme des BTSL représente une séquence de rift et de marge continentale passive, peu déformée et non métamorphisée, qui recouvre en discordance le socle grenvillien (Bernstein, 1991). Cette séquence est recouverte par un bassin d'avant-pays d'âge ordovicien tardif (Lavoie, 1994). À partir de la discordance exposée dans le mur de la faille Montmorency dans la région de la ville de Québec (Osborne, 1956), la séquence sédimentaire s'épaissit progressivement vers le Sud-Ouest, atteignant plus de 1500 m dans la région de Montréal (Bernstein, 1991).

La géologie des veines dans les séquences des Basses-Terres du Saint-Laurent

Les veines documentées dans le graben d'Ottawa-Bonnechère et dans la région du Saguenay recourent les séquences paléozoïques. La vallée de la rivière Mohawk, au sud des Adirondacks dans l'État de New York, est aussi orientée grossièrement Nord-Ouest – Sud-Est, le long du même axe que les grabens d'Ottawa-Bonnechère et de Saguenay (Fig. 3.1). Agle et al., (2006) et Smith (2006) y rapportent la présence de veines de carbonates recoupant les calcaires des groupes de Black River et de Trenton. Ces veines sont associées à un système de failles d'extension en décrochement, sub-verticales et orientées N 305 °, parallèlement à l'axe de la vallée de la rivière Mohawk. Selon ces auteurs, les veines de carbonates empruntent des zones d'extension au sein des failles pour se propager verticalement. Les fluides qui ont circulé le long de ces failles avaient des températures entre 100 et 160° C (Agle et al., 2006). Les roches réactives (calcaires des groupes de Black River et de Trenton) présentes le long de ces failles ont été dolomitisées à leur contact. La perte de volume résultant de la dolomitisation a produit une importante porosité secondaire

constituant ainsi des réservoirs pétroliers potentiels. L'âge de ces veines demeure incertain et les auteurs proposent qu'elles sont tardi-taconiques. Au Québec, des dolomies hydrothermales similaires ont aussi été décrites dans la plate-forme du Saint-Laurent, notamment sur l'Île d'Anticosti (Lavoie et al., 2005).

3.2.3 Les Appalaches du Québec

Au Québec, les Appalaches comprennent un domaine continental cambro-ordovicien constitué de séquences de la marge laurentienne déformées (la zone de Humber), un domaine océanique ordovicien (la zone de Dunnage) et une ceinture volcano-sédimentaire d'âge siluro-dévonien (St-Julien et Hubert, 1975; Bourque et al., 1995). La zone de Humber est constituée de roches déformées soumises à des gradients thermiques qui varient de la diagénèse au faciès métamorphique amphibolitique (St-Julien et Hubert, 1975). Ces roches forment une séquence de marge continentale équivalente aux roches des BTSL (St-Julien et Hubert, 1975; Lavoie et al., 2003). Des styles de déformation contrastés et des variations d'intensité du métamorphisme régional permettent de distinguer une zone externe et une zone interne dans la zone de Humber (Tremblay et Pinet, 1994). Un système de failles ductiles, connu sous le nom de la faille de Bennett-Brome, démontre un transport tectonique vers le Sud-Est, et marque la limite entre les zones externe et interne de Humber (Tremblay et Castonguay, 2002). La zone externe est composée de roches sédimentaires et de roches volcaniques mafiques qui sont déformées en une série de nappes imbriquées vers le Nord-Ouest. L'évolution thermique de ces roches varie de la diagénèse à l'épizone (Sasseville et al., 2008). La zone interne est constituée de roches métamorphiques, les Schistes de Sutton-Bennett (Fig. 3.2), variant du faciès schiste vert à celui de l'amphibolite. La zone de Dunnage est constituée de roches ophiolithiques et sédimentaires chevauchées sur la zone de Humber lors de l'orogénèse taconienne (Tremblay et Castonguay, 2002). Les nappes ophiolithiques sont préservées dans le mur de la faille Saint-Joseph (Fig. 3.2). En Gaspésie, ces roches sont en grande partie recouvertes de roches siluro-dévonienne. Enfin, la Ceinture de Gaspé représente une série volcano-sédimentaire siluro-dévonienne (Bourque et al., 1995) s'étant déposée dans des bassins développés en régime d'extension intra-cratonique (Tremblay et Pinet, 2005).

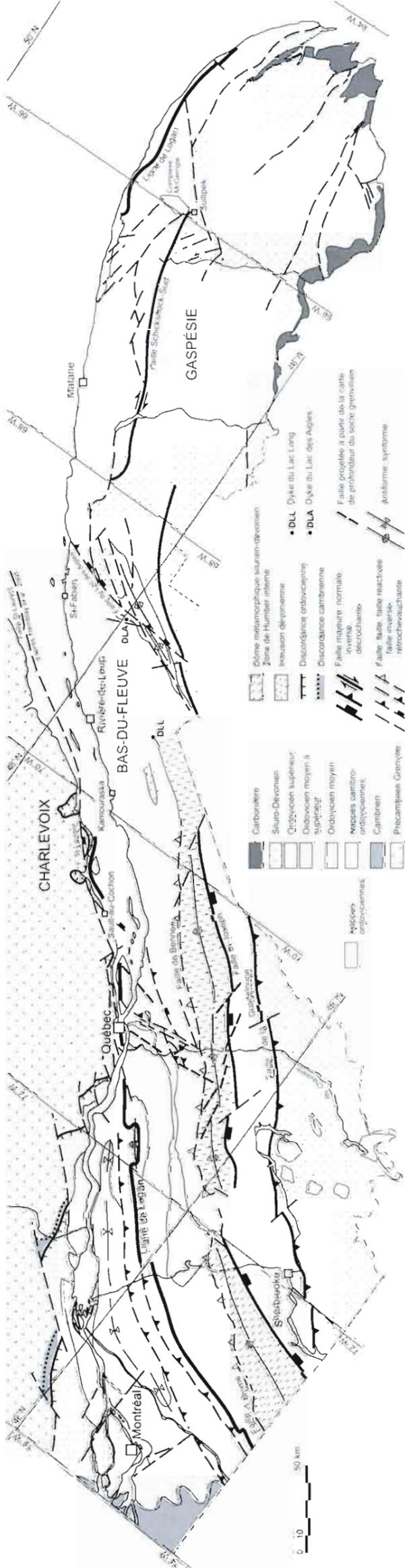


Figure 3.2 : Carte des Appalaches du Québec (modifiée de St-Julien et Hubert, 1975). Les dykes de lamprophyre datés sont localisés dans le Bas-du-Fleuve. La faille du lac des Aigles recoupe des plis acadiens.

La ligne de Logan délimite la portion imbriquée de la plate-forme du Saint-Laurent au Nord-Ouest (i.e le domaine parautochtone) et les nappes de la marge laurentienne au Sud-Est (i.e le domaine allochtone; St-Julien et Hubert, 1975; Fig. 3.2). La ligne Baie Verte-Brompton

trace approximativement la limite entre la zone de Humber et celle de Dunnage (Williams et St-Julien, 1982). Dans le sud du Québec, la ligne Baie Verte-Brompton correspond localement à la faille Saint-Joseph (Fig. 3.2), qui est normale et d'âge dévonien tardif (Castonguay et al., 2007). Finalement, la faille de La Guadeloupe est une faille inverse juxtaposant les séquences siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé aux roches ordoviciennes de la zone de Dunnage. Cette faille inverse est une importante structure acadienne datée d'environ 380 Ma (Tremblay et Castonguay, 2002). Elle constitue à plusieurs endroits le contact entre les roches cambro-ordoviciennes déformées par l'orogénèse taconienne et les séquences siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé.

L'évolution structurale des Appalaches du Québec

Pinet et Tremblay (1995) ont proposé une évolution structurale de la marge laurentienne en trois étapes. Ce modèle a été testé dans le sud du Québec à l'aide de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et d'observations structurales (Castonguay et al., 2001b; Castonguay et al., 2007; Tremblay et al., 2000; Castonguay et Tremblay, 2003; Tremblay et Castonguay, 2002). Les grandes lignes de ce modèle impliquent :

- 1) un épaississement crustal lié à l'obduction d'ophiolite (D_{1-2}) au cours de l'orogénèse taconienne entre 480 et 460 Ma, avec un événement métamorphique prédominant, vers 470 - 460 Ma dans la zone interne de Humber;
- 2) des structures D_3 rétro-chevauchantes et des failles d'âge Silurien tardif à Dévonien précoce de 430 à 410 Ma;
- 3) des plis droits et des failles chevauchantes D_4 formés au Dévonien lors de l'orogénèse acadienne, vers 385 - 375 Ma.

Les travaux de Sasseville et al. (2008) dans la zone externe de Humber ont contribué à définir la nature polyphasée D_{1-2} de l'orogénèse taconienne entre 490 et 450 Ma. Ces travaux ont aussi permis de constater la présence de failles normales D_3 synchrones de la réactivation de la faille Saint-Laurent dans le socle grenvillien et des failles D_3 rétro-

chevauchantes (Sasseville et al., soumis). De plus, Sasseville et al. (2008) ont rapporté l'existence de failles chevauchantes D_4 acadiennes au sein de la zone externe de Humber vers 368 Ma. Enfin, les travaux ont aussi permis de documenter l'existence d'une période d'extension tardi-dévonienne D_5 au Dévonien tardif-Carbonifère précoce (358 ± 8 Ma). Cette période d'extension tardi-dévonienne se répercute sous forme d'un événement hydrothermal lié au développement de failles normales.

La déformation tardi-dévonienne D_5 au sein de la zone externe de Humber

Dans la section qui suit, nous décrivons plus précisément l'orientation et la cinématique des failles D_5 documentées au cours de ce projet de thèse. L'intérêt que nous portons à ce système de failles est lié à son association à l'activité hydrothermale datée à 358 ± 8 Ma dans la zone de externe de Humber (Sasseville et al., 2008). Ce système de failles semble constituer la porosité structurale de cette activité hydrothermale. Des veines de carbonate-barite localement minéralisées en plomb-zinc (c.f. Beaudoin et al., 1989) partagent des caractéristiques structurales et des relations de recoupement consistantes avec le système de failles tardi-dévonien D_5 dans les Appalaches et les orientations de ces veines sont consistantes avec le système dévonien de failles associé au SRSL dans le socle grenvillien.

Un affleurement clé de 2 km de longueur sur les berges du fleuve Saint-Laurent à Rivière-du-Loup constitue un affleurement type du système de failles D_5 . La cartographie détaillée de cet affleurement a permis d'analyser les relations structurales entre des veines de carbonate et le système de failles D_5 (Fig. 3.3) ; les veines étant associées à l'évolution du système de failles D_5 . Le Tableau 3.1 synthétise l'orientation et les jeux des principales failles cassantes D_5 . Quatre familles de failles présentant des recoupements mutuels ont été distinguées : (1) des failles d'orientation N 070° à pendage variant entre 50° et 75° qui constituent l'élément principal du système (Fig. 3.3), (2) des failles orientées N 318° , (3) des failles N 010° qui définissent des fossés d'orientation Nord-Sud entre les failles décrochantes N 070° , et (4) des failles d'accommodation orientées N 180° développées au sein de ces fossés. Dans ce système de failles, des veines de carbonates sont orientées Nord-Ouest – Sud-Est et correspondent à des tensions associées aux failles décrochantes N 070° .

Dans la région de Saint-Anselme, plusieurs essaims de veines de carbonates sont associés à des failles normales (Fig. 3.2 ; Fig. A.2). La cartographie de l'affleurement situé

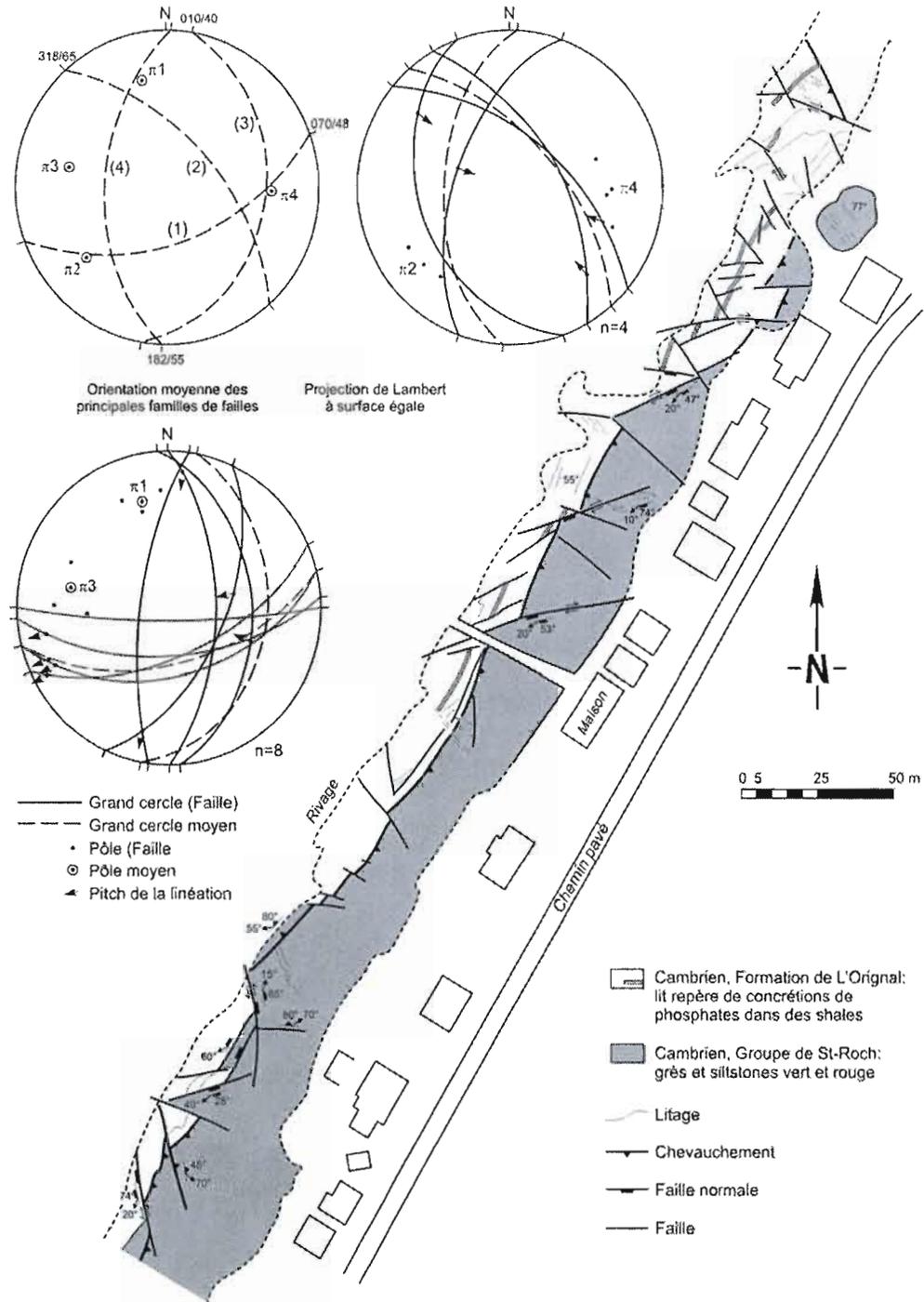


Figure 3.3 : Portion de la carte détaillée de l'affleurement CS04-22 situé sur la rive du fleuve Saint-Laurent à Rivière-du-Loup. Carte illustrant le système de faille D5 tel que qu'observé sur la rive du fleuve Saint-Laurent à Rivière-du-Loup.

Tableau 3.1
Synthèse structurale des familles de failles D₃ dans la zone externe de Humber dans la région de Rivière-du-Loup

Faille F ₃	Famille	Orientation	Pendage moyen	Attitude moyenne	Linéation (pitch moyen)	Jeu
Décrochement	1	N 065°-N 085°	60	N 070°/60°	20° O	Décrochement dextre en extension
	2	N 310°-N 330°	65	N 320°/65°	50° SE	Oblique inverse
Graben	3	N 355°-N 025°	40	N 010°/40°	90°	Inverse
	4	N 160°-N 200°	55	N 180°/55°	20° S 80° N	Déchochement dextre en extension Inverse

en aval du pont de Saint-Anselme, le long de la rivière Etchemin (Carte CS03-02, Annexe A), a permis d'établir que ce système de veines est associé à des failles normales D₅. La porosité structurale D₅ et l'activité hydrothermale sont datées à 358 ± 8 Ma (Sasseville et al., 2008). L'analyse structurale de cet affleurement-clé nous a permis de constater quatre familles de failles et de veines D₅. Les familles de veines N 070° / 75° et N 040° / 77° sont respectivement associées à des veines orientées N 105° / 80° et N 230° / 70° qui définissent des systèmes conjugués, indicatifs d'un régime d'extension.

Beaudoin et al. (1989) ont décrit des veines de carbonates associées à des minéralisations de galène, sphalérite et barite dans la zone externe de Humber, dans les régions de Kamouraska, Rivière-du-Loup et Saint-Fabien (Fig. 3.2). Ces veines recoupent les grès feldspathiques et les conglomérats de la Formation de Saint-Damase, d'âge Cambrien supérieur. Les veines de barite et galène sont généralement d'une largeur inférieure à 20 centimètres, atteignant au maximum 1,5 mètre. Elles ne sont pas recoupées par d'autres veines et sont considérées comme tardives. Beaudoin et al. (1989) proposent qu'elles soient tardi- à post-taconiennes. Elles sont orientées Nord – Nord-Ouest et Nord – Nord-Est, formant un système conjugué de fractures à fort pendage. La bissectrice de ce système est orientée Nord-Sud, parallèlement à l'axe des fossés D₅ définis précédemment à Rivière-du-Loup (Fig. 3.3). Les conglomérats et grès de la Formation de Saint-Damase sont localement dolomitisés, définissant des corps irréguliers et discordants, qui coïncident avec les zones les plus fracturées de la minéralisation (Beaudoin et al., 1989). Cette dolomitisation représente une phase précoce de la minéralisation (Beaudoin et al., 1989), qui est constituée de calcite, barite, galène et chalcopryrite. L'orientation de ces veines correspond aux failles D₅ orientées N 320° et N 110° et les contraintes temporelles proposées par Beaudoin et al. (1989) permettent d'envisager que le système de failles D₅ constitue le contrôle structural des veines.

3.2.4 La Ceinture de Gaspé

La Ceinture de Gaspé est constituée d'un assemblage volcano-sédimentaire siluro-dévonien (Bourque et al., 1995). Au sud du Québec, le bassin de la fosse de Connecticut Valley-Gaspé a évolué d'un faciès de rift (ceinture volcanique silurienne) à un environnement épicontinental silurien peu profond, puis à un faciès de sédiments terrigènes dévoniens attribués à l'orogénèse acadienne (Gauthier et al., 1994). Les roches de la

Ceinture de Gaspé ont été déformées au cours de l'orogénèse acadienne. En Gaspésie, les roches ont été déformées par une série de plis ouverts de direction Nord-Est – Sud-Ouest qui sont localement recoupés par des failles inverses et des failles de décrochement dextre (Fig. 3.2). Cette déformation est attribuée à l'orogénèse acadienne datant du Dévonien moyen (Malo et al., 1995).

Les roches intrusives siluro-dévonniennes de la Gaspésie sont réunies dans la Suite intrusive de Lemieux (Doyon et Berger, 1997). Dans le secteur de Sullipek (Fig. 3.2), des dykes appartenant à la Suite de Lemieux sont intimement associés à des gîtes de remplacement dans les roches réactives (roches sédimentaires carbonatées) et des veines de carbonate minéralisées en galène (Wares, 1988; Doyon et Berger, 1997). Selon Wares (1988), ces veines de carbonates témoignent de l'évolution tardive d'un système hydrothermal ayant comme moteur thermique des intrusions dévonniennes satellites du Pluton de McGerrigle. Whalen et al. (1991) rapportent 18 valeurs K-Ar entre 395 et 359 Ma dans le Pluton de McGerrigle.

La géologie des veines dans le centre-nord de la Gaspésie, Ceinture de Gaspé

Selon Wares (1988), les gîtes de Sullipek présentent un contrôle structural important. L'orientation dominante des diaclases différencie deux populations dominantes quasi-verticales : l'une orientée N 340° et l'autre orientée N 110-120°. Le dernier stade de minéralisation à Sullipek comprend des veines de quartz-calcite-dolomite, porteuses de pyrite-sphalérite-galène. Les veines tardives ont typiquement moins de 50 centimètres de largeur. Elles sont souvent bréchifiées. On note aussi qu'elles sont associées à des zones d'altération phylliteuses et argileuses dans les porphyres, et à des zones de dolomitisation hydrothermale dans les skarns, les cornéennes et les calcaires. Ces veines se sont mises en place à des températures variant entre 150 et 250°C, et elles sont génétiquement associées à la Suite intrusive de Lemieux dont fait partie le Pluton de McGerrigle (Wares, 1988 ; Doyon et Berger, 1997).

3.2.5 L'activité magmatique sur la marge laurentienne

La marge laurentienne a été ponctuée de plusieurs événements magmatiques au cours de son histoire (Tableau 3.2). Au cours du Néoprotérozoïque, la marge passive du Bouclier

Tableau 3.2
Synthèse des événements magmatiques sur la marge laurentienne

Contexte tectonique	Contexte magmatique	Nature des roches ignées	Contexte stratigraphique	Âge (Ma)	Période
Ouverture de l'Atlantique	Magmatisme anorogénique	Carbonatite	Collines Montérégiennes	¹ 97-124	Crétacé
		Pluton alcalin	Collines Montérégiennes	² 117-140	
		Pluton alcalin	White Mountains	3	Jurassique
		Dyke de diabase	Ile d'Anticosti	4	
Orogenèse acadienne	Magmatisme dévonien	Pluton calco-alcalin	Cantons- de- l'Est	³ 390-360	Dévonien
		Suite granitique Suite hybride	Suite intrusive de Lemieux	⁶ 390-360	
Extension intra-continentale	Volcanisme intra-continentale	Volcanisme de rift	Ceinture volcanique de Frontenac-Clinton	7	Silurien-Dévonien
Orogène Taconique	Arc volcanique péricratonique	Pluton calco-alcalin Volcanique	Arc volcanique d'Ascot-Weedon	8	Ordovicien tardif
	Volcanisme d'arc immature	Ophiolite	Complexe ophiolitique	⁹ 480-472	Ordovicien
	Volcanisme océanique				
Ouverture de l'océan Iapétus	Extension dans le socle protérozoïque	Volcanisme tholéitique et dyke	Montagne Saint-Anselme Groupe d'Oak Hill Groupe de Shickshock Groupe de Maquereau	10	Protérozoïque-Cambrien
		Carbonatite	Graben d'Ottawa-Bonnechère et de Saguenay	¹¹ 520-568	Cambrien
		Dyke de diabase		¹² 698-768	Protérozoïque Supérieur

cf. Gauthier et al, 1994 ¹Fairbarin et al 1963; ²Edy, 1984; ³McHone, 1981; ⁴Bédard, 1992; ⁵Tremblay et al., 2000, Simonetti et Doig, 1990; ⁶Whalen et al 1993, Doyon et Berger, 1997; ⁷Trotier et al. 1992; ⁸Tremblay, 1992; ⁹Whitehead et al, 2000; ¹⁰Kumarapeli et al., 1989; ¹¹Doig et Barton, 1968; ¹²Rondot, 1989

Canadien (Laurentia) a subi une période de rifting (Kumarapeli, 1985). Des intrusions alcalines et des dykes de diabase se sont alors mis en place dans le socle. Au Cambrien, les fosses du rift ont progressivement été envahies par des laves transitionnelles, puis des laves tholéitiques (Vermette et al., 1993). L'Ordovicien se caractérise par le développement d'une croûte océanique et d'arcs volcaniques, qui sont ensuite progressivement transportés sur la marge laurentienne au cours de l'orogénèse taconienne (Tremblay et Castonguay, 2002). Le Silurien et le Dévonien se distinguent par une phase d'extension intra-cratonique au sein de la marge laurentienne (Sasseville et al., soumis; Tremblay et Pinet, 2005). Cette période d'extension s'accompagne de la mise en place de roches volcaniques felsiques dans des bassins d'extension en Gaspésie (Doyon et Bergé 1997) et de roches volcaniques mafiques dans la ceinture volcanique de Frontenac-Clinton (Trottier et al., 1992). Au Dévonien moyen (380-368 Ma), les bassins siluro-dévonien sont déformés au cours de l'orogénèse acadienne (Tremblay et Castonguay, 2002; Sasseville et al., 2008). Ces déformations acadiennes sont accompagnées par la mise en place de plutons (390-360 Ma) issus de la fusion partielle du socle grenvillien sous-jacent (Ayuso et Arth, 1992; Simonetti et Doig, 1990; Whalen, 1993).

Enfin, les périodes du Jurassique et du Crétacé se distinguent par l'emplacement d'intrusions alcalines dans la marge laurentienne. Un nouvel événement d'extension est initié au début du Mésozoïque, produisant de petits bassins de rifts d'âge Triassique tardif-Jurassique précoce (Manspeizer et al., 1989). Des dykes de diabase du même âge que ces bassins sont documentés dans le sud du Québec (Roddick et al., 1992) et sur l'Île d'Anticosti (Bédard, 1992). Finalement, entre le Jurassique tardif et le Crétacé précoce, l'ouverture de l'océan Atlantique mène à l'emplacement des magmas alcalins des White Mountains en Nouvelle-Angleterre (McHone et Butler, 1984) et, plus tard, des collines Montérégiennes au Québec (Eby, 1984). Selon McHone et Butler (1984), ces magmas alcalins sont juvéniles.

Le magmatisme Dévonien : une époque métallogénique

Selon Gauthier et al. (1994), la mise en place des plutons dévoniens est associée à un métallotecte particulier au sein des Appalaches. Ces auteurs décrivent plusieurs types d'indices et de gîtes associés à des intrusions dévoniennes dans le sud du Québec. Ces minéralisations sont localisées en marge des intrusions et dans des failles acadiennes.

Ces observations sont en accord avec celles de Doyon et Berger (1997) et Wares (1988) en Gaspésie. Les failles acadiennes exercent donc un contrôle structural important sur la distribution de minéralisations, notamment sur les filons de carbonate-barite à plomb-zinc (Doyon et Berger, 1997). En Nouvelle-Angleterre (Ayuso et al., 1987), dans le sud du Québec (Gauthier et al., 1994) et en Gaspésie (Doyon et Berger, 1997 ; Wares, 1988), le magmatisme dévonien est génétiquement associé à plusieurs filons à carbonate-plomb-zinc dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé (Gauthier et al., 1994; Doyon et Berger, 1997).

De plus, Ferry (1992) a démontré la présence d'une cellule hydrothermale d'importance régionale au Vermont, associée à une anomalie thermique linéaire liée à la mise en place de plutons dévoniens dans la Ceinture de Gaspé (Osberg et al., 1989). En Estrie, la granodiorite de Sainte-Cécile est associée à des minéralisations à plomb-argent ± zinc ou molybdène-tungstène dans des veines de carbonates (Gauthier et al., 1994). Cette intrusion date d'approximativement 360 Ma (Simonetti et Doig, 1990). En Gaspésie, le prospect de Sullipek est situé à trois km au sud du Pluton de McGerrigle dans la Ceinture de Gaspé (Fig. 3.2). Selon Doyon et Berger (1997), ce secteur se démarque du reste de la Ceinture de Gaspé par la prédominance de structures d'extension par rapport aux structures de compression. Les dykes et les joints Nord-Ouest – Sud-Est y sont abondants. L'orientation N 020° comprend des dykes mafiques, des veines de quartz, de calcite ou de dolomite localement minéralisés et quelques failles mineures. Selon Doyon et Berger (1997), l'abondance de dykes et de veines suggère qu'il s'agit d'une direction d'extension. Les orientations N 335° et N 315° comprennent des dykes surtout felsiques, des veines, des failles mineures et des diaclases. Cette direction correspond aux veines d'extension acadienne (Doyon et Berger, 1997). L'orientation N 90° comprend, quant à elle, quelques dykes felsiques dans la faille de Shickshock-Sud.

Dans le transect de la rivière Chaudière et à Rivière-du-Loup, le système de failles D_5 est génétiquement associé à un événement hydrothermal daté de 358 ± 8 Ma (Sasseville et al., 2008). Jusqu'à maintenant, la source thermique de cet événement hydrothermal demeure énigmatique car aucune activité magmatique n'est rapportée dans la région de Rivière-du-Loup, à l'exception de petites intrusions de gabbro et de dykes de lamprophyres. En effet, plusieurs auteurs rapportent la présence de dykes de lamprophyres (kersantites) dans la

région (Lespérance et Greiner, 1969; Gorman, 1977; Goutier, 1989), alors que Goutier (1989) rapporte également des intrusions de gabbro mélanocrate à proximité de la faille du lac des Aigles (Fig. 3.2). Ces kersantites sont constituées de phénocristaux de biotite et d'olivine altérées dans une pâte de plagioclase et biotite. Gorman (1977) décrit des dykes de kersantite similaires à l'Est du lac Long (Fig. 3.2). Les dykes mesurent de 5 à 10 centimètres d'épaisseur et s'injectent le long de joints d'orientation Sud-Ouest au sein d'ardoises du Dévonien inférieur. Selon Gorman (1977), ces dykes post-datent le Dévonien inférieur et probablement l'orogénèse acadienne, puisqu'ils ne sont pas déformés. Lespérance et Greiner (1969) décrivent des dykes similaires à ceux décrits par Goutier (1989). Selon ces auteurs, ces dykes sont orientés franc nord et N 020° et seraient acadiens ou liés à la phase éruptive montréalienne.

En bref, on retiendra que le système de failles de la déformation D4-5 observé dans la zone externe de Humber partage un contrôle structural commun avec le système de rift Saint-Laurent adjacent et sous-jacent, avec les intrusions dévoniennes dans le nord de la Gaspésie et avec les systèmes de veines de carbonates porteuses de barite, galène et sphalérite documentés dans le système de rift Saint-Laurent, la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent, la zone externe de Humber et la ceinture de Gaspé (Fig. 3.2). Ces veines sont systématiquement mises en place à des températures inférieures à 250 °C. Il est donc possible d'envisager un système régional constitué 1) d'une porosité supracrustale couplée socle-couverture (i.e., réactivation du SRSL-déformation D_{4,5} dans la zone externe de Humber), 2) d'une source thermique (intrusions dévoniennes issues de la fusion partielle du socle sous-jacent aux Appalaches) et 3) d'un système hydrothermal capable à la fois de transporter des métaux et de modifier la porosité et la perméabilité de roches réactives carbonatées en dolomitisant ces dernières. Dans les sections qui suivent, nous cherchons à explorer les liens possibles en termes de chronologie et de réservoir isotopique de cet hypothétique système géothermal.

3.3 RÉSULTATS

La méthode utilisée pour la datation des kersantites est identique à celle décrite par Bonhomme et al. (1975) et reprise par Sasseville et al. (2008) à l'exception du fait que nous avons utilisé la roche totale lors de l'analyse du potassium et des isotopes de l'argon parce

que nous cherchions à dater la fermeture du système potassium argon lors du refroidissement de ces roches intrusives. Les kersantites analysés proviennent des régions du lac Long et du lac des Aigles et correspondent aux échantillons RT-044A et RT-041A dans la base de données SIGÉOM du Ministère des Ressources naturelles du Québec.

Localisation des échantillons

Le dyke de kersantite de la région du lac Long (Fig. 3.2) est situé dans la municipalité de Glendyne. Il mesure de 10 à 30 centimètres d'épaisseur et fait 10 mètres de longueur. Ce dyke est orienté N 128° et est incliné à 64° vers le Sud-Ouest, parallèlement à un réseau de diaclases. Pétrographiquement, il est constitué de biotite et d'augite porphyrique dans une matrice finement grenue de biotite, de carbonates, de chlorite, de pyrite et d'apatite en abondance décroissante.

Le dyke de kersantite de la région du lac des Aigles, quant à lui, est situé à un kilomètre au Sud-Est de la municipalité de Lac-des-Aigles, le long de la route 296. D'une largeur de 2,5 mètres, il est orienté N 065° et est incliné à 75° vers le Sud. Il correspond à celui décrit par Goutier (1989). Il est grenu mais ses marges sont aphanitiques. Sa minéralogie présente un assemblage de plagioclase, d'augite porphyrique, de chlorite ferrique, d'antigorite et de calcite. La chlorite et l'antigorite sont rétrogrades et remplacent partiellement l'olivine et la biotite. Les dykes de kersantite font jusqu'à deux mètres d'épaisseur. L'orientation varie de N 010° à N 070°.

Minéralogie et données K-Ar

Le tableau 3.3 synthétise la minéralogie de ces deux échantillons, telle que définie par la diffraction des rayons X sur des poudres désorientées selon un protocole établi au Centre de Géochimie de la Surface à Strasbourg (Larqué et Weber, 1975). La phlogopite constitue la phase minérale dominante dans la kersantite du lac Long, alors que la biotite et la chlorite constituent les phases dominantes de la kersantite du lac des Aigles. Des interstratifiés illite-smectite ainsi que de la smectite constituent les phases mineures (Tableau 3.3). Le tableau 3.4 présente les résultats des analyses K-Ar sur les roches totales. Le résultat de la kersantite du lac Long livre un âge de 359 ± 7 Ma. Pour la kersantite du lac des

Tableau 3.3
Minéralogie des échantillons définie par diffraction des rayons X

Minéral	lac Long	lac des Aigles
Quartz	Mineur	Mineur
Feldspath-K	Mineur	Mineur
Albite	Non détecté	Mineur
Muscovite	Non détecté	Trace
Biotite	Non détecté	Majeur
Phlogopite	Majeur	Non détecté
Chlorite	Trace	Majeur
Smectite	Non détecté	Trace
Illite-smectite	Non détecté	Mineur
Dolomite	Accessoire	Non détecté
Calcite	Accessoire	Mineur

Majeur >20%, mineur <20%, Accessoire <5 %, Trace \cong limite de détection, Non détecté <3%

Tableau 3.4
Données potassium-argon des dykes de lamprophyre dans le Bas-Saint-Laurent

Echantillon	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻⁶ cm ³ g ⁻¹ STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar	Âge (Ma ±2σ)
lac Long	6.5	93.26	83.14	4383	177000	359 ± 7
lac des Aigles	0.23	45.66	3.14	544	10100	380 ± 18

Note : (*) ⁴⁰Ar radiogénique

Aigles, l'âge est de 380 ± 18 Ma. Ces âges peuvent être considérés comme statistiquement du même âge.

3.4 DISCUSSION

3.4.1 Signification régionale des âges K-Ar

Les dykes de kersantite du lac Long, ainsi que la suite hybride du Complexe intrusif des Monts McGerrigle (Whalen et al., 1991) constituent des évidences, encore limitées, d'une activité magmatique tardi-dévonienne. Sur la base des deux âges K-Ar obtenus ici, ce magmatisme semble synchrone de l'activité hydrothermale documentée dans les structures d'extension D_5 de la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008). Il se pourrait alors que cette activité magmatique tardi-dévonienne soit la source thermique qui a engendré une circulation hydrothermale canalisée par les structures cassantes D_5 de la zone externe de Humber.

Sasseville et al. (soumis) ont documenté des âges similaires dans les brèches non-consolidées de la faille Saint-Laurent, où des âges de 348 ± 16 Ma et 356 ± 15 Ma ont été mesurés. La présence de smectite dans ces roches de faille est vraisemblablement reliée à la migration de fluides hydrothermaux ($150-250^\circ\text{C}$) qui étaient appauvris en potassium puisque l'assemblage minéralogique de ces roches de faille est constitué de chlorite, de kaolinite, de smectite et d'interstratifiés illite-smectite riches en smectite. En résumé, l'assemblage authigène au sein des roches de faille est constitué d'un mélange de minéraux pauvres en potassium. Il contraste nettement avec la minéralogie des migmatites encaissantes enrichie en potassium par les feldspaths potassiques. Des feldspaths potassiques originaires de ces migmatites sont mécaniquement broyés et inclus dans les roches de faille analysées. Pourtant, l'assemblage minéralogique au sein de ces mêmes roches de faille est particulièrement pauvre en potassium. On retrouve donc peu de potassium dans ces roches de faille, lessivé par les fluides qui y ont circulé. Selon Sasseville et al. (soumis), cet assemblage minéralogique est associé à un rapport fluide/roche très élevé dans les roches de faille. Dans le même ordre d'idées, Carignan et al. (1997) ont documenté des veines de carbonate-barite minéralisées associées à des brèches de failles le long de l'axe de cette même faille.

Dans un diagramme $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, les points analytiques des brèches de failles non-consolidées de la faille Saint-Laurent (Sasseville et al., soumis), les gouges de failles localisées dans les failles D₅ de la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008) et des dykes de kersantite documentés plus haut, définissent une droite dont l'origine a un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 298 ± 35 (Fig. 3.4). Cette valeur se situe très près de la valeur théorique du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique de 295,5, ce qui est un paramètre indispensable à la définition d'une isochrone selon Aldrich et Nier (1948). La pente de la droite permet de calculer un âge isochrone de 360 ± 4 Ma avec un MSWD de 0,64. On peut donc envisager que la faille Saint-Laurent ait été réactivée au cours de stades tardifs de l'orogénèse acadienne et que la déformation D₅, documentée dans la zone externe de Humber, soit contemporaine de cette réactivation et s'étende jusque dans le socle grenvillien. Il faut cependant rester prudent à propos de cette hypothèse qui ne repose que sur un nombre très limité de résultats géochronologiques.

Le Pluton de McGerrigle est génétiquement associé à des systèmes de veines de carbonate à plomb-zinc (Wares, 1988 ; Doyon et Berger, 1997). Whalen et al. (1991) ont rapporté plusieurs âges K-Ar dans le Pluton de McGerrigle qui sont statistiquement identiques aux âges des dykes de lamprophyres de l'isochrone (Fig. 3.4). En Estrie, Simonetti et Doig (1990) rapportent aussi des âges similaires dans des intrusions dévoniennes, en particulier la granodiorite de Sainte-Cécile, qui est aussi intimement associée à des veines de carbonate à plomb-zinc (Gautier et al., 1994).

3.4.2 Implications structurales

L'analyse structurale du système de failles tardi-acadiennes de la zone externe de Humber (Tableau 3.1 ; Fig. 3.3) résume le style structural et l'âge de la déformation D₅ dans cette zone, dans le sud du Québec. La cartographie détaillée d'un affleurement-clé dans la région de Rivière-du-Loup a permis de constater l'influence du système de failles D₅ sur les contacts lithologiques (Fig. 3.3). Ainsi, elles constituent une alternative au style de tectonique souple historiquement préconisée dans cette région, où le déplacement des contacts géologiques est interprété comme le résultat de plis parasites taconiens. La figure 3.5 illustre une interprétation alternative d'une compilation du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (2007). Selon cette interprétation, le déplacement des

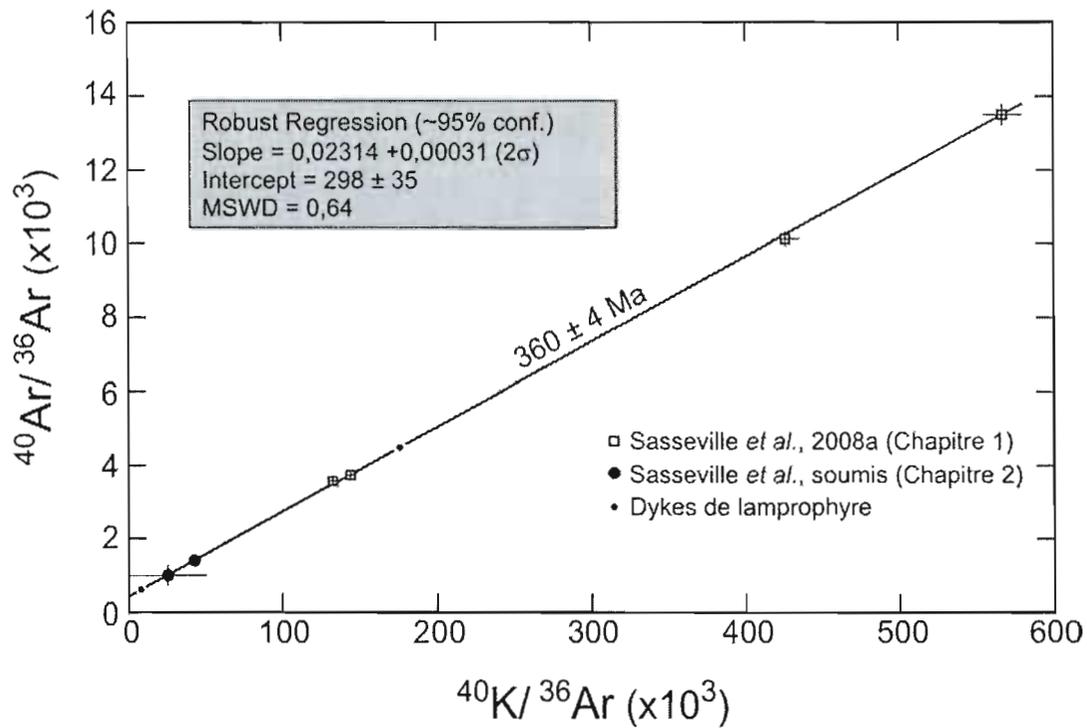


Figure 3.4 : Diagramme $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ présentant une droite isochrone avec les données des failles tardi-dévonienne D5 dans la zone externe de Humber, des données de la faille Saint-Laurent ainsi que les données du dyke du lac Long.

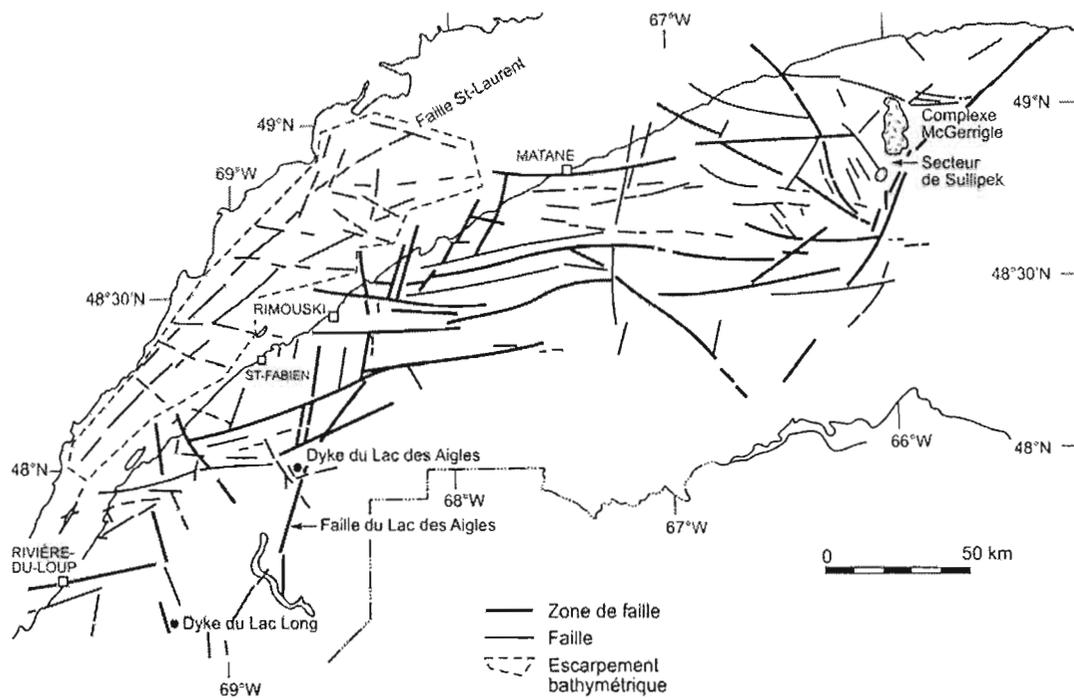


Figure 3.5 : Carte structurale illustrant l'orientation de failles post-taconiennes dans le Bas-Saint-Laurent et le centre-nord de la Gaspésie, et dans l'estuaire du fleuve Saint-Laurent (Interprétée à partir de Pinet et al., 2008 et ministère des Ressources naturelles et de la faune du Québec, 2007). Les intrusions acadiennes sont localisées dans des fossés orientés Nord-Sud similaires aux fossés D₅ documentés à Rivière-du-Loup (voir texte pour détails). Des veines de carbonate-barite à galène se développent au sein de ces fossés dans la région du Bas-Saint-Laurent et dans la région de Sullipek, au sud du Pluton de McGerrigle en Gaspésie.

contacts lithologiques est principalement lié à des structures répétant les orientations du système de failles D₅ documentées à Rivière-du-Loup (Tableau 3.1) : des fossés dont l'axe est orienté Nord-Sud sont centrés sur des systèmes de failles N 330° – N 350° et N 020° – N 040°. Ces fossés sont distribués entre des failles grossièrement orientées N 070°. La compilation des linéaments interprétés à partir des levés bathymétriques multi-canaux ainsi que des données sismiques dans l'estuaire du Saint-Laurent (Pinet et al., 2008; Tremblay et al., 2003) suggèrent que plusieurs des failles N 070° se propagent sous l'estuaire (Fig. 3.5).

Dans le secteur du transect de la rivière Chaudière, la carte de profondeur au socle (Annexe A-disque) réalisée à l'aide des cartes isochores (SOQUIP, 1984) permet de constater un soulèvement du socle le long d'une axe N020°. Cette axe correspond à l'axe de la faille acadienne documentée le long du transect de la rivière Chaudière (Sasseville et al., 2008) et ici illustré (figure 3.2). Sasseville et al., 2008 rapportent un âge de 368 ± 7 Ma dans l'une de ces failles D₄.

La faille acadienne documentée dans le transect de la rivière Chaudière partage un contexte structural analogue à celui de la faille du Lac-des-Aigles dans le Bas-Saint-Laurent (Fig. 3.2). Cette dernière est orientée N020° et recoupe des roches appartenant à la Ceinture de Gaspé, et post-date donc le Silurien tardif (Lespérance et Greiner, 1969 ; Goutier, 1989). De plus, le dyke du Lac-des-Aigles que nous avons échantillonné (Fig 3.2), a été injecté le long d'un système de diaclases parallèle à la surface axiale d'un antiforme d'entraînement dans le toit de cette faille. (cf., Goutier 1989).

Les failles D₅ ont localement réactivé des failles acadiennes dans les Appalaches (Sasseville et al., 2008). Ces failles D₅ semblent s'être développées de manière contemporaine à la réactivation du SRSL dans le socle grenvillien au cours du Dévonien tardif. Sasseville et al. (soumis) ont proposé que des structures anciennes du socle grenvillien ont pu être réactivées au cours du Silurien et du Dévonien et qu'elles influencent l'orientation des failles longitudinales et transverses associées au SRSL.

La réactivation du SRSL au cours du Dévonien tardif permet donc d'envisager l'existence de contrôles structuraux similaires au cours du Silurien et du Dévonien. Les brèches de failles non-consolidées et de gouges de failles foliées dans la faille Saint-Laurent ont livré des âges de 348 ± 16 Ma et 356 ± 15 Ma dans les fractions < 0.4 et 1-2 μm respectivement (Sasseville et al., soumis). Dans la gouge de faille foliée des clastes de gneiss

et de cataclasites recyclés ont préservé des fractions héritées $< 0.2 \mu\text{m}$ qui ont livré des âges de $383 \pm 14 \text{ Ma}$ et $384 \pm 17 \text{ Ma}$, respectivement. Les fractions $< 0.4 \mu\text{m}$ et $1\text{-}2 \mu\text{m}$ dans les gouges témoignent vraisemblablement d'une réactivation tardi-dévonienne de la faille Saint Laurent. Cette réactivation est contemporaine ($360 \pm 4 \text{ Ma}$) des failles tardi-dévoniennes D_5 dans la zone externe de Humber et du magmatisme dévonien. Le système structural D_5 (Tableau 3.1 ; Fig. 3.5) présente d'ailleurs des failles qui correspondent à celles longitudinales et transverses du SRSL et cartographiées dans le socle adjacent (Fig 3.2) et sous-jacent (Carte de profondeur au socle – Annexe A, disque en pochette). On peut donc envisager que les failles D_5 dans la couverture paléozoïque sont liées à une réactivation tardi-dévonienne du SRSL, et qu'elles pourraient être enracinées dans le socle grenvillien sous les Appalaches.

3.4.3 Implications métallogéniques

Des veines de basse température ($90\text{--}250^\circ\text{C}$) à carbonate-barite-fluorite-galène-pyrobitume ont été décrites dans des failles associées au SRSL dans le socle protérozoïque et la couverture paléozoïque. Elles furent localement exploitées durant la première et seconde guerre mondiale dans la région de Madoc en Ontario (Sangster et al., 1992; Carignan et al., 1997; Beaudoin et al., 1989; Wares, 1988). Carignan et al. (1997) pensent que ces veines se sont mises en place dans un contexte d'extension suivi d'un contexte en décrochement le long de la faille Saint-Laurent et dans le rift du Saguenay. Dans le socle protérozoïque du Grenville, ces veines présentent un contrôle structural cohérent avec les orientations des failles du SRSL réactivées au Dévonien (Sasseville et al., soumis). Elles s'étendent du socle grenvillien jusque dans la plate-forme du Saint-Laurent (Carignan et al., 1997 ; Sangster, 1970). Dans les Appalaches du Québec, le lien génétique entre ce type de veines et des intrusions dévoniennes a été établi localement (Gauthier et al., 1994; Wares, 1988; Doyon et Berger, 1997). Des veines similaires sont documentées dans la zone externe de Humber (Beaudoin et al., 1989). De plus, celles de la zone externe de Humber présentent des contextes structuraux cohérents avec une déformation tardi-dévonienne D_5 (vers 360 Ma ; Sasseville et al., 2008) tel que défini plus haut (Tableau 3.1). Enfin, dans la Ceinture de Gaspé, des veines de carbonate porteuses de galène sont intimement liées à l'évolution tardive d'intrusions dévoniennes (Wares, 1988 ; Doyon et Berger, 1997) et présentent des

contrôles structuraux similaires aux veines de carbonate-barite porteuses de galène dans la zone externe de Humber (Beaudoin et al., 1989). Ces dernières présentent un contrôle structural analogue à la déformation D_5 observée à Rivière-du-Loup (Fig. 3.3 ; 3.5).

Plusieurs des intrusions dévoniennes constituent le moteur thermique des veines de carbonate minéralisées dans la Ceinture de Gaspé (Wares, 1988; Doyon et Berger, 1997) et dans la zone de Dunnage (Gauthier et al., 1994). Le Pluton de McGerrigle, qui fait partie de la Suite intrusive de Lemieux, est contemporain de la mise en place des dykes de kersantites décrits ci-dessus (390-360 Ma; Whalen et al., 1991). Selon Wares (1989), les veines de carbonate-quartz du prospect Sullipek, qui sont porteuses de galène, résultent de l'évolution tardive d'un système minéralisateur lié à la Suite intrusive de Lemieux dans le toit de la faille des Shickshock-Sud (Fig. 3.2). Le contexte structural des intrusions et de la minéralisation décrit par Doyon et Berger (1997) dans le centre-nord de la Gaspésie est très similaire à celui du système de failles tardi-dévonien D_5 documenté dans la zone externe de Humber dans la région de Rivière-du-Loup (ci-dessus ; Fig. 3.3 ; 3.5) et au contexte structural des veines et des failles associées au SRSL dans le socle protérozoïque (Carignan et al., 1997 ; Sasseville et al., soumis).

Dans le secteur du transect de la rivière Chaudière, la carte de profondeur au socle (Annexe A-disque), la documentation de failles acadiennes dans la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008) et la cartographie régionale réalisée dans cette région (Fig. A.2-Annexe A) permettent d'observer des failles acadiennes enracinées dans le socle qui s'étendent verticalement jusque dans la couverture appalachienne. Des failles acadiennes sont réactivées lors de la déformation D_5 dans la région de Saint-Anselme et sont le focus d'une activité hydrothermale. Ces observations permettent d'envisager que les déformations D_5 documentées en surface dans les Appalaches s'étendent verticalement jusque dans le socle grenvillien sous-jacent.

Traçage isotopique de la source des veines Pb-Zn

La similitude du contexte structural des veines de carbonate-barite décrites dans le SRSL, dans les BTSL, dans la zone externe de Humber et dans la Ceinture de Gaspé permet d'envisager qu'un événement structural d'ampleur régionale est lié à la mise en place de ces veines. Les veines à carbonate-barite du SRSL et de la zone externe de Humber pourraient

constituer un système hydrothermal régional ; la source thermale serait le magmatisme dévonien et la porosité structurale, les failles du SRSL dans le socle et les failles D₅ dans les Appalaches. Ce système hydrothermal constituerait un métallotecte Pb-Zn lié à l'évolution tardive du magmatisme dévonien. Ce métallotecte présenterait un contrôle structural associé systématiquement à la réactivation du SRSL au cours de la déformation tardi-dévonienne D₅ (360 ± 4 Ma). Pour tester cette hypothèse, il faut documenter l'interaction entre les fluides hydrothermaux dévoniens chargés en Pb et le socle grenvillien en reliant les données isotopiques de plomb des veines associées au SRSL (Carignan et al., 1997) et celles de la zone externe de Humber (Beaudoin et al., 1989) avec celles publiées pour les intrusions dévoniennes des Appalaches et du socle protérozoïque. Ce faisant, cette démarche permettra d'évaluer l'extension géographique de ce métallotecte au sein de la province de Grenville et des Appalaches. Le système isotopique Pb-Pb s'avère utile et pertinent pour le traçage isotopique de minéralisations à galène et semble donc tout à fait indiqué pour tester le lien génétique entre les veines de carbonate minéralisées en galène dans les zones décrites.

Système Pb -Pb

Le système isotopique Pb-Pb est basé sur la désintégration radioactive naturelle de l'U et du Th en Pb (Faure, 1986). Le système Pb-Pb constitue en fait un sous-système du système U-Pb. Les isotopes de masses 235 et 238 de l'uranium, après une suite de désintégrations en chaîne, aboutissent à deux isotopes stables du Pb. Nous ne nous intéresserons pas aux produits intermédiaires de ces chaînes de désintégration; seuls les éléments extrêmes étant pris en compte. Ainsi, ²³⁸U (période radioactive de 4,47 Ga) donne le ²⁰⁶Pb et ²³⁵U (période radioactive de 704 Ma), le ²⁰⁷Pb (Dickin, 1995). Des quatre isotopes stables du Pb, seule l'abondance du ²⁰⁴Pb n'a pas varié depuis la formation du système solaire; il est ainsi pratique de présenter les données isotopiques sous forme de rapports avec le ²⁰⁴Pb comme dénominateur (équations 1 et 2). Les isotopes de Pb de masses 206, 207 et 208 ont tous trois vu leur abondance croître par la désintégration radioactive d'ascendants (les deux isotopes d'U déjà mentionnés et le ²³²Th se désintégrant en ²⁰⁸Pb, équation 3). Les abondances relatives des isotopes stables du Pb peuvent donc varier d'un environnement géologique à l'autre, en fonction des quantités d'U et de Th présentes, relativement à la quantité de Pb, de même qu'en fonction du temps écoulé, ce temps ayant permis à la

radioactivité de faire son effet. Les rapports isotopiques $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, désignés respectivement μ et κ , sont très utiles pour modéliser l'évolution de ce système isotopique. Ainsi, la croûte supérieure présente généralement une valeur de μ , qui augmente progressivement de 11 à 13,6 entre 4,0 Ga d'années jusqu'à l'actuel (Zartman et Doe, 1981). Les estimations de Zartman et Doe (1981) sont calculées à partir d'une composition de croûte supérieure moyenne.

$$\text{Équation 1} \quad \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$\text{Équation 2} \quad \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\text{Équation 3} \quad \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Où les λ_{xxx} sont les constantes de désintégration des isotopes ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th .

De plus, les feldspaths potassiques d'une roche, qui intègrent du Pb dans leur structure, mais pas d'U ou de Th, représentent la signature isotopique initiale Pb-Pb du magma ou du processus métamorphique dont ils sont issus. Pour des raisons analogues, une minéralisation en galène (PbS) aura une composition isotopique fixe temporellement, qui caractérise la composition de la source hydrothermale lui ayant donné naissance. Les feldspaths potassiques et les galènes constituent donc des traceurs isotopiques très utiles dans le système Pb-Pb. C'est pour cette raison que nous avons compilé les données isotopiques Pb-Pb des galènes provenant des veines (Carignan et al., 1997 ; Beaudoin et al., 1989) et des feldspaths des intrusions dévoniennes (Robert, 1990) et du socle protérozoïque (Zartman et Wasserburg, 1969 ; Grünenfelder et al., 1986).

Les rapports isotopiques Pb-Pb des roches totales, par contre, varient dans le temps, en accord avec les équations de désintégration radioactive liée à la présence d'U et de Th dans la roche. Donc, en connaissant les rapports initiaux (U/Pb et Th/Pb) d'une roche à un temps donné (rapport Pb-Pb initiaux dans les feldspaths par exemple), il est possible de calculer la composition isotopique de cette roche à n'importe quel moment ultérieur (Faure, 1986). Ainsi, on peut évaluer la composition isotopique Pb-Pb des roches du socle protérozoïque au Dévonien tardif (360 Ma) lors de la mise en place présumée des veines. De cette manière, il devient possible d'évaluer l'interaction entre la composition isotopique Pb-

Pb des fluides hydrothermaux, dans les galènes par exemple, et la composition isotopique Pb-Pb des roches du socle protérozoïque au cours de l'événement hydrothermal considéré comme étant associé au magmatisme dévonien.

Composition isotopique des veines dans le socle

Sur la base de données isotopiques Pb, Sr, O et C ainsi que de teneurs de terres rares, Carignan et al. (1997) ont proposé que les minéralisations en galène retrouvées dans les veines des grabens d'Ottawa et de la rivière Saguenay soient issues d'une source commune et profonde (Point A, Fig. 3.6 A). Par rapport au diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ offre une meilleure résolution permettant de mieux différencier les composants les uns des autres. Carignan et al. (1997) suggèrent, à l'aide des données isotopiques du Sr, que les fluides minéralisateurs ont interagi avec les différentes roches du Grenville qui contiennent les veines, particulièrement dans les roches réactives (marbre du Supergroupe de Grenville). Les veines retrouvées dans la couverture paléozoïque seraient issues de fluides de la même source et auraient interagi avec les roches du socle grenvillien et celles de la couverture paléozoïque. Les résultats sur les galènes des veines ont une tendance par leurs rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à s'éloigner d'un pôle A vers les pôles B et surtout C (Fig. 3.6).

Le pôle A proposé par Carignan et al. (1997) correspond à une source commune pour les veines des grabens du Saguenay (SG) et d'Ottawa-Bonnechère (OG). Cette source correspondrait à un Pb non-radiogénique (probablement des feldspaths protérozoïques). Les pôles B et C expliqueraient une dispersion des données de Pb isotopique des veines et pourraient correspondre au lessivage de phases enrichies en U et Th. Ces pôles seraient à rechercher, selon Carignan et al. (1997), dans des granulites felsiques anciennes, expliquant ainsi la source du Pb radiogénique.

Interprétation des données isotopiques Pb-Pb

Dans un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 3.6), le pôle A représente l'intersection approximative des alignements des veines SG et OG (Carignan et al., 1997). Avec ces données isotopiques pour les veines de ces deux régions et en calculant une régression pour chaque sous-ensemble, on obtient une intersection A' légèrement différente

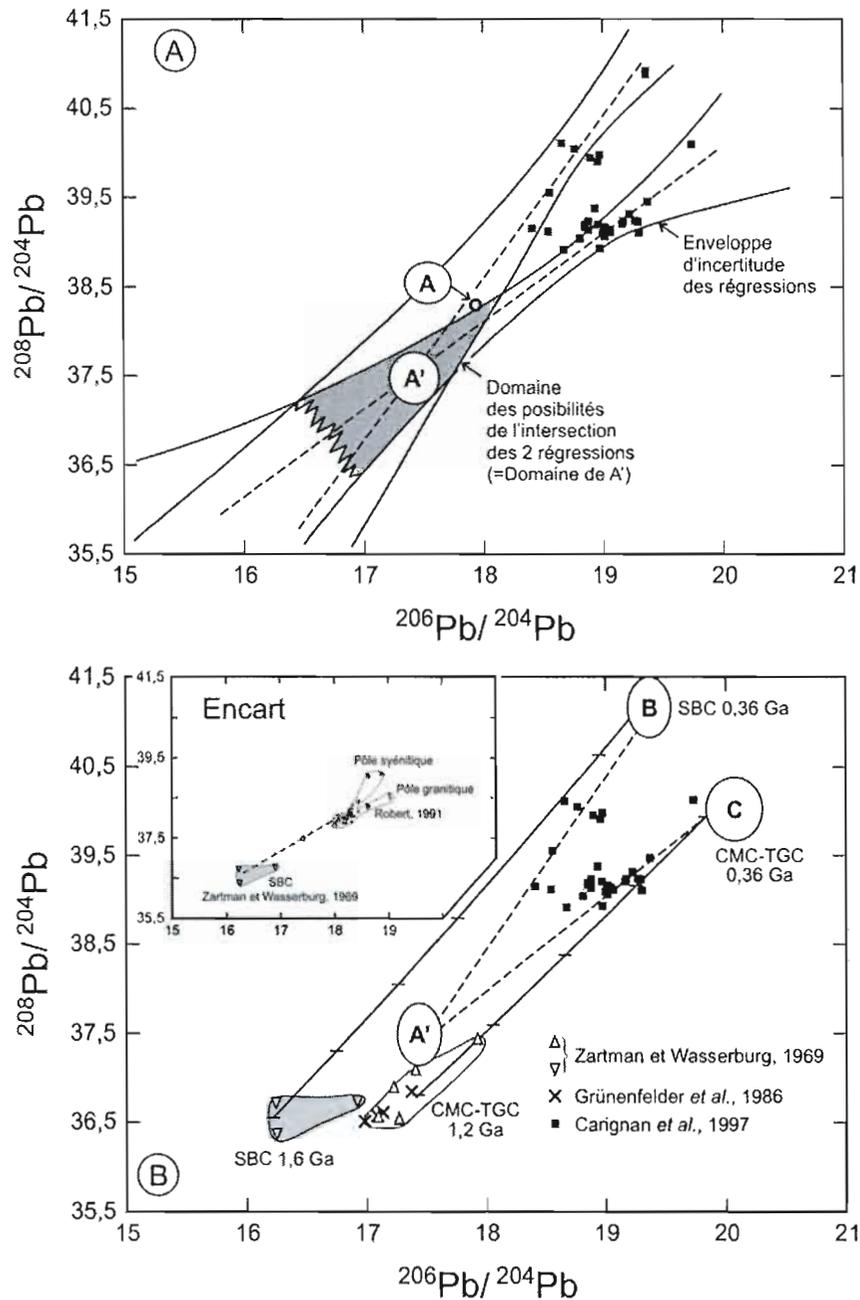


Figure 3.6 : A) Redéfinition par double régression du pôle commun A de Carignan et al. (1997) dans l'espace $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. B) Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les veines de carbonate-barite à galène de la région du Bas-Saint-Laurent et celles du système de rift Saint-Laurent présentent une source commune correspondant au magmatisme dévonien (composant A'). Les veines du système de rift Saint-Laurent semblent avoir interagi avec des roches protérozoïques radiogéniques, expliquant la dispersion des rapports isotopiques vers les pôles B et C (voir texte pour la définition des pôles A-B-C et leur évolution temporelle). Encart : Définition géologique du pôle A' en fonction de deux pôles de mélange : le magmatisme dévonien et une source protérozoïque feldspathique caractéristique de la ceinture polycyclique grenvillienne.

et moins radiogénique que celle de Carignan et al. (1997). Constituant la rencontre de deux droites ayant chacune une incertitude intrinsèque, cette intersection représente un lieu géométrique tel qu'illustré à la figure 3.6A, difficile à qualifier précisément d'un point de vue géologique (Carignan et al., 1997). Il peut, tout de même, être caractérisé en relation avec d'autres données isotopiques disponibles en littérature. Ainsi, le pôle A' peut être interprété comme un mélange de Pb en provenance de deux sources locales. D'une part, les intrusions dévoniennes des Appalaches (ci-après nommées collectivement magmatisme dévonien) constituent une source de chaleur qui se met en place vers 390-360 Ma (Heizler et Lux, 1984; Lowdon, 1960; Whalen et al., 1991; Simonetti et Doig, 1990). Ces intrusions permettent d'induire un système hydrothermal qui remobilise le plomb environnant. Une activité hydrothermale liée au magmatisme dévonien est documentée en Estrie ainsi qu'en Gaspésie (Gauthier et al., 1994; Doyon et Berger, 1997; Wares, 1988). D'autre part, la couverture sédimentaire paléozoïque et plus spécifiquement les séquences détritiques provenant de l'érosion du socle grenvillien (feldspaths caractérisés par des rapports isotopiques non-radiogéniques protérozoïques), peuvent avoir été lessivés par les fluides (Fig. 3.6B-encart et références de cette figure). Les données de Schrijver et al. (1994) supportent d'ailleurs cette interprétation. Le pôle A' semble donc composé d'un mélange entre une composante caractérisée par le magmatisme dévonien (Robert, 1990) et une composante feldspathique non-radiogénique protérozoïque (Fig. 3.6B-encart), cette dernière étant caractéristique des feldspaths provenant de la portion orientale de la ceinture polycyclique (Secteur de Baie-Comeau; Wynne-Edwards, 1972; Zartman et Wasserburg, 1969). Cette portion de ceinture inclut des roches similaires au Terrain de Granulite Centrale et contient des roches supracrustales aphébiennes (Groupe de Gagnon) équivalentes aux séquences déformées de la fosse du Labrador (Wynne-Edwards, 1972). Des âges isotopiques vers 1,6 Ga y sont documentés (Zartman et Wasserburg, 1969).

Le réservoir isotopique ayant la composition du pôle A' aura ensuite interagi avec les réservoirs des pôles B et C (Carignan et al., 1997) afin de donner la composition isotopique aux veines minéralisées (SG et OG), vers 360 Ma, selon le modèle. Carignan et al. (1997) proposent que les fluides hydrothermaux ont lessivé des lithologies radiogéniques (âgées) qui correspondraient à des granulites felsiques. Les pôles B et C peuvent donc résulter du lessivage des lithologies grenvilliennes au cours du Dévonien tardif (vers 360

Ma). Pour tester cette hypothèse, nous avons calculé les compositions isotopiques des pôles B et C à 360 Ma (moment présumé de l'interaction entre les veines de carbonate et le socle dans le SRSL) à partir des compositions isotopiques initiales des gneiss. Cette composition est obtenue à partir des rapports isotopiques dans les feldspaths (Grünenfelder et al., 1986; Zartman et Wasserburg, 1969).

Ainsi, en considérant des rapports de 16,20 pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de 15,45 pour $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 36,55 pour $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à 1,6 Ga en accord avec les observations de Zartman et Wasserburg (1969) dans le Segment de Baie-Comeau, nous obtenons une composition isotopique à 0,36 Ga analogue au pôle B en utilisant des valeurs $\mu = 13,5$ et $k = 5$ (Fig. 3.6B). Une valeur de μ égale à 13,5 correspond à la valeur théorique proposée par Zartman et Doe (1981) pour une composition isotopique moyenne de la croûte continentale supérieure à 0,36 Ga. De manière analogue, en considérant les rapports de 17,20 pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de 15,50 pour $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 36,8 pour $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à 1,2 Ga dans la Ceinture Métasédimentaire Centrale et le Terrain de Granulite Centrale (Grünenfelder et al., 1986; Zartman et Wasserburg, 1969), nous obtenons une composition isotopique à 0,36 Ga analogue au pôle C en utilisant des valeurs $\mu = 16$ et $k = 4,5$ (Fig. 3.6B).

Une valeur de μ égale à 16 est supérieure aux valeurs proposées par Zartman et Doe (1981) pour la croûte continentale supérieure moyenne à 0,36 Ga Ma. Cependant, plusieurs anomalies d'uranium sont décrites dans la CMC (Sangster et al., 1992). Des pegmatites et des veines de carbonates uranifères sont liées à des processus intrusifs (Sangster et al., 1992). La présence d'anomalies uranifères impliquent des concentrations d'uranium supérieures à la moyenne de la croûte supérieure. Il est donc possible d'envisager que les roches de la CMC présentent des valeurs de μ supérieures aux valeurs moyennes de la croûte supérieure.

Lors des études de Carignan et al. (1997) et de Beaudoin et al. (1989), aucune évidence d'activité tectono-thermale Dévonienne n'était clairement établie pour amener l'énergie thermique nécessaire au système hydrothermal dans la zone externe de Humber et dans la province du Grenville. Ceci a conduit Carignan et al. (1997) à invoquer indirectement la seule source thermique tardive connue que sont les intrusions montérégiennes crétaées pour rendre compte des observations. L'apport de nouvelles contraintes structurales et géochronologiques (Sasseville et al., 2008; Sasseville et al., soumis; ce chapitre) démontre des périodes d'activité tectonique vers 405 Ma et 360 Ma dans le socle grenvillien et dans la

zone externe de Humber. La seconde période se caractérise par une activité magmatique et hydrothermale contemporaine des déformations tardi-dévoniennes D_5 . Cet épisode correspond à une réactivation du rift Saint-Laurent dans le socle et dans la couverture appalachienne, et permet de revisiter certaines conclusions de l'étude de Carignan et al. (1997). Il est en particulier possible de réinterpréter l'origine de la source de chaleur régionale du système hydrothermal documenté.

La composition isotopique des veines minéralisées en Pb-Zn dans la zone externe de Humber, telle que rapportée par Beaudoin et al. (1989), peut être expliquée par un mélange binaire entre du Pb d'origine magmatique dévonien et un réservoir isotopique ayant la composition du pôle A' décrit ci-haut. Ce mélange peut être expliqué par une interaction fluide/roche induite par le magmatisme dans une couverture sédimentaire paléozoïque enrichie en feldspaths provenant du socle grenvillien protézoïque (les grès feldspatiques de la Formation de St-Damase, par exemple (Schrijver et al., 1994). De fait, les données anomaliques de Rivière-du-Loup soulignées par Beaudoin et al. (1989) deviendraient simplement un cas plus enrichi en composantes feldspathiques/non-radiogéniques de ce mélange binaire (Fig. 3.7), et indiqueraient un fluide plus fortement imprégné par la composition de la roche encaissante A' (*rock buffered fluid*).

Selon Wares (1988), les veines de carbonate porteuses de minéralisations en Pb constituent l'expression hydrothermale ($< 250^\circ\text{C}$) liée à l'évolution tardive du système magmatique dévonien (Pluton de McGerrigle, notamment). Il est donc envisageable que l'hydrothermalisme lié au magmatisme dévonien ait évolué en phase rétrograde (refroidissement du système hydrothermal $< 250^\circ\text{C}$) vers 360 Ma. Ces conditions correspondent aux contraintes thermales des veines dans le SRSL (Ayuso et al., 1987), les BTSL (Agle et al., 2006) et la zone externe de Humber (Beaudoin et al., 1989) et aux conditions thermales observées dans les roches de failles D_5 (Sasseville et al., 2008). Les fluides minéralisateurs associés aux intrusions dévoniennes sont de plus reconnues pour interagir avec des roches réactives (roches sédimentaires carbonatées) dans la Ceinture de Gaspé (Wares, 1988) où ils sont communément associés à la dolomitisation des roches encaissantes. On ne peut donc pas actuellement exclure que les fluides dévoniens liés à l'hydrothermalisme (360 ± 4) dans la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008) et le SRSL (Sasseville et al., soumis ; et plus haut) aient été responsables de dolomitisations

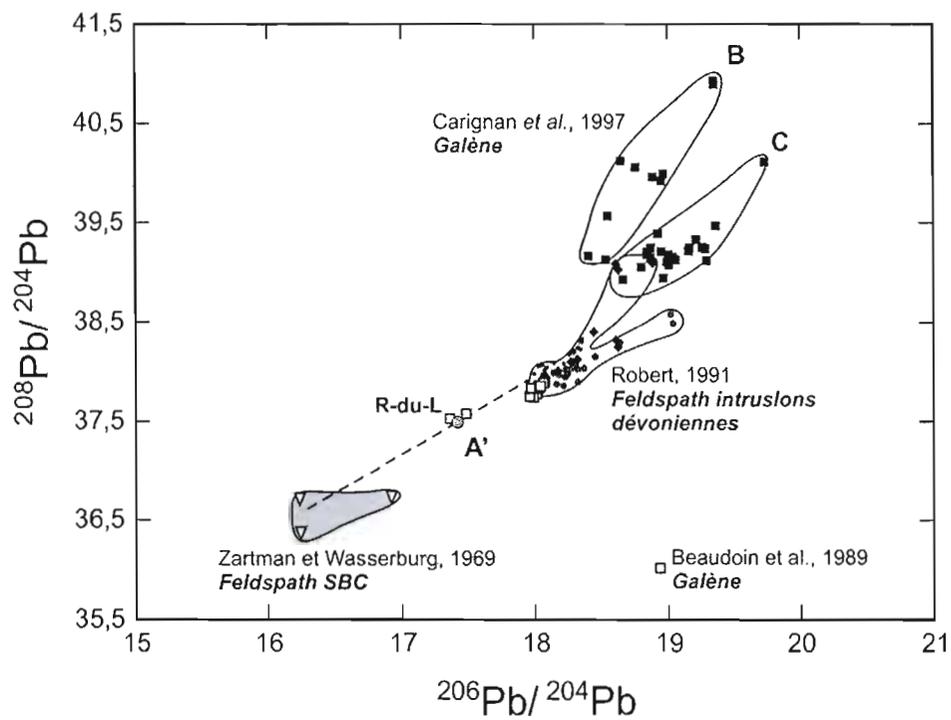


Figure 3.7 : Interprétation alternative des données Pb-Pb des veines de carbonates-barite porteuses de galène dans la zone de externe de Humber en fonction du nouveau pôle A'.

hydrothermales décrites dans les roches réactives dans la zone externe de Humber (Beaudoin et al., 1989) et dans les roches de la plate-forme du Saint-Laurent (cf. Agle, 2006; Smith, 2006; Lavoie et al., 2005).

3.5 CONCLUSION

Ce chapitre présente deux données isotopiques K-Ar obtenues sur des dykes de kersantite de la région de Rivière-du-Loup. Ces dykes dévoniens apparaissent comme pénécotemporains de brèches de failles non-consolidées de la faille Saint-Laurent et des failles normales D₅ tardi-dévoniennes dans la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008; soumis). L'événement tectono-thermal et magmatique liant ces objets géologiques entre eux est daté de 360 ± 4 Ma. Cette déformation régionale D₅ présente un style structural qui permet de suggérer une réactivation des failles reliées au rift du Saint-Laurent. Ces grandes structures longitudinales et transverses avaient déjà rejoué dans le socle vers 435 et 405 Ma (Chapitre II). Elles présentent un contrôle structural lié à des plis et à des systèmes de joints pré-existants dans le socle grenvillien (Chapitre II). L'analyse des données sismiques sous-jacentes aux Appalaches dans le secteur de la rivière Chaudière, l'analyse structurale de compilations cartographiques et la cartographie régionale et détaillée de systèmes de failles dans les Appalaches, permettent d'illustrer la propagation de structures profondes enracinées dans le socle. Ces structures s'étendent en surface jusque dans les Appalaches. Ceci permet d'inférer une déformation couplée socle-couverture (Basse-Terres du Saint-Laurent et zone externe de Humber). Les signatures isotopiques Pb-Pb de veines minéralisées tardives au sein du socle, des Basse-Terres du Saint-Laurent et de la couverture appalachienne permettent de mettre en évidence un réservoir isotopique commun associé au magmatisme dévonien.

Le magmatisme dévonien constitue un épisode métallogénique distinct dans la zone externe de Humber et semble s'étendre au sein du socle grenvillien. Ce réseau de veines se retrouve aussi dans la séquence de la plate-forme des Basse-Terres du Saint-Laurent. Les fluides hydrothermaux, qui ont circulé le long de ces failles tardi-dévoniennes, ont par ailleurs localement dolomitisé les unités réactives encaissantes (Beaudoin et al., 1989; Wares, 1988). Ces dolomies hydrothermales sont hôtes de minéralisations à carbonate-barite-galène-sphalérite tardives (Beaudoin et al., 1989; Wares, 1988) et constituent des réservoirs

potentiels pour des hydrocarbures (cf. Agle et al., 2006; Smith, 2006 ; Lavoie et al., 2005). Les systèmes hydrothermaux associés à cet événement métallogénique sont connus pour générer des dolomies hydrothermales au sein de roches réactives (tels les carbonates). On peut espérer retrouver de telles dolomies hydrothermales associées aux réservoirs de types Trenton-Black River qui auraient alors interagi avec des fluides issus de ce magmatisme dévonien.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Cette thèse est constituée de trois chapitres portant sur la géologie des Appalaches et du système de rift du Saint-Laurent. Pour étudier ce contexte géologique en termes de déformations caractérisées par des failles cassantes peu profondes, une approche méthodologique multidisciplinaire combinant l'analyse structurale, la cartographie régionale et détaillée d'affleurements-clés et la géochronologie K-Ar des fractions fines a été employée. L'approche analytique inclut la minéralogie, la morphologie et l'analyse isotopique (K-Ar) de fractions riches en argiles ($<0.2 \mu\text{m}$ et $1-2 \mu\text{m}$) des roches de faille et leurs lithologies hôtes. Cette approche novatrice a permis pour la première fois la documentation de déformations régionales silurienne et dévonienne au sein de la marge laurentienne.

Tout d'abord, nous avons porté notre attention sur l'évolution structurale de la zone externe de Humber où sont rapportées des structures de chevauchement taconiennes. Ces structures sont datées pour la première fois à 490, 465 et 450 Ma, par la méthode K-Ar. On rapporte une première évidence claire de structures d'extension synchrones (410 Ma) au développement de rétro-chevauchements associées à un rétro-métamorphisme au sein des nappes de la zone externe. Ce sont-là les premières évidences de déformations post-taconiennes documentées au sein de la zone externe de Humber. Ces déformations sont contemporaines aux failles syn-sédimentaires de la Ceinture de Gaspé et à la faille Saint-Joseph, située le long de la ligne Baie Verte-Brompton au sud du Québec. Cela témoigne d'une phase d'extension intra-cratonique jamais documentée auparavant pour cette région. On met en évidence la présence de déformations acadiennes pour la première fois au sein de la zone externe de Humber, permettant : 1) de redéfinir l'étendue de cette déformation appalachienne; 2) de mettre en évidence la progression des déformations acadiennes du Dévonien moyen (385-375 Ma) dans la zone interne de Humber au Dévonien tardif (368 Ma) dans la zone externe de Humber. L'évolution tardive (360 Ma) de ces déformations (relaxation des contraintes acadiennes) est associée à une période d'extension et d'hydrothermalisme contemporain à cette déformation.

Ensuite, nous démontrons la réactivation du système de rift du Saint-Laurent à 436 ± 45 Ma et 406 ± 22 Ma. Ces réactivations sont synchrones aux périodes de subsidences

régionales liées, dans le premier cas, au développement de bassins détritiques dans l'avant-pays taconnien et dans le second cas, à une période d'extension intra-cratonique dans les Appalaches adjacentes. La localisation des failles associées au rift du Saint-Laurent présente un contrôle structural induit par la réactivation de structures de plis et de systèmes de joints préexistants dans le socle.

Par la suite, nous rapportons deux données isotopiques K-Ar obtenues sur des dykes de kersantite de la région de Rivière-du-Loup. Ces dykes dévoniens apparaissent comme péné-contemporains de brèches de failles non-consolidées de la faille Saint-Laurent et des failles normales D_5 tardi-dévonienne dans la zone externe de Humber (Sasseville et al., 2008; soumis). L'événement tectono-thermal et magmatique liant ces objets géologiques entre eux est daté à 360 ± 4 Ma. Cette déformation régionale D_5 présente un style structural qui permet de suggérer une nouvelle réactivation des failles reliées au rift du Saint-Laurent à cette période. Les grandes structures longitudinales et transverses du système de rift Saint-Laurent avaient déjà joué dans le socle vers 435 et 405 Ma (Sasseville et al., soumis). Elles présentent un contrôle structural lié à des plis et à des systèmes de joints pré-existants dans le socle grenvillien (Sasseville et al. soumis). L'analyse structurale des affleurements cartographiés et l'analyse structurale des compilations cartographiques disponibles, couplées aux données sismiques dans le sud du Québec et aux données géophysiques dans l'estuaire du Saint-Laurent, permettent d'évaluer l'étendue des déformations associées aux réactivations dévoniennes du système de rift Saint-Laurent dans la couverture du socle et dans les Appalaches. La cartographie détaillée d'un affleurement-clé à Rivière-du-Loup illustre la géométrie typique du système de failles tardi-dévonien. L'analyse structurale des compilations cartographiques permet d'illustrer la propagation de ces structures profondes en surface au sein des Appalaches. Ceci permet d'inférer une déformation couplée socle-couverture (Basses-Terres du Saint-Laurent et zone externe de Humber). Cependant, la présence des failles proposées régionalement par la relecture des cartographies géologiques disponibles demande à être confirmée empiriquement par de futurs travaux de terrain.

La phase d'activité hydrothermale (360 Ma) que nous avons documentée dans la zone externe de Humber permet de jeter un nouveau regard sur les données Pb-Pb de la littérature portant sur des systèmes de veines minéralisées. Des systèmes de veines de carbonate-barite à galène dans la zone externe de Humber ainsi que dans le système de rift

Saint-Laurent présentent des contrôles structuraux possiblement attribuables à cette phase d'extension. Nous suggérons que le magmatisme tardi-dévonien constitue une source commune aux veines documentées dans la zone externe de Humber et dans le système de rift Saint-Laurent. Les signatures isotopiques Pb-Pb de veines minéralisées et tardives au sein du socle, des Basse-Terres du Saint-Laurent et de la couverture appalachienne permettent de proposer un réservoir isotopique commun associé à ce magmatisme dévonien.

Les fluides hydrothermaux associés au magmatisme dévonien interagissent communément avec les roches carbonatées réactives, formant ainsi des dolomies hydrothermales. Ces dernières se caractérisent par une porosité importante, favorisant ainsi la migration des hydrocarbures et de fluides hydrothermaux riches en barium-plomb-zinc. Il est proposé que certaines dolomies hydrothermales dans les séquences de la plate-forme du Saint-Laurent sont issues d'une activité hydrothermale liée à cette phase d'extension tardi-dévonienne. Dans ce cas, les failles tardi-dévoniennes constituent des cibles d'exploration pour les hydrocarbures ainsi que pour des minéralisations plomb-zinc sur la marge laurentienne.

Des dolomies hydrothermales sont hôtes de réservoirs pétroliers de classe mondiale dans la marge Laurentienne de l'Est de l'Amérique du Nord. Dans la dernière décennie, plusieurs réservoirs de ce type ont été documentés à Terre-Neuve, au Michigan et en Nouvelle-Angleterre. Ce phénomène a récemment été documenté dans la péninsule Gaspésienne. Nous avons proposé dans cette thèse un modèle génétique invoquant l'évolution tardive du système de rift Saint-Laurent et de l'orogénèse accadienne au cours du Dévonien tardif pour la formation de telles dolomies hydrothermales dans les roches réactives du domaine allochtone des Appalaches. Ce modèle génétique permet d'envisager une alternative au modèle de flexion crustale résultant de la progression des contraintes taconiennes dans le plateau appalachien actuellement préconisé en Nouvelle-Angleterre.

Afin de tester ce modèle, il serait opportun d'analyser, de manière analogue à la méthodologie proposée dans cette thèse, le contexte structural et de caractériser isotopiquement (K-Ar et Pb-Pb) les dolomies hydrothermales imprégnées d'hydrocarbures récemment documentées en Gaspésie et en Nouvelle-Angleterre, puisque celles-ci sont situées dans les unités réactives de la plate-forme du Saint-Laurent et de la Ceinture Siluro-Dévonienne de Gaspé.

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, J., et P. Basham. 1989. «The seismicity and seismotectonics of Canada east of the Cordillera». *Geoscience Canada*. vol. 16, p. 3-16.
- Agle, P., R. Jacobi, C. Mitchell, R. Nyahy, B. Slater et Langhorne Smith. 2006. «Faulting and Mineralization in the Cambro-Ordovician Section of the Mohawk Valley». In *Field trip A1 Guide book New York State Geological Association 78th Annual Meeting in conjunction with the 35th Eastern Section AAPG meeting in Buffalo, October 7th 2006*, R. Jacobi, p. 1-53. Buffalo.
- Aldrich, L.T., et A.O. Nier. 1948. «Argon 40 in potassium minerals». *Physical Review*. vol. 74, p. 876-877.
- Anderson, S.L. 1988. «Interpretation of K-Ar mineral dates from the Grenville orogenic belt». *American Journal of Science*. vol. 288, p. 701-734.
- Arkai, P. 1991. «Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 9, p. 723-734.
- Ayuso, R.A., et J.G. Arth. 1992. «The Northeast Kingdom batholith, Vermont: Magmatic evolution and geochemical constraints on the origin of Acadian granitic rocks». *Contribution to Mineralogy and Petrology*. vol. 111, p. 1-23.
- Ayuso, R.A., N.K. Foley et C.E. Brown. 1987. «Source of lead and mineralizing brine for Rossie-type Pb-Zn veins in the Frantenac Axis area, New York». *Economic Geology*. vol. 82, p. 489-496.
- Bailey, S.W. 1980. «Structures of layer silicates». In *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*, G.W. Brindley et G. Brown, p. 1-123. London: Mineralogical Society, Monograph 5.
- Barton, E.S. 1973. «The significance of Rb-Sr and K-Ar ages of selected sedimentary rock units, Eastern Townships, Québec». Thèse M.Sc, Montreal, McGill University, 86 p.
- Beaudoin, G., K. Schrijver, E. Marcoux et J.-Y. Clavez. 1989. «A vein and disseminated Ba-Pb-Zn deposit in the Appalachian thrust belt, St. Fabien, Quebec». *Economic Geology*. vol. 84, p. 799-816.
- Bédard, J.H. 1992. «Jurassic quartz-normative tholeiite dykes from Anticosti Island, Quebec». In *Eastern North American Mesozoic Magmatism*, J.H. Puffer et P.C. Raglan, p. 10161-10167: Geological Society of America.

- Béland, J. 1957a. *Région de Sainte-Félicité - Grosses Roches*: Ministère des Mines, Québec RP-339, 10 p.
- 1957b. *Régions de Saint-Magloire et de Rosaire - Saint-Pamphile*: Ministère des Mines, Québec RG-76, 58 p.
- Bernstein, L. 1991. «Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec and Ontario». Thèse Ph.D., Montréal, Université de Montréal.
- Bonhomme, M., R. Thuizat, Y. Pinault, N. Clauer, Wendling A. et R. Winckler (1975). Méthode de datation potassium-argon appareillage et technique. Notes Techniques. Strasbourg, Institut de Géologie, Université Louis-Pasteur: 53 p
- Bourque, P., D. Brisebois et Michel Malo. 1995. «Gaspé Belt». In *Geology of the Appalachians-Caledonian orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada*, H. William, p. 316-351.
- Boyer, S.E., et D. Elliott. 1982. «Thrust systems». *AAPG Bulletin*. vol. 66, p. 1196-1230.
- Bradley, D.C., et W. S. F. Kidd. 1991. «Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 103, p. 1416-1438.
- Bradley, D.C., R.D. Tucker, D.R. Lux, A.G. Harris et D.C. McGregor. 2000. *Migration of the Acadian Orogen and foreland basin across the Northern Appalachians of Maine and adjacent area*. Coll. «Professional Paper». Reston, VA: U.S. Geological Survey, 55 p.
- Bradley, J. C. 2005. «Structural history of the Humber Arm Allochthon in the Corner Brook area, western Newfoundland». Thèse M.Sc., University of Alberta.
- Brindley, G.W., et G. Brown. 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*, no 326. London: Mineralogical Society, Monograph 5.
- Brisebois, D., et J. Burn. 1994. «La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches». In *Géologie du Québec*, C Dubé, p. 95-120. Québec: Les Publications du Québec.
- Brooks, C., S.R. Hart et I. Wendt. 1972. «Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data». *Reviews of Geophysics and Space Physics*. vol. 10, p. 551-577.
- Brown, C.E. 1983. *Mineralization, mining, and mineral resources in the Beaver Creek area of the Grenville Lowland in the st. Lawrence Country, New York*. Coll. «Professional Paper», no 1279: U.S. Geological Survey 21 p.

- Burkhard, M. 1988. «L'Hé debate de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique)». *Eclogae Geologicae Helvetiae*. vol. 81, p. 63-114.
- Butler, R.W.H. 1982. «The terminology of structures in thrust belts». *Journal of Structural Geology*. vol. 4, p. 239-245.
- Carignan, J., C. Gariépy et C. Hillaire-Marcel. 1997. «Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada: C, O, Sr, and Pb isotopic characterization». *Chemical Geology*. vol. 137, p. 1-21.
- Carter, T.R., A.C. Clovine et H.D. Meyn. 1980. *Geology of base metal, precious metal, iron, and molybdenum deposits in the Pembroke-Renfrew area*: Ontario Geological Survey, Report 20, 186 p.
- Castonguay, S., Y. Lemieux, B. Marcotte et A. Tremblay. 2001a. *Structural style and tectonostratigraphy of the external-internal Humber zone boundary in the Sainte Marie-Saint Sylvestre area, Québec Appalachians*, no Current Research 2001-D13: Geological Survey of Canada, 25 p. En ligne. <<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=geh&AN=2001-069391&lang=fr&site=ehost-live>>.
- Castonguay, S., G. Ruffet et A. Tremblay. 2001b. «Synthesis and interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the regional metamorphism and deformation along the Notre-Dame and Sutton anticlinoria, southern Quebec Appalachians». In *Abstracts with program*: Geological Society of America, vol. 33, p. A19.
- , 2007. «Dating polyphased deformation across low-grade metamorphic belts: an example based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints from the southern Québec Appalachians, Canada». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 119, p. 978-992.
- Castonguay, S., G. Ruffet, A. Tremblay et G. Féraud. 2001. «Tectonometamorphic evolution of southern Québec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidences for Ordovician crustal thickening and Silurian exhumation of the internal Humber zone». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 113, p. 144-160.
- Castonguay, S., et A. Tremblay. 2003. «Tectonic evolution and significance of Silurian - Early Devonian hinterland-directed deformation in the internal Humber zone of southern Québec Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, p. 255-268.
- Castonguay, S., A. Tremblay et D. Lavoie. 2002. *Carte de compilation géologique, Québec-Chaudière, Les Ponts Géologiques de l'Est du Canada, Transect 2*, no Dossier public 4314. Québec: Commission Géologique du Canada.

- Clauer, N., et S. Chaudhuri. 1995. *Clays in crustal environment - Isotope dating and tracing*. Heidelberg: Springer Verlag, 359 p.
- . 1999. «Isotopic dating of very low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks: techniques and methods». In *Low-grade metamorphism*, M. Frey et D. Robinson, p. 202-226. Cambridge, U.K.: Blackwell Science.
- Clauer, N., R. D. Dallmeyer et J. P. L  corch  . 1991. «Age of the Late Paleozoic Tectonothermal Activity in North-Central Mauritanide, West Africa». *Precambrian Research*. vol. 49, p. 97-105. En ligne. <<Go to ISI>://A1991EY52300006>.
- Clauer, N., N. Rais, U. Schaltegger et A. Piqu  . 1995. «K-Ar systematics of clay-to-mica minerals in a multi-stage low-grade metamorphic evolution». *Chemical Geology*. vol. 124, p. 305-316.
- Clauer, N., S.M. Savin et S. Chaudhuri. 1992. «Isotopic composition of clay minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis». In *Isotopic Signatures and Sedimentary Records, Lecture Notes in Earth Sciences*, N. Clauer et S. Chaudhuri, p. 239-286. Heidelberg: Springer.
- Comeau, F.-A., D. Kirkwood, M. Malo, E. Asselin et R. Bertrand. 2004. «Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Québec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 41, p. 1473-1490.
- Dalrymple, G.B., et M.A. Lamphere. 1969. *Potassium-Argon dating*. New York: Freeman, 258 p.
- Dickin, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 490 p.
- Doig, R., et J.M. Jr. Barton. 1968. «Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 5, p. 1401-1407.
- Doolan , B.L., M.H. Gale, P.N. Gale et R.S. Hoar. 1982. «Geology of the Quebec re-entrant: Possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentine belt». p. 87-116: Geological Association of Canada Special Paper 24.
- Doyon, M., et J. Berger. 1997. *Distribution et contrôles structuraux des roches magmatiques siluro-dévoniennes de la Gaspésie*: Ministères des Ressources naturelles du Québec, Rapport ET 97-01, 31 p.
- Du Berger, B., D.W. Roy, M. Lamontagne, G. Woussen, R.G. North et R.J. Wetmiller. 1991. «The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988: seismic data and geologic setting». *Tectonophysics*. vol. 186, p. 59-74.

- Dunning, G.R., S.J. O'Brien, S.P. Colman-Sadd, R. Blackwood, W.L. Dickson, P.P. O'Neill et T.E. Krogh. 1990. «Silurian orogeny in the Newfoundland Appalachians». *Journal of Geology*. vol. 98, p. 895-913.
- Dunoyer de Segonzac, G. 1969. «Les minéraux argileux dans la diagenèse: Passage au métamorphisme». *Mémoire Service des Cartes et Géologie Alsace-Lorraine*. vol. 29, p. 317.
- Dunoyer de Segonzac, G, et D. Brenoulli. 1976. «Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-Alpin et Austro-Alpin Lombardi et Grison». *Bulletin de la Société Géologique de France*. vol. 18, p. 1283-1293.
- Easton, R.M. 1986. «Geochronology of the Grenville Province, Part I: Compilation of data et Part II: Synthesis and interpretation». In *The Grenville Province*, J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer, p. 127-173: Geological Association of Canada, Special Paper 31.
- Eby, G.N. 1984. «Geochronology of the Montereian Hills alkaline igneous province, Quebec». *Geology*. vol. 12, p. 468-470.
- Fairbairn, H.W., G. Faure, W.H. Pinson, P.M. Hurley et J.L. Powell. 1963. «Initial ratio of strontium 87 to strontium 86, whole-rock age, and discordant biotite in Montereian igneous province, Quebec». *Journal of Geophysical Research*. vol. 68, p. 6515-6522.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*, 2nd. New York: John Wiley, 589 p.
- Ferry, J.M. 1992. «Regional metamorphism of the Waits River Formation, eastern Vermont: Delineation of a new type of giant metamorphic hydrothermal system». *Journal of Petrology*. vol. 33, p. 45-94.
- Gauthier, M., F. Chartrand et J. Trottier. 1994. «Metallogenic epochs and metallogenic provinces of the Estrie-Bauce region, southern Quebec Appalachians». *Economic Geology*. vol. 89, p. 1322-1360.
- Gibbs, A.D. 1984. «Structural evolution of extensional basin margins». *Journal of the Geological Society of London*. vol. 141, p. 609-620.
- Glasmacher, U. A., A. Tremblay et N. Clauer. 2003. «K-Ar dating constraints on the tectonothermal evolution of the external Humber zone, southern Québec Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, p. 285-300.

- Glasmacher, U., A. Lopez-Martinez, A.; Tremblay, M. Zentilli, G.A. Wagner et M. Balcázar. 2002. «Cretaceous to Tertiary tectono-thermal evolution of the Laurentian margin in Québec, Canada - Preliminary results». In *Geotemas - International Workshop on Fission-track analysis: theory and applications, 4-7 June*, p. 83-87. El Puerto de Santa Maria (Cadiz).
- Globensky, Y (1985). Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent, Carte no 1999 du rapport MM 85-02, échelle 1:250000
- Gorman, W.A. 1977. *Estcourt - Baker Lake area Temiscouata and Kamouraska counties*: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport DP-472, 28 p.
- Goutier, Jean. 1989. *Géologie de la région de Biencourt - Lac-des-Aigles (Témiscouata)*: Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines) du Québec, Rapport ET 88-02, 25 p.
- Grünenfelder, M.H., G.R. Tilton, K. Bell et J. Blenkinsop. 1986. «Lead and strontium isotope relationships in the Oka carbonatite complex, Quebec». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 50, p. 461-468.
- Guillet, G.R. 1964. *Fluorspar in Ontario*: Ontario Department of Mines, Industry and Miner., Report No. 12, 68 p.
- Hancock, P.L. 1985. «Brittle microtectonics: principles and practice». *Journal of Structural Geology*. vol. 7, p. 437-457.
- Harper, C.T. 1970. «Graphic solution to the problem of ^{40}Ar loss from metamorphic minerals». *Eclogae Geologicae Helvetiae*. vol. 63, p. 119-140.
- Harrison, T.M., et I MacDougall. 1980. «Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson New Zealand, I: Thermal, chronological and isotopic constraints». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 44, p. 1985-2003.
- Hasegawa, H.S. 1986. «Seismotectonics in Eastern Canada, an overview with emphasis on the Charlevoix and Miramichi region». *Earth Notes*. vol. 51, p. 23-37.
- Hayward, N., S.A. Dehler et G.N. Oakey. 2001. «The structure of the northeastern Gulf of St. Lawrence, Canada: new insights from geophysical data analysis». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 38, p. 1495-1516.
- Heizler, M.J., et D.R. Lux. 1984. « ^{40}Ar - ^{39}Ar incremental release geochronology on hornblende-biotite pairs for the Chain of Ponds Pluton, West Central Maine». p. 22-23: Geological Society of America, abstract with program.

- Hibbard, J.P., C.R. Van Staal, D.W. Rankin et H. Williams (2006). Lithotectonic map of Appalachians Orogen Canada-United States of America, Geological Survey of Canada, Map 2096A
- Hoffmann, J., J. Hower et J.L. Anderson. 1976. «Radiometric dating of time of thrusting in the disturbed belt of Montana». *Geology*. vol. 4, p. 16-20.
- Huon, S., A. Piqué et N. Clauer. 1987. «Étude de l'orogène hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers». *Sciences Geologiques Bulletin*. vol. 40, p. 273-284.
- Kisch, H.J. 1983. «Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks (appendix B-literature published since 1976)». In *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, G. Larsen et G.V. Chilinger, p. 289-493, 513-541. Amsterdam: Elsevier.
- Kraus, I., I. Horwath, E. Samajova et M. Gerthofferova. 1972. «Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals». *Geologicky zbornick, Bratislava*. vol. 23, p. 281-295.
- Kübler, B. 1966. In: *Étages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966* (Université Neuchâtel, à la Baconnière, Neuchâtel, Switzerland). 105-121 p.
- Kumarapeli, P.S. 1985. «Vestiges of Iapetan rifting in the craton west of the northern Appalachians». *Geoscience Canada*. vol. 12, p. 54-59.
- Kumarapeli, P.S., G.R. Dunning, H. Pintson et J. Shaver. 1989. «Geochemistry and U-Pb zircon age of comenditic metafelsites of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 26, p. 1374-1383.
- Kumarapeli, P.S., et V.A Saull. 1966. «The St. Lawrence Valley system: A North American equivalent of the East African Rift Valley system». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 3, p. 639-658.
- Lachapelle, R. 1993. «La limite sud du Bouclier Canadien dans la région de Québec: un phénomène de fracturation continentale reliée à l'ouverture de l'océan Iapetus». Thèse M.Sc, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Lamontagne, M., P. Keating et T. Toutin. 2000. «Complex faulting confounds earthquake research in Charlevoix Seismic Zone, Quebec». *EOS. Transactions, American Geophysical Union*. vol. 81, no 26, p. 289-293.
- Lanson, B., et G. Besson. 1992. «Characterisation of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of x-ray pattern». *Clays and Clay Minerals*. vol. 40, p. 40-52.

- Laroche, P.J. 1983. «Appalachians of southern Quebec seen through seismic line no. 2001». In *Seismic expression of seismic styles-a picture and work atlas*, A.W. Bally, p. 3.2.1.7-3.2.1.22: AAPG Studies in Geology 15.
- Larqué, P, et F. Weber. 1975. *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X, Mise au point collective*. Coll. «Note technique». Strasbourg: Institut de Géologie, Université Louis-Pasteur, 33 p.
- Laurin, A.F., et K.N.M. Sharma (1975). Région des rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay (Grenville 1965-1967). RG 161. Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec: 89 p
- Lavoie, D. 1994. «Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and the St. Lawrence Promontory». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 31, p. 1309-1319.
- Lavoie, D., E. Burden et D. Lebel. 2003. «Stratigraphic framework for the Cambrian-Ordovician rift and passive margin successions from southern Québec to western Newfoundland». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, p. 177-205.
- Lavoie, D., G. Chi, P. Brennan-Alpert, A. Desrochers et R. Bertrand. 2005. «Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti Basin: significance for hydrocarbon exploration». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. vol. 53, p. 454-471.
- Lebel, D., et C. Hubert. 1995. *Géologie de la région de Saint-Malachie (Chaudière-Appalaches)*. Québec: Ministère des Ressources naturelles, ET 93-03, 63 p.
- Lebel, D., et D. Kirkwood. 1998. *Nappes and mélanges in Québec-Bellechasse area: Their regional tectonic and stratigraphic significance in the Humber zone, Field trip A5 Guidebook 15-17 may 1998*. Coll. «AGC/GAC-APGGQ». Quebec, 64 p.
- Lemieux, Y., A. Tremblay et D. Lavoie. 2003. «Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Québec: relations to impact cratering and the St. Lawrence fault system». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, p. 221-235.
- Lespérance, P.-J., et H.R. Greiner. 1969. *Région de Squatec-Cabano, Comtés de Rimouski, Rivière-du-Loup et Témiscouata*: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique No. 128, 122 p.
- Lippolt, H.J., et H. Kirsch. 1994. «Ar/Ar- Untersuchungen an serizitisierten plagioklasen des Frankenstein-Gabbros (NW-Odenwald) im Hinblick auf ihren Alterations-Zeitpunkt». *Geol. Jb. Hessen*. vol. 122, p. 123-142.
- Lister, G.S., M.A. Etheridge et P.A. Symonds. 1991. «Detachment models for the formation of passive continental margins». *Tectonics*. vol. 10, p. 1038-1064.

- Lowdon, J.A. 1960. *Age determination by the Geological Survey of Canada - report 1: Geological Survey of Canada, paper 60-17, 26-38 p.*
- Lucas, J., et G. Jehl. 1961. «Études de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction de rayon X. Application à la distinction des minéraux». *Bulletin Service Carte Géologie Alsace-Lorraine*. vol. 12, p. 159-171.
- Ludwig, K.R. (2003). Isoplot 3.00, Berkeley Geochronology Center, August 19, 2003
- Malczak, J., T.R. Carter et J.S. Springer. 1985. *Base metal, molybdenum and precious metal deposits of the Madoc-Sharbot Lake area, Southern Ontario: Ontario Geological Survey, Open File Report No. 5548, 374 p.*
- Malo, M., A.; Tremblay, D. Kirkwood et P. Cousineau. 1995. «Along-strike Acadian structural variations in the Québec Appalachians: Consequence of a collision along an irregular margin». *Tectonics*. vol. 14, p. 1327-1338.
- Manspeizer, W., J. DeBoer, J.K. Costain, A.J. Froelick, C. Coruh, P.E. Olsen, J.G. McHone, J.H. Puffer et D.C. Prowell. 1989. «Post Paleozoic activity». In *Decade of North America America Geology*, p. 319-374: Geological Society of America, vol. F-2.
- McClay, K.R. 1995. «The geometries and kinematics of inverted fault system: a review of analogue model studies». In *Bassin Inversion*, J.G. Buchanan et P.G. Buchanan, p. 97-118: Geological Society of London Special Publication.
- McHone, J.G., et J.R. Butler. 1984. «Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 95, p. 757-765.
- McPowell, A. 1979. «A morphological classification of rock cleavage». *Tectonophysics*. vol. 58, p. 21-34.
- Merriman, R.J., et D.R. Peacor. 1999. «Very low-grade metapilites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress». In *Low-Grade Metamorphism*, M. Frey et D. Robinson, p. 10-60. Oxford: Blackwell Science Ltd.
- Mezger, K., B.A. van der Pluijm, E.J. Essene et A.N. Halliday. 1993. «U-Pb geochronology of the Grenville orogen of Ontario and New York: constraints on ancient crustal tectonics». *Contribution to Mineralogy and Petrology*. vol. 114, p. 13-26.
- Moore, D.M., et R.C. Reynolds. 1997. *X-Ray Diffraction and the identification and Analysis of Clay Mineral*, second. Oxford: Oxford University Press.
- , 1997. *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay mineral*. Oxford: Oxford University Press, 273 p.

- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (2007). Compilation pétrolière et gazière - Gaspésie et Bas-Saint-Laurent, Ministère des ressources naturelles et de la faune du Québec, Direction générale des hydrocarbures et biocarburants
- Ministère des Ressources naturelles du Québec. 1974. *Data on wells drilled for petroleum and natural gas in the St. Lawrence Lowland area: Part II, wells more than 500 feet in depth, Rapport EN G-5*. Québec: Ministère des Ressources naturelles du Québec.
- Nadeau, L., M. Lamontagne, R.J. Wetmiller, P. Brouillet, A. Bent et P. Keating. 1997. «Preliminary results and tectonic setting of the Cap-Rouge earthquake of November 5, 1994, Québec ». In *Current Research, 1998-E*, p. 105-115: Geological Survey of Canada.
- Odin, G.S. 1982. «Interlaboratory standards for dating purposes». In *Numerical dating in stratigraphy*, G.S. Odin, p. 123-149. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons
 :: En ligne.
<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=geh&AN=1983-006008&lang=fr&site=ehost-live>.
- Ogunyomi, O, R. Hesse et Y. Héroux. 1980. «Pre-orogenic and syrogenic diagenesis and anchimetamorphism in lower Paleozoic continental margin sequences of the Northern Appalachians in and around Québec city, Canada». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. vol. 28, p. 559-577.
- Osberg, Philip H., J.F. Tull, P. Robinson, R. Hon et J.R. Butler. 1989. «The Acadian Orogen». In *Decade of North America Geology*, p. 179-232: Geological Society of America, vol. F-2.
- Osborne, F.F. 1956. «Geology near Quebec city». *Naturaliste Canadien*. vol. 83, p. 157-223.
- Pevear, D.R. 1999. «Illite and hydrocarbon exploration». *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. vol. 96, p. 3440-3446.
- Pinet, N., S. Castonguay et A. Tremblay. 1996. «Thrusting and backtrusting in the Taconian internal zone, southern Québec Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 33, p. 1283-1293.
- Pinet, N., M. Duchesne, D. Lavoie, A. Bolduc et B. Long. 2008. «Surface and subsurface signatures of gas seepage in the St. Lawrence Estuary (Canada): Significance to hydrocarbon exploration». *Marine and Petroleum Geology*. vol. 25, p. 271-288.
- Pinet, N., et A. Tremblay. 1995. «Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in northern Appalachians». *American Journal of Science*. vol. 295, p. 173-200.

- Pinet, N., A. Tremblay et M. Sosson. 1996. «Extension versus shortening models for hinterland-directed motion in the southern Québec Appalachians». *Tectonophysics*. vol. 267, p. 239-256.
- Price, K.L., et S.D McDowell. 1993. «Illite/smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, midcontinent rift system». *Clays and Clay Minerals*. vol. 41, p. 134-147.
- Printz, C., et O. Kromberg. 1997. «Diagenese und niedriggradige Metamorphose in einem Profil in den kanadischen Appalachen südöstlich von Québec City». Diplomarbeit, RWTH-Aachen, 144 p.
- Range, K.J., A. Range et A. Weiss. 1969. «Fire-clay type kaolonite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolonite-halloysite minerals». In *Proc. Int. Clay. conf.*, p. 3-13. Tokyo: Israel University Press.
- Rasetti, F. 1945. «New Upper Cambrian trilobites from the Lévis conglomerate». *Journal of Paleontology*. vol. 19, p. 462-478.
- , 1946. «Cambrian and Early Ordovician stratigraphy of the Lower St. Lawrence Valley». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 57, p. 687-706.
- , 1948. «Middle Cambrian trilobites from the conglomerates of Quebec (exclusive of *Ptychopariidae*)». *Journal of Paleontology*. vol. 22, p. 315-339.
- Raynolds, R.C. (1985). NEWMOD™, a computer program for the calculation of one-dimensional diffraction pattern for mixed-layer clays
- Rivers, C.T., J. Martignole, C.F. Gower et A. Davidson. 1989. «New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield». *Tectonics*. vol. 8, p. 63-84.
- Robert, F. 1990. «Isotopes du plomb et implications génétiques dans les intrusifs de l'Estrie, de Gaspé et de Terre-Neuve». Thèse M.Sc., Montréal, Université du Québec à Montréal, 98 p.
- Robinson, P., R.D. Tucker, D. Bradley, Henry N. Berry, IV; et Philip H.; Osberg. 1998. «Tectonics and geological history of some Phanerozoic orogens». In *Honorary volume to David G. Gee on the occasion of his 60th birthday*, Bjorn Sundquist et Michael B. Stephens, p. 119-148. Stockholm, Sweden: Geological Society of Sweden.
- Rocher, M., et A. Tremblay. 2001. «L'effondrement de la plate-forme du Saint-Laurent: ouverture de Iapetus ou de l'Atlantique? Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de la ville de Québec (Canada)». *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule A, Sciences de la Terre et de Planètes*. vol. 333, p. 171-178.

- Rocher, M., A.; Tremblay, D. Lavoie et A Campeau. 2003. «Brittle fault evolution in the Montreal area (St. Lawrence Lowland, Canada): rift-related structural inheritance and tectonism approach by palaeostress analysis». *Geological Magazine*. vol. 140, p. 157-172.
- Roddick, J.C., F.B. Quigg et P.A. Hunt (1992). Miscellaneous ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and analytical procedures, Geological Survey of Canada, Paper 92-2: 171-177 p
- Roden-Tice, M.K., et A.; Tremblay. 2008. «Post-Jurassic uplift and faulting along the St. Lawrence rift system - evidence from AFT dating in the Québec city and Charlevoix area, Québec». *GAC-MAC meeting, Abstracts*. vol. 33, p. 146.
- Rondot, J. 1968. «Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 5, p. 1305-1317.
- 1971. «Impactite of Charlevoix structure, Quebec, Canada». *Journal of Geophysical Research*. vol. 76, p. 5414-5423.
- (1989). Géologie de Charlevoix. Québec, Ministère Énergie et Ressources du Québec MB 89-21: 606 p
- Sabourin, R. 1973. *Geology of part of the Beaupré Seigneurie*. Coll. «Preliminary Report». Quebec: Department of Natural Resources, 19 p.
- Sangster, A.L. 1970. «Metallogeny of base-metal, gold and iron deposits of the Grenville Province of southern Ontario». Thèse Ph.D., Kingston, Ontario, Queen's University, 356 p.
- Sangster, A.L., M. Gauthier et C. Gower. 1992. «Metallogeny of structural zones, Grenville Province, North America». *Precambrian Research*. vol. 58, p. 401-426.
- Sasseville, C., Tremblay, A. et Clauer, N., 2004, Structural characteristics and preliminary K-Ar dating of the St. Lawrence rift, Réunion des Sciences de la Terre, Joint Earth Science Meeting Société Géologique de France-Geologische Vereinigung: Strasbourg, France, p. 28.
- Sasseville, C., A. Tremblay, N. Clauer et N. Liewig. 2008. «K-Ar time constraints on the evolution of a polydeformed fold-and-thrust belt: the case of the Northern Appalachians (southern Quebec)». *Journal of Geodynamics*. vol. 45, p. 99-119.
- Sasseville, C., A.; Tremblay et N. Clauer. Soumis. «Fault reactivation and illite K-Ar systematics in the upper crust - A case study along the St. Lawrence rift system, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*.

- Shaw, B.R. 1993. «Strike-slip interpretation of basin-bounding faults of the St. Lawrence Lowland Basin in the Quebec city area, Canada». *AAPG Bulletin*. vol. 77, p. 743-760.
- Sibson, R.H. 1977. «Fault rock and fault mechanisms». *Journal of the Geological Society of London*. vol. 133, p. 191-213.
- Simonetti, A., et R. Doig. 1990. «U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of southeastern Quebec Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 27, p. 881-892.
- Smith, L.B. 2006. «Integrated characterization of Trenton Black River hydrothermal dolomite reservoir, New York». *AAPG Bulletin*. vol. 90, no 1691-1718.
- Snoke, A.W., J. Tullis et V.R. Todd. 1998. *Fault-related rocks-A photographic Atlas*. Princeton, NJ: Princeton University Press, 617p. p.
- SOQUIP (1984). Carte Structurale du socle: 31I, 31H, et 21L. Québec, Société québécoise d'initiative pétrolière (SOQUIP), Ministère des Richesses naturelles du Québec DP 84-32
- Środoń, J. 1984. «X-Ray identification of illitic materials». *Clays and Clay Minerals*. vol. 32, p. 337-349.
- St-Julien, P. 1995. *Géologie de la région de Québec MB 94-40*. Coll. «Manuscrit Brut». Québec: Ministère des Ressources naturelles, 62 p.
- St-Julien, P., et C. Hubert. 1975. «Evolution of the Taconian orogen in the Québec Appalachians». *American Journal of Science*. vol. 275, p. 337-362.
- St-Julien, P., et F.F. Osborne (1973). *Géologie de la région de Québec*, Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-205: 30 p
- St-Julien, P.A., A. Slivitzky et T. Feininger. 1983. *A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec*. Coll. «Geological Society of America Memoir 158», 103-111 p.
- Stanley, R.S., et N.M. Ratcliffe. 1985. «Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 96, p. 1227-1250.

- Steiger, R. H., et E. Jäger. 1978. «Subcommission on Geochronology; convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology». In *Contribution to the geologic time scale*, G.V. Cohee, M.F. Glaessner et H.D Hedberg, p. 67-71. Tulsa, OK, United States: American Association of Petroleum Geologists. En ligne. <<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=geh&AN=1979-005210&lang=fr&site=ehost-live>>.
- Sutter, J.F., N.M. Ratcliffe et S.B. Musaka. 1985. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar data bearing on the metamorphic and tectonic history of western New England». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 96, p. 123-136.
- Sweet, N., et G.M. Narbonne. 1993. «The occurrence of the trace fossil *Oldhamia* in southern Québec». *Atlantic Geology*. vol. 29, p. 69-73.
- Thomas, W.A. 2005. «Tectonic inheritance at a continental margin». *GSA Today*. vol. 16, p. 4-10.
- Thompson, L.G.D., et D.A. Williams. 1987. *Geological and geophysical studies of the Madoc fluorite area, southern Ontario*. Coll. «Miscellaneous Paper 137»: Ontario Geological Survey, 316-323 p.
- Thompson, P.J., et T.B. Thompson. 2003. «The prospect rock thrust: western limit of the Taconian accretionary prism in the northern Green Mountain anticlinorium, Vermont». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, no 2, p. 269-284.
- Tremblay, A., et S. Castonguay. 2002. «Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Québec Appalachians): Implication for the Salinian orogeny and successor basins». *Geology*. vol. 30, no 1, p. 79-82.
- Tremblay, A., B. Long et M. Massé. 2003. «Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Quebec: Kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data». *Tectonophysics*. vol. 369, p. 3231-3252.
- Tremblay, A., et N. Pinet. 1994. «Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Quebec Appalachians». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 106, p. 1172-1181.
- , 2005. «Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack Troughs, Northern Appalachians». *Geological Magazine*. vol. 142, p. 7-22.
- Tremblay, A., G. Ruffet et S. Castonguay. 2000. «Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, Northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 112, p. 136-146.

- Tremblay, A.; 1992. «Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of Quebec Appalachians». *American Journal of Science*. vol. 292, p. 229-252.
- Trottier, J., A.C. Brown et M. Gauthier. 1992. «An Ordovician rift environment for the Memphremagog polymetallic massive sulfide deposit, Appalachian ophiolite belt, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 28, p. 1887-1904.
- Vallières, A. 1984. «Stratigraphie et structure de l'orogène taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec». Thèse Ph.D., Québec, Université Laval, 302 p.
- van Staal, C.R. 2007. «Pre-Carboniferous metallogeny of the Canadian Appalachians». In *Mineral deposit of Canada: A Synthesis of Major deposit-type, District Metallogeny, The Evolution of the Geological Provinces, and Exploration Methods*, W.D. Goodfellow, p. 32: Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division.
- van Staal, C.R., J.F. Dewey, C. MacNiocail et W.S. McKerrow. 1998. «The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonide: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus». In *Lynell: the past is key to the future*, D.J. Blundell et A.C. Scott, p. 199-242: Geological Society of London,.
- Velde, B. 1985. *Developments in sedimentology: clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrence*. Amsterdam: Elsevier, 427 p.
- Vermette, D.R., R. Hébert et M. Bergeron. 1993. «Petrological and geochemical characteristics related to early rifting Iapetus ocean, Quebec Appalachians». *American Journal of Science*. vol. 293, p. 81-110.
- Wada, K., et H. Yamada. 1968. «Hydrazine intercalation, intersalation for differentiation of kaolin minerals from chlorite». *American Mineralogist*. vol. 53, p. 334-339.
- Waldron, J.W.F, A.D. Henry, J.C. Bradley et S.E. Palmer. 2003. «Development of a folded thrust stack: Humber Arm Allochthon, Bay of Islands, Newfoundland Appalachians». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 40, p. 237-253.
- Waldron, J.W.F, et J.V. Milne. 1991. «Tectonic history of the central Humber zone, western Newfoundland Appalachians: post-Taconian deformation in the Old Man's Pond area». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 28, p. 398-410.
- Wares, R. (1988). Géologie et métallogénie de la région du gîte Sullipek (Gaspésie). Québec, ministère de l'énergie et des ressources, ET 86-08: 67 p

- Warr, L.N., et S. Cox. 2001. «Clay mineral transformations and weakening mechanisms along the Alpin Fault, New Zealand». *Geological Society of London*. vol. Special Publication 186, p. 85-101.
- Weaver, C.E., et B.R. Broekstra. 1984. «Illite-mica. In ». In *Shale-Slate Metamorphism in the Southern Appalachians*, C.E. Weaver, p. 67-97: *Developments in Petrology*, vol. 10.
- Welton, J.E. 1984. *SEM petrology atlas*. Coll. «AAPG methods in exploration series», no 4: American Association of Petroleum Geologists, 237 p.
- Whalen, J.B. 1993. *Geology, petrography, and geochemistry of Appalachians granites in New Brunswick and Gaspésie, Québec*: Geological Survey of Canada, Bulletin 436, 122 p.
- Whalen, J.B., J.K. Mortensen et J.C. Roddick. 1991. «Implications of U-Pb and K-Ar geochronology for the petrogenesis and cooling history of the McGerrigle Mountains plutonic complexe, Gaspé, Québec». *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 28, p. 754-761.
- Whitehead, J., G.R. Dunning et J.G. Spray. 2000. «U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines ophiolite, Canadian Appalachians». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 112, p. 915-928.
- Whitehead, J., P.H. Reynolds et J.G. Spray. 1995. «The sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Québec Appalachians». *Journal of Geodynamics*. vol. 19, p. 325-350.
- Williams, G.D., C.M. Powell et M.A. Cooper. 2002. «Geometry and kinematics of inversion tectonics». In *Extensional tectonics; regional-scale processes*, R.E Holdsworth et J.P. Turner, p. 249-261: Geological Society of London.
- Williams, H. 1995. «Temporal and patial subdivision of the rocks of the Canadian Appalachian region». In *Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, H. Williams, p. 21-44: Geological Survey of Canada.
- Williams, H., et R.D. Hatcher. 1983. «Appalachians suspect terrane». In *Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains*, R.D. Hatcher, p. 33-53: Geological Society of America Memoir.
- Williams, H., et P. St-Julien. 1982. «The Baie Verte-Brompton Line: Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians». In *Major structural zones and faults of the northern Appalachians*, P. St-Julien et J. Béland, p. 177-207: Geological Association of Canada, Special Paper.

- Wynne-Edwards, H.R. 1972. «The Grenville Province». In *Variations in tectonic styles*, Price R.A. et Douglas R.J.W., p. 264-334: Geological Association of Canada, Special Paper No. 11.
- Yang, C., et R. Hesse. 1991. «Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern canadian appalachians». *Clay Mineralogy*. vol. 26, p. 211-231.
- Zartman, R.E., et R.E. Doe. 1981. «Plumbotectonics - The model». *Tectonophysics*. vol. 75, p. 135-162.
- Zartman, R.E., et G.J Wasserburg. 1969. «The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1.0-b.y. old North American igneous rocks». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 33, p. 901-942.
- Zhao, G, D.R. Peacor et S.D McDowell. 1999. «Retrograde diagenesis of clay minerals in the Freda Sandstone, Wisconsin». *Clays and Clay Minerals*. vol. 47, p. 119-130.

APPENDICES

ANNEXE A

DONNÉES DE TERRAIN

LISTE DES FIGURES

Figure A.1 Carte structurale du socle protérozoïque dans la province de Grenville 176

Figure A.2 Cartographie dans la région du transect de rivière Chaudière 177

LISTE DES TABLEAUX

Tableau A.1 Localisation des affleurements 178

Tableau A.2 Unités affectées par les failles cassantes et unités stratigraphiques correspondantes 180

Tableau A.3 Description et localisation des échantillons collectés 182

Tableau A.4 Description des photos disponibles sur le disque en pochette..... 184

Tableau A.5 Données structurales 186

Tableau A.6 Liste des levés géologiques détaillés disponibles sur le disque en pochette..... 189

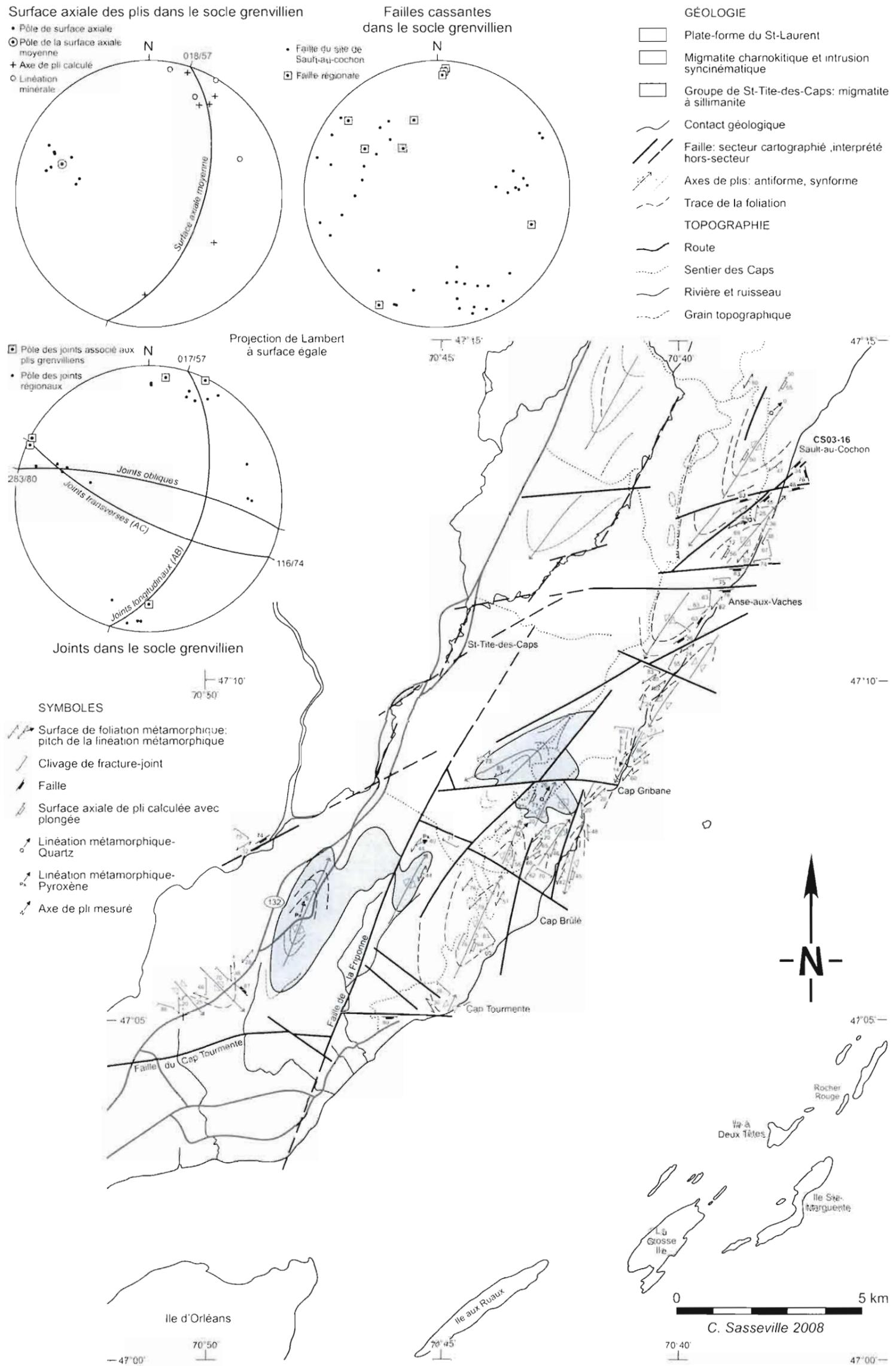


Figure A.1 : Cartographie structurale du socle protérozoïque dans la province de Grenville

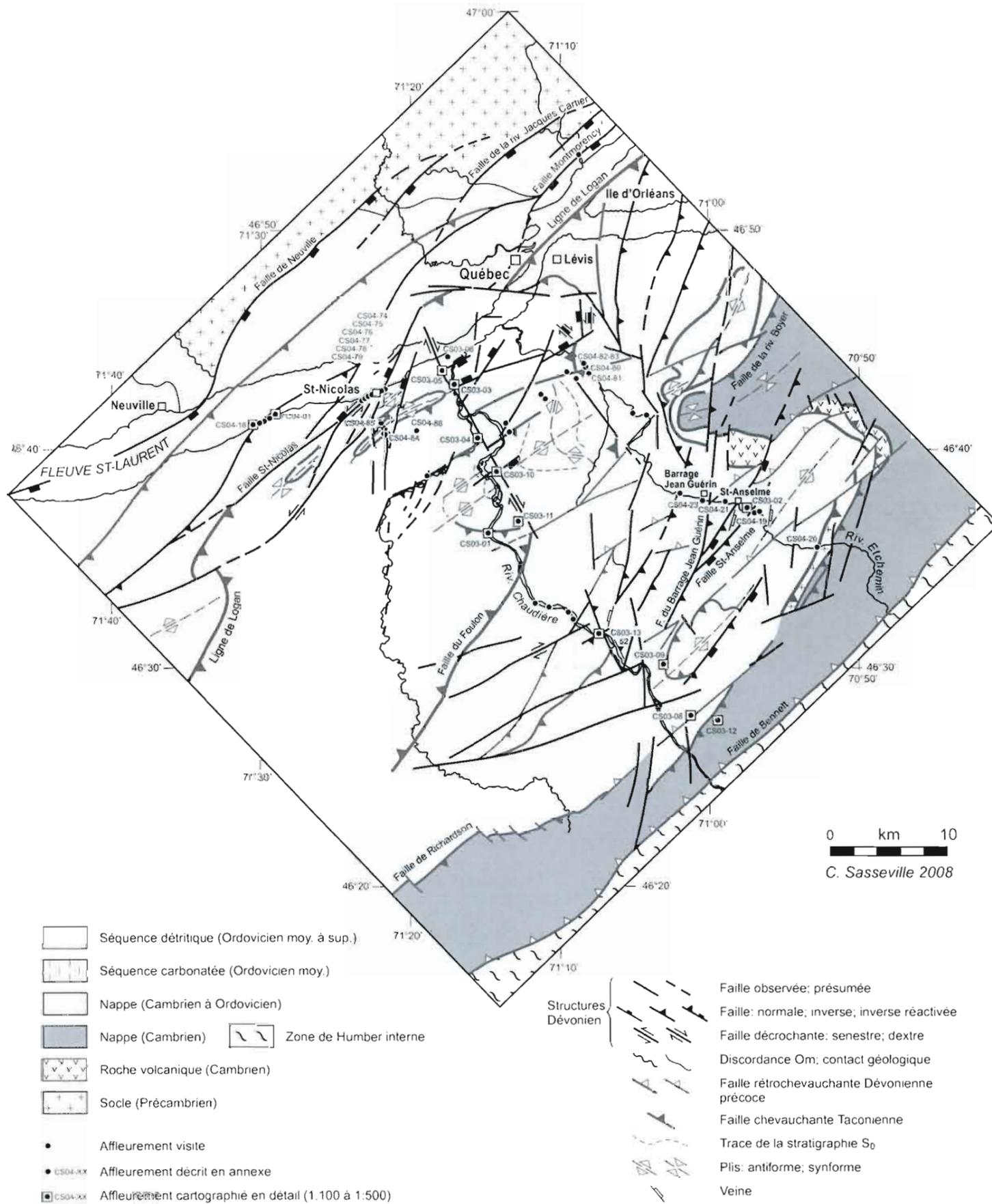


Figure A.2 : Cartographie régionale et compilation cartographique dans le secteur du transect de la rivière Chaudière (Modifié de Castonguay et al., 2002 ; St-Julien 1995). Localisation des sites de cartographie détaillée. Les cartes détaillées originales sont disponibles sur le CD en pochette.

Tableau A.1
Localisation des affleurements

Affleurement	Estant NAD27	Nordant NAD27	Contexte géologique	Site	Levé détaillé
CS03-01	327886	5163542	Appalaches	Rivière Chaudière	x
CS03-02	349504	5164895	Appalaches	Rivière Etchemin	x
CS03-03	325176	5176116	Appalaches	Chute Charny	x
CS03-04	326932	5171471	Appalaches	Rivière Beauvillage	x
CS03-05	324619	5177672	Appalaches	Route 116	x
CS03-06	325243	5178456	Appalaches	Autoroute 73 Nord	
CS03-08	343915	5148715	Appalaches	Autoroute 73 Nord	x
CS03-09	342566	5151829	Appalaches	Autoroute 73 Nord	x
CS03-10	328685	5168634	Appalaches	Autoroute 73 Nord	x
CS03-11	330372	5164912	Appalaches	Autoroute 73 Nord	x
CS03-12	344512	5147071	Appalaches	Rivière Chassé	x
CS03-13	336756	5154695	Appalaches	Rivière Chaudière	x
CS03-14	459393	5295580	Appalaches	Route 185	x
CS03-15			Appalaches	Barrage Rivière-du-Loup	x
CS03-16	377108	5230982	Socle	Sault-au-Cochon	x
CS03-17			Socle	Chute Montmorency	
CS04-18	308935	5173247	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	309495	5173599	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	309517	5173615	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	309567	5173695	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	309627	5173816	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	308388	5173446	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	308439	5173547	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	308602	5173589	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-18	303385	5173456	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	x
CS04-19	351020	5164462	Appalaches	Halte routière St-Amselme	
CS04-20	351967	5162591	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-21	348019	5165476	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-22	457550	5299400	Appalaches	Quai du traversier	x
CS04-23	343050	5166850	Appalaches	Barrage Jean Guérin	
CS04-24	357450	5214750	Appalaches	Chute Ste-Anne	
CS04-25	361049	5220148	Appalaches	Les Sept Chutes	
CS04-26	375178	5227328	Socle	Faïlle de l'Anse aux Vaches	
CS04-27	372496	5222812	Socle	Chemin de fer	
CS04-30	368436	5219456	Socle	Sentier des Caps	
CS04-31	368526	5219055	Socle	Sentier des Caps	
CS04-32	368678	5218947	Socle	Sentier des Caps	
CS04-33	368765	5218868	Socle	Sentier des Caps	
CS04-34	368606	5218697	Socle	Sentier des Caps	
CS04-35	368453	5218643	Socle	Sentier des Caps	
CS04-36	368372	5218658	Socle	Sentier des Caps	
CS04-37	368101	5219845	Socle	Sentier des Caps	
CS04-38	368393	5219890	Socle	Sentier des Caps	
CS04-39	368794	5219907	Socle	Sentier des Caps	
CS04-40	368879	5219820	Socle	Sentier des Caps	
CS04-41	369035	5219687	Socle	Sentier des Caps	
CS04-42	369456	5219912	Socle	Sentier des Caps	
CS04-43	369701	5220042	Socle	Sentier des Caps	
CS04-44	369580	5220570	Socle	Sentier des Caps	
CS04-45	369459	5220581	Socle	Sentier des Caps	
CS04-46	368788	5220719	Socle	Sentier des Caps	
CS04-47	368769	5220940	Socle	Sentier des Caps	
CS04-48	362039	5217414	Socle	Route 138	
CS04-49	361469	5216811	Socle	Route 138	
CS04-50	360777	5216380	Socle	Route 138	

Affleurement	Estant NAD27	Nordant NAD27	Contexte géologique	Site	Levé détaillé
CS04-51	360089	5216049	Socle	Route 138	
CS04-52	363516	5218577	Socle	Route 138	
CS04-53	363792	5219117	Socle	Route 138	
CS04-54	367212	5220479	Socle	Route 138	
CS04-55	366687	5224378	Socle	Route 138	
CS04-56	375844	5228866	Socle	Route 138	
CS04-57	375803	5228971	Socle	Route 138	
CS04-58	376012	5229732	Socle	Route 138	
CS04-59	376078	5229906	Socle	Route 138	
CS04-60	376262	5230393	Socle	Route 138	
CS04-61	376323	5231827	Socle	Route 138	
CS04-62	376086	5232660	Socle	Route 138	
CS04-63	375724	5232517	Socle	Route 138	
CS04-64	374921	5232547	Socle	Route 138	
CS04-65	369487	5221581	Socle	Sentier des Caps	
CS04-66	369656	5221553	Socle	Sentier des Caps	
CS04-67	369813	5221964	Socle	Sentier des Caps	
CS04-68	369961	5222564	Socle	Sentier des Caps	
CS04-69	370548	5222721	Socle	Sentier des Caps	
CS04-70	369983	5222763	Socle	Sentier des Caps	
CS04-71	369272	5222450	Socle	Sentier des Caps	
CS04-72	368651	5222813	Socle	Sentier des Caps	
CS04-73	345850	5205750	Socle	Gravière, Château Richer	
CS04-74	317825	5175363	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-75	317489	5175177	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-76	317262	5175147	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-77	317126	5175082	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-78	316994	5175018	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-79	316948	5175002	Appalaches	Rive sud du fleuve St-Laurent	
CS04-80	336799	5177120	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-81	336992	5177271	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-82	336682	5177403	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-83	336659	5177423	Appalaches	Rivière Etchemin	
CS04-84	317699	5175218	Appalaches	St-Nicolas	
CS04-85	319183	5173003	Appalaches	St-Nicolas	
CS04-86	319631	5172559	Appalaches	St-Nicolas	

Tableau A.2
Description des unités affectées par les failles cassantes et unités stratigraphiques correspondantes

Affleurement	Lithologies	Unité
CS03-01	Mudstone rouge et grès	Groupe de Sillery
CS03-02	Phyllade grise, siltstone vert et phyllade rouge et mauve litées	Formation de Ste-Hénédine
CS03-03	Mudstone rouge et grès	Groupe de Sillery
CS03-04	Phyllade grise et grès	Groupe de Sillery
CS03-05	Mudstone rouge et grès	Formation de Ste-Hénédine
CS03-06	Grès vert	Groupe de Sillery
CS03-08	Phyllade grise, conglomérat calcaire et grès grossier	Formation de Ste-Hénédine
CS03-09	Mudstone brun	Formation de Ste-Hénédine
CS03-10	Grès et shale rouge	Groupe de Sillery
CS03-11	Phyllade grise et grès grossier	Formation de Ste-Hénédine
CS03-12	Phyllade grise et mauve	Formation de Ste-Hénédine
CS03-13	Calcaire gréseux et phyllade	Nappe de St-Bernard
CS03-14	Phyllade multicolore	Formation Rivière Ouelle
CS03-15	quartzite, phyllade grise et siltstone	Formation de Kamouraske, Fm. de Rivière-Ouelle
CS03-16	Migmatite; micrite	Complexe du Parc des Laurentides; Cap-à-l'Aigle
CS03-17	Gneiss; Shale and siltstone	Complexe du Parc des Laurentides; Utica
CS04-18	Mélange; siltstone et conglomérat	Olistostrome; formation Pointe Aubin
CS04-19	Phyllade rouge et grise demanbrées	Formation de Ste-Hénédine
CS04-20	Phyllade grise et siltstone beige	Formation de Ste-Hénédine
CS04-21	Phyllade grise et siltstone beige	Formation de Ste-Hénédine
CS04-22	Mudstone rouge et gris; alternance de shale noir, siltstone et carbonate	Unité de grès vert; Formation de l'Original
CS04-23	Mélange	Olistostrome de la Rivière Etchemin
CS04-24	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-25	Migmatite; Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-26	Migmatite, Ultracataclasite, micrite	Complexe du Parc des Laurentides; Cap-à-l'Aigle
CS04-27	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-30	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-31	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-32	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-33	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-34	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-35	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-36	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-37	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-38	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-39	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-40	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-41	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-42	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-43	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-44	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-45	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-46	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-47	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-48	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-49	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-50	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-51	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-52	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-53	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides

Affleurement	Lithologies	Unité
CS04-54	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-55	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-56	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-57	Migmatite, Protocataclastite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-58	Migmatite, Protocataclastite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-59	Migmatite, Protocataclastite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-60	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-61	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-62	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-63	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-64	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-65	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-66	Migmatite, Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-67	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-68	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-69	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-70	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-71	Gneiss	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-72	Migmatite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-73	Migmatite, cataclasite, ultracataclasite	Complexe du Parc des Laurentides
CS04-74	Shale rouge, grès	Nappe de la Chaudière
CS04-75	Schiste graphiteux	Olistostrome
CS04-76	Shale rouge, cataclasite,	Nappe de la Chaudière; Olistostrome
CS04-77	Mudstone rouge et gris; alternance de shale noir, siltstone et carbonate	Nappes de la Chaudière et de Ste-Hénédine-Bacchus
CS04-78	Shale rouge, siltstone beige	Groupe de Sillery
CS04-79	Ultracataclasite	Olistostrome
CS04-80	Phyllade grise et siltstone vert	Formation de Ste-Hénédine
CS04-81	Phyllade grise et siltstone vert	Formation de Ste-Hénédine
CS04-82	Phyllade grise et siltstone vert	Formation de Ste-Hénédine
CS04-83	Phyllade grise et siltstone vert	Formation de Ste-Hénédine
CS04-84	Grès grossier	Groupe de Sillery
CS04-85	Shale rouge; cataclasite constituée d'antracite	Groupe de Sillery
CS04-86	Grès grossier	Groupe de Sillery

Fm. : formation

Tableau A.3
Description et localisation des échantillons collectés

Affleurement	# échantillon	Lithologie	Attitude	Pitch	Jeu de la faille	Vergence
CS03-01	CS03-01-01	Brèche de faille	186/74	36S	Oblique	NE
	CS03-01-02	Brèche de faille	186/74	36S	Oblique	NE
	CS03-01-03	Roche hôte, shale gris	-	-	-	-
	CS03-01-04	Ultracataclasite	199/17	-	Glissement lit sur lit	-
	CS03-01-05	Cataclasite	075/31	75E	Normal	S
	CS03-01-06	Cataclasite	139/39	50N	Chevauchante	W
	CS03-01-07	Cataclasite dans faille inverse senestre	084/57	50W	Inverse	NE
	CS03-01-08	Cataclasite au détachement d'une faille	198/43	60S	Normal	W
CS03-02	CS03-02-01	Gouge argileuse	037/68	-	Normal	-
	CS03-02-02	Gouge foliée	326/23	-	Chevauchante	SE
	CS03-02-03	Gouge foliée et silicifiée à transpert SE	326/23	-	Chevauchante	SE
	CS03-02-04	Roche hôte, mudslate rouge et vert	-	-	-	-
	CS03-02-05	Ultracataclasite à lamination de quartz	009/33	51S	Normal	SE
	CS03-02-06	Roche hôte, mudslate gris silteuse	-	-	-	-
	CS03-02-07	Ultracataclasite	008/27	55S	Chevauchante	NW
	CS03-02-08	veine de Qtz+Cal+-dol+-chl+-calco	-	-	-	-
CS03-03	CS03-03-01	Roche hôte, shale ardoisé rouge	-	-	-	-
	CS03-03-02	Roche hôte, sandstone	-	-	-	-
	CS03-03-03	Gouge foliée phylliteuse	080/32	-	Chevauchante	N
	CS03-03-04	Gouge phylliteuse	080/32	-	Chevauchante	N
	CS03-03-05	Ultracataclasite	235/26	65E	Normal	N
	CS03-03-06	Ultracataclasite	230/16	16W	Normal	NW
	CS03-03-07	Roche hôte, shale rouge	-	-	-	-
	CS03-03-08	Cataclasite	283/20	44W	Normal	NW
CS03-11	CS03-11-01	Gouge de faille	070/48	-	Inverse	NW
	CS03-11-02	Roche hôte, grès	-	-	-	-
CS03-12	CS03-12-01	Roche hôte, phyllade avec fabric supposée	-	-	-	-
	CS03-12-02	Schiste à sericite	250/58	-	Chevauchante	SE
	CS03-12-03	Veine de quartz	-	-	-	-
CS03-14	CS03-14-01	Gouge foliée et phylliteuse	031/40	-	Chevauchante	NW
	CS03-14-02	Gouge foliée	033/40	-	Chevauchante	NW
	CS03-14-03	Ultracataclasite, lamination quartz, carbonate	-	-	Chevauchante	-
	CS03-14-04	Gouge de faille	-	-	Normal	-
	CS03-14-05	Siltstone vert	-	-	-	-
	CS03-14-06	Shale rouge	-	-	-	-
	CS03-14-07	nez de pli dans glissement lit sur lit	-	-	Apparent normal	-
	CS03-14-08	Ultracataclasite	-	-	Chevauchante	NW
	CS03-14-09	shale noir interlité avec lamination de micrite	-	-	-	-
	CS03-14-10	Gouge de faille	-	-	Chevauchante	NW
CS03-15	CS03-15-01	Mudslate gris	-	-	-	-
	CS03-15-02	Gouge de faille foliée et graphiteuse	-	-	Chevauchante	NW
	CS03-15-03	faille inverse gouge graphiteuse fabric C/S 40 cm	-	-	Chevauchante	NW
	CS03-15-04	Protocataclasite a matrice smectitique	-	-	Normal	-
	CS03-15-05	Gouge de faille foliée	-	-	Normal	-
CS03-16	CS03-16-01	Pseudotachylyte	346/64	-	-	-
	CS03-16-02	Cataclasite	065/88	-	-	-
	CS03-16-03	Pseudotachylyte parallèle à la foliation	010/45	-	-	-
	CS03-16-04	Cataclasite grise à fragments de gneiss	-	-	Normal	-
	CS03-16-05	cataclasite avec trace de sulfures	-	-	-	-
	CS03-16-06	gneiss folié, non faillé	-	-	-	-

Affleurement	# échantillon	Lithologie	Attitude	Pitch	Jeu de la faille	Vergence
	CS03-16-07	Cataclasite	-	-	-	-
	CS03-16-08	Cataclasite	016/83	-	Normal	-
	CS03-16-09	Styrolite dans carbonate, Fm de Cap à l'aigle	016/64	-	Inverse	-
	CS03-16-10	Pseudotachylyte parallèle à la foliation	015/71	-	-	-
	CS03-16-11	protomylonite	-	-	-	-
	CS03-16-12	Cataclasite bien cimenté de 1ère génération	-	-	-	-
	CS03-16-13	Cataclasite peu cohésive de 2ème génération	-	-	-	-
	CS03-16-14	Gneiss	-	-	-	-
	CS03-16-AT	Gouge chloriteuse foliée	-	-	-	-
	CS03-16 gouge	Gouge argileuse	-	-	-	-
CS03-17	CS03-17-01	Pseudotachylyte à carbonates de fer	-	-	-	-
	CS03-17-02	Cataclasite	-	-	-	-
	CS03-17-03	Gouge de faille	-	-	-	-
	CS03-17-04	Gouge de faille foliée	-	-	-	-
	CS03-17-05	Gouge de faille	-	-	-	-
CS04-19	CS04-19	Phyllade rouge et grise démembrée	-	-	-	-
CS04-22	CS04-22-01	Mudstone gris verdâtre	-	-	-	-
	CS04-22-02	Ultracataclite foliée	-	-	Chevauchante	NW
	CS04-22-03	Gouge de faille à lamination de quartz et smectite	066/74	10W	Couissante	Senestre
	CS04-22-04	Mudstone rouge	015/22	-	-	-
	CS04-22-05	Ultracataclasite à lamination de quartz	-	-	Inverse	NW
CS04-23	CS04-23-01	Gouge foliée noire avec slicken lines	-	-	-	-
	CS04-23-02	Mélange à matrice phylliteuse et foliée	-	-	-	-
CS04-26	CS04-26	Pseudotachylyte à clastes de quartz et feldspath	-	-	-	-
CS04-73	CS04-73-01	gneiss	-	-	-	-
	CS04-73-02	Cataclasite à ciment de carbonate de fer	-	-	-	-
	CS04-73-03	Ultracataclasite	100/62	30SE	Oblique	Dextre
CS04-75	CS04-75	Gouge foliée et graphiteuse	065/53	-	Inverse	-
CS04-79	CS04-79-01	Ultracataclasite à lamination de quartz, carbonate	250/85	10W	Couissante	Dextre
	CS04-79-02	Ultracataclasite à lamination de quartz carbonate	250/85	45E	Oblique	Senestre
CS04-85	CS04-85	Gouge de faille constituée de pyrobitume	290/85	60SE	Normal	Dextre

Tableau A.4
Description des photos disponibles sur le disque en pochette

Affurement	Echantillon	Photo	Description
CS03-01	CS03-01-01	CS03-01-07	Brèche de faille
	CS03-01-02	CS03-01-05	Brèche de faille
	CS03-01-03	CS03-01-04	Roche hôte, shale gris
	CS03-01-04	CS03-01-11	Ultracataclasite
	CS03-01-05	CS03-01-14	Cataclasite
	CS03-01-06	CS03-01-17	Cataclasite
	CS03-01-07	CS03-01-26	Cataclasite dans faille inverse senestre
	CS03-01-08	CS03-01-29	Cataclasite au détachement d'une faille
CS03-02	CS03-02-01	CS03-02-31	Gouge argileuse
	CS03-02-02	CS03-02-36	Gouge foliée
	CS03-02-03	CS03-02-37	Gouge foliée et silicifiée à transport SE
	CS03-02-04	CS03-02-33	Roche hôte, mudslate rouge et vert
	CS03-02-05	CS03-02-39	Ultracataclasite à lamination de quartz
	CS03-02-06	CS03-02-49	Roche hôte, mudslate gris silteuse
	CS03-02-07	CS03-02-43	Ultracataclasite
	CS03-02-08	CS03-02-08	veine de Qtz + Cal ± dol ± chl ± cpy
CS03-03	CS03-03-01	CS03-03-11	Roche hôte, shale ardoisier rouge
	CS03-03-02	CS03-03-11	Roche hôte, grès
	CS03-03-03	CS03-03-09	Gouge foliée phylliteuse
	CS03-03-04	CS03-03-09	Gouge phylliteuse
	CS03-03-05	CS03-03-13	Ultracataclasite
	CS03-03-06	CS03-03-27	Ultracataclasite
	CS03-03-07	CS03-03-19	Roche hôte, shale rouge
	CS03-03-08	CS03-03-29	Cataclasite
CS03-11	CS03-11-01	CS03-11	Gouge de faille
	CS03-11-02	CS03-11	Roche hôte, grès
CS03-12	CS03-12-01	CS03-12-02	Roche hôte, phyllade avec fabrique superposée
	CS03-12-02	CS03-12-05	Schiste à sericite
	CS03-12-03	CS03-12-05	Veine de quartz
CS03-14	CS03-14-01	CS03-14-39	Gouge foliée et phylliteuse
	CS03-14-03	CS03-14-40	Ultracataclasite, lamination quartz, carbonate, smectite
	CS03-14-04	CS03-14-41	Gouge de faille
	CS03-14-05	CS03-14-43	Siltstone vert
	CS03-14-06	CS03-14-44	Shale rouge
	CS03-14-07	CS03-14-45	charnière de pli avec glissement lit sur lit
	CS03-14-08	CS03-14-48	Ultracataclasite
	CS03-14-09	CS03-14-50	shale noir interlité avec lamination de micrite grise
	CS03-14-10	CS03-14-51	Gouge de faille
	CS03-15	CS03-15-01	CS03-15-17
CS03-15-02		CS03-15-20	Gouge de faille foliée et graphiteuse
CS03-15-03		CS03-15-22	faille inverse gouge graphiteuse fabrique C/S 40 cm d'épaisseur
CS03-15-04		CS03-15-28	Protocataclasite à matrice chloriteuse
CS03-15-05		CS03-15-33	Gouge de faille foliée
CS03-16	CS03-16-01	CS03-16-30	Pseudotachylyte
	CS03-16-02	CS03-16-17	Cataclasite
	CS03-16-03	CS03-16-18	Pseudotachylyte parallèle à la foliation métamorphique
	CS03-16-04	CS03-16-23	Cataclasite grise à fragments de gneiss
	CS03-16-05	CS03-16-48	cataclasite avec trace de sulfures
	CS03-16-06	CD03-16-18	gneiss folié, non faillé
	CS03-16-07	CS03-16-21	cataclasite

Affeuurement	Echantillon	Photo	Description
	CS03-16-08	CS03-16-52	Cataclasite
	CS03-16-09	CS03-16-01	Styloïte dans carbonate de la Fm de Cap-à-l'Aigle
	CS03-16-10	CS03-16-12	Pseudotachylyte parallèle à la foliation métamorphique
	CS03-16-11	CS03-16-47	protomylonite
	CS03-16-12	CS03-16-44	Cataclasite bien cimentée de 1ère génération
	CS03-16-13	CS03-16-43	Cataclasite peu cohésive de 2ème génération
	CS03-16-14	CS03-16-15	Gneiss
	CS03-16-AT	CS03-16AT	Gouge chloriteuse foliée
	CS03-16 gouge	CS03-16gouge	Gouge argileuse
CS03-17	CS03-17-01	CS03-17-01	Pseudotachylyte à carbonates de fer
	CS03-17-02	CS03-17-02	Cataclasite
	CS03-17-03	CS03-17-03	Gouge de faille
	CS03-17-04	CS03-17-04	Gouge de faille foliée
CS04-19	CS04-19	CS04-19-03	Phyllade rouge et grise démembrée
CS04-22	CS04-22-01	CS04-22-13	Mudstone gris verdâtre
	CS04-22-02	CS04-22-14	Ultracataclasite foliée
	CS04-22-03	CS04-22-16	Gouge de faille à lamination de quartz et smectite
	CS04-22-04	CS04-22-17	Mudstone rouge
	CS04-22-05	CS04-22-12	Ultracataclasite à lamination de quartz
CS04-23	CS04-23-01	CS04-23-05	Gouge foliée noire avec slicken lines fortement développés
	CS04-23-02	CS04-23-06	Mélange à matrice phylliteuse et foliée
CS04-73	CS04-73-01	CS04-73-01	gneiss
	CS04-73-02	CS04-73-02	Cataclasite à ciment de carbonate de fer
	CS04-73-03	CS04-73-03	Ultracataclasite
CS04-75	CS04-75	CS04-75	Gouge foliée et graphiteuse
CS04-79	CS04-79-01	CS04-79-01	Ultracataclasite à lamination de quartz, carbonate et barite
	CS04-79-02	CS04-79-02	Ultracataclasite à lamination de quartz, carbonate

Tableau A.5
Données structurales

Estant NAD27	Nordant NAD27	Affleurement	Structure	Direction	Pendage - Plongée
308935	5173247	CS04-18	Stratification	48	75
308935	5173247	CS04-18	Foliation	70	70
308935	5173247	CS04-18	Clivage	18	61
357450	5214750	CS04-24	Foliation	320	14
357450	5214750	CS04-24	Foliation	340	12
357450	5214750	CS04-24	Joint	218	82
357450	5214750	CS04-24	Joint	120	88
361049	5220148	CS04-25	Foliation	360	75
361049	5220148	CS04-25	Joint	70	80
375178	5227328	CS04-26	Stratification	110	42
375178	5227328	CS04-26	Faille	92	35
368436	5219456	CS04-30	Foliation métamorphique	16	72
368436	5219456	CS04-30	Fracture (clivage?)	35	62
368526	5219055	CS04-31	Foliation métamorphique	20	70
368526	5219055	CS04-31	Clivage	106	65
368678	5218947	CS04-32	Foliation métamorphique	26	52
368678	5218947	CS04-32	Foliation métamorphique	42	57
368678	5218947	CS04-32	Clivage	121	69
368765	5218868	CS04-33	Foliation métamorphique	14	51
368765	5218868	CS04-33	Clivage	116	50
368606	5218697	CS04-34	Foliation métamorphique	15	60
368453	5218643	CS04-35	Foliation métamorphique	32	85
368453	5218643	CS04-35	Foliation métamorphique	15	79
368453	5218643	CS04-35	Clivage	305	75
368372	5218658	CS04-36	Clivage	16	76
368101	5219845	CS04-37	Foliation métamorphique	27	90
368393	5219890	CS04-38	Foliation métamorphique	37	73
368393	5219890	CS04-38	Clivage	290	85
368794	5219907	CS04-39	Foliation métamorphique	24	80
368879	5219820	CS04-40	Foliation métamorphique	66	74
368879	5219820	CS04-40	Clivage	190	82
369035	5219687	CS04-41	Foliation métamorphique	10	55
369035	5219687	CS04-41	Clivage	355	52
369456	5219912	CS04-42	Foliation métamorphique	35	51
369456	5219912	CS04-42	Clivage	40	84
369701	5220042	CS04-43	Foliation métamorphique	34	88
369701	5220042	CS04-43	Clivage	20	62
369701	5220042	CS04-43	Clivage	110	70
369580	5220570	CS04-44	Foliation métamorphique	222	81
369580	5220570	CS04-44	Linéation d'étirement	30	75
369580	5220570	CS04-44	Clivage	292	87
369459	5220581	CS04-45	Linéation d'étirement	25	20
369459	5220581	CS04-45	gneissosité	208	22
368788	5220719	CS04-46	Foliation métamorphique	210	90
368788	5220719	CS04-46	Clivage	102	90
368769	5220940	CS04-47	Foliation métamorphique	45	80
362039	5217414	CS04-48	gneissosité	20	22
362039	5217414	CS04-48	Clivage	105	90
361469	5216811	CS04-49	Foliation métamorphique	2	38
361469	5216811	CS04-49	Clivage	297	87

Estant NAD27	Nordant NAD27	Affleurement	Structure	Direction	Pendage - Plongée
361469	5216811	CS04-49	Clivage	115	70
360777	5216380	CS04-50	Foliation métamorphique	280	25
360777	5216380	CS04-50	Clivage	270	75
360777	5216380	CS04-50	Clivage	180	66
360089	5216049	CS04-51	Foliation métamorphique	360	20
360089	5216049	CS04-51	Clivage	280	86
363516	5218577	CS04-52	Linéation métamorphique	10	5
363516	5218577	CS04-52	Foliation métamorphique	55	53
367212	5220479	CS04-54	Foliation métamorphique	30	44
367212	5220479	CS04-54	Linéation d'éirement		40
367212	5220479	CS04-54	Clivage	290	71
366687	5224378	CS04-55	gneissosité	10	62
366687	5224378	CS04-55	Clivage	280	60
375844	5228866	CS04-56	Foliation métamorphique	30	69
375844	5228866	CS04-56	Linéation d'éirement		30
375844	5228866	CS04-56	Clivage	65	86
375844	5228866	CS04-56	Clivage	200	71
375844	5228866	CS04-56	Clivage	150	85
375803	5228971	CS04-57	Foliation métamorphique	30	69
375803	5228971	CS04-57	Clivage	140	59
375803	5228971	CS04-57	Clivage	270	75
375803	5228971	CS04-57	Clivage	200	74
376012	5229732	CS04-58	Foliation métamorphique	340	25
376012	5229732	CS04-58	Faille	30	55
376078	5229906	CS04-59	Foliation	30	44
376078	5229906	CS04-59	Clivage	255	83
376078	5229906	CS04-59	Clivage	355	79
376262	5230393	CS04-60	Foliation	20	47
376262	5230393	CS04-60	Clivage	120	85
376262	5230393	CS04-60	Clivage	227	75
376086	5232660	CS04-62	Foliation métamorphique	15	60
375724	5232517	CS04-63	Foliation métamorphique	20	80
375724	5232517	CS04-63	Clivage	105	60
375724	5232517	CS04-63	Clivage	260	90
374921	5232547	CS04-64	Foliation métamorphique	22	78
369487	5221581	CS04-65	gneissosité	240	33
369487	5221581	CS04-65	gneissosité	320	25
369656	5221553	CS04-66	Foliation métamorphique	28	79
369656	5221553	CS04-66	Clivage	106	75
369813	5221964	CS04-67	gneissosité	290	29
369813	5221964	CS04-67	Clivage	20	84
369961	5222564	CS04-68	gneissosité	275	30
369961	5222564	CS04-68	Clivage	55	75
369961	5222564	CS04-68	Dyke	245	25
370548	5222721	CS04-69	gneissosité	280	25
370548	5222721	CS04-69	Clivage	314	82
369983	5222763	CS04-70	gneissosité	262	37
369983	5222763	CS04-70	Clivage	25	74
369272	5222450	CS04-71	gneissosité	238	53
368651	5222813	CS04-72	Foliation métamorphique	46	73
368651	5222813	CS04-72	Clivage	292	86
345850	5205750	CS04-73	Faille	38	62

Estant NAD27	Nordant NAD27	Affleurement	Structure	Direction	Pendage - Plongée
345850	5205750	CS04-73	gneissosité	240	20
345850	5205750	CS04-73	Foliation	35	78
345850	5205750	CS04-73	Slicken line		70
345850	5205750	CS04-73	Clivage	40	80
345850	5205750	CS04-73	Clivage	107	65
345850	5205750	CS04-73	Clivage	280	12
345850	5205750	CS04-73	Faille	100	62
317825	5175363	CS04-74	Stratification	42	58
317825	5175363	CS04-74	Foliation	35	45
317825	5175363	CS04-74	Clivage	130	76
317825	5175363	CS04-74	Clivage	105	82
317489	5175177	CS04-75	Faille	65	53
317489	5175177	CS04-75	Foliation	25	50
317489	5175177	CS04-75	Foliation	50	48
317489	5175177	CS04-75	Stratification	70	22
317126	5175082	CS04-77	Stratification	35	45
317126	5175082	CS04-77	Foliation	53	35
316994	5175018	CS04-78	Stratification	49	39
316948	5175002	CS04-79	Faille	250	85
316948	5175002	CS04-79	Slicken line		10
316948	5175002	CS04-79	Faille	250	85
316948	5175002	CS04-79	Slicken line		45
336799	5177120	CS04-80	Stratification	70	52
336799	5177120	CS04-80	Foliation	68	60
336799	5177120	CS04-80	Clivage	95	60
336799	5177120	CS04-80	Stratification	25	60
336659	5177423	CS04-83	Clivage	320	56
336659	5177423	CS04-83	Slicken line	113	28
336659	5177423	CS04-83	Clivage	180	60
336659	5177423	CS04-83	Slicken line	225	45

Tableau A.6
Liste des levés géologiques détaillés disponibles sur le disque en pochette

Affleurements	Échelle	Site	Contexte géologique
CS03-01	1/200	La Passe Rivière Chaudière	Nappe de la Chaudière - Transport NW
CS03-02	1/200	St-Anselme Rivière Etchemin	Nappe de Ste-Hénédine - Transport SE et failles normales
CS03-03	1/250	Chute Charny	Nappe de la Chaudière - failles normales
CS03-04	1/200	Rivière Beaurivage	Nappe de la Chaudière - Glissement lit sur lit transport W;
CS03-05	1/100	Coupe Route 116 St-Rédempteur	Nappe de la Chaudière - Failles normales et coulissantes
CS03-08	1/200	Coupe Autoroute 73 Nord	Nappe de Ste-Hénédine - Antiforme P2 déversé, transport SE
CS03-09	1/100	Coupe Autoroute 73 Nord	Nappe de Ste-Hénédine - Synforme P2 droit
CS03-10	1/100	Coupe Autoroute 73 Nord Km 122	Nappe de la Chaudière - Failles normales et coulissantes
CS03-11	1/100	Coupe Autoroute 73 Nord Km 118	Nappe de Ste-Hénédine - plis vergence NW, failles normales
CS03-12	1/100	Rivière Chassé	Nappe de Ste-Hénédine - Faille rétrochevauchante, cisaillement D2
CS03-13	1/100	Camping Rivière Chaudière	Nappe de St-Bernard - Chevauchement transport NW
CS03-14	1/100	Coupe Autoroute 185	Nappe des Seignerries - chevauchante hors-séquence, transport NW
CS03-15	~1/200	Barrage Hydro-électrique	Nappe des Seignerries - chevauchante hors-séquence, transport NW
CS03-16	1/200	Sault-au-Cochon	Faille St-Laurent
CS04-18	1/500	Pointe Aubin	Parautochtone imbrication transport NW
CS04-22	1/1000	Quai du traversier Rivière-du-Loup	Nappe des Seignerries - chevauchante en-séquence; Failles normales

ANNEXE B**PARAMÈTRES ANALYTIQUES
ET PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS****LISTE DES TABLEAUX**

Tableau B.1 Correspondance entre les numéros de terrain et de laboratoire.....	191
Tableau B.2 Poids des échantillons et tests appliqués.....	192
Tableau B.3 Traitements appliqués aux échantillons.....	193
Tableau B.4 Liste du matériel analytique utilisé.....	194

Tableau B.1
Correspondance entre les numéros de terrain et de laboratoire

Echantillons Annexe A	Centre de Géochimie de la Surface
CS03-01-02	139486
CS03-01-03	139487
CS03-01-06	139488
CS03-01-07	139489
CS03-15-01	139490
CS03-15-03	139491
CS03-15-05	139492
CS03-12-01	139493
CS03-16-12	139495
CS03-16-15AT	139496
CS03-17-03	139497
CS03-01-07	139509
CS03-16-15AT	139510
CS03-14-07	139498
CS03-14-10	139499
CS03-15-02	139500
CS03-02-01	139502
CS03-02-02	139503
CS03-02-04	139505
CS03-02-05	139506
CS03-02-06	139507
CS04-19-01	139783
CS04-23-01	139784
CS04-23-02	139785
CS04-75-01	139786
CS03-16-GOUGE	139791
CS03-03-08	139787
CS03-16-10	139789
CS04-79-02	139792
CS04-85-01	139793
CS04-22-01	139799
CS04-22-02	139800
CS04-22-03	139801
CS04-22-05	139802
RT-044A	139809
RT-041A	139810

Tableau B.2
Poids des échantillons et tests appliqués

Echantillons	# ULP	Suspension (g)	Test HCl	Test H2O2
CS03-01-02	139486	194,65	n	
CS03-01-03	139487	181,75	n	
CS03-01-06	139488	187,7	p	
CS03-01-07	139489	65,7	n	
CS03-15-01	139490	239,25	n	
CS03-15-03	139491	185,55	p	
CS03-15-05	139492	141,85	p	
CS03-12-01	139493	176,25	n	
CS03-16-12	139495	218,95	n	
CS03-16-15AT	139496	194,64	pp	
CS03-17-03	139497	270,1	pp	
CS03-01-07	139509	66,35	n	
CS03-16-15AT	139510	70	pp	
CS03-14-07	139498	109,2	n	
CS03-14-10	139499	70,8	p	
CS03-15-02	139500	70	p	
CS03-02-01	139502	64,25	n	
CS03-02-02	139503	93,55	p	
CS03-02-04	139505	67,5	n	
CS03-02-05	139506	78,55	n	
CS03-02-06	139507	106,4	n	
CS04-19-01	139783	86	n	
CS04-23-01	139784	60,9	p	
CS04-23-02	139785	59	n	
CS04-75-01	139786	59,25	n	
CS03-16-GOUGE	139791	65,9	p	n
CS03-03-08	139787	67,25	p	p
CS03-16-10	139789	64,7	n	p
CS04-79-02	139792	69,4	n	n
CS04-85-01	139793	77,5	n	pp
CS04-22-01	139799	66,5	n	n
CS04-22-02	139800	60,7	n	p
CS04-22-03	139801	65,5	p	n
CS04-22-05	139802	60,9	n	n

Note: n, négatif; p, légèrement réactif; pp, très réactif; HCl, acide chloridrique 0.5N; H2O2, peroxyde 30%

Tableau B.3
Traitements appliqués aux échantillons

# ULP	Broyage (min)	Traitements	Lavage (H2O)	Ultrason (min)
139486	0,45			5
139487	0,45			5
139488	0,45			5
139489	0,45			5
139490	0,45			5
139491	0,45			5
139492	0,45		2	5
139493	0,45		2	5
139495	0,45		2	5
139496	0,45	HCl	4	5
139497	0,45		2	5
139509	0,45		2	5
139510	0,45	HCl	4	5
139498	0,45			5
139499	0,45			5
139500	0,45			5
139502	0,45			5
139503	0,45			5
139505	0,45			5
139506	0,45			5
139507	0,45			5
139783	0,45			5
139784	0,45	HCl	3	5
139785	0,45			5
139786	0,45			5
139791	0,45			5
139787	0,45		2	5
139789	0,45		2	5
139792	0,45		2	5
139793	0,45	H2O2	10	5
139799	0,45		3	5
139800	0,45		4	5
139801	0,45	HCl	3	5
139802	0,45			5

Tableau B.4
Liste du matériel analytique utilisé

Instrument	Fournisseur	Modèle
Tamis	Saulas-Paris	125µm
Broyeur rotatif en agate	Retsch	RMO 19683
Bécher	Vitlab	5L
Bécher	Vitlab	5L
Eau distillée	Millipore	Elix S 2LX55005Y
Acide chloridrique	Roth	UN1789
Hydrazium Hydroxyde	Prolabo	24 693.290
Éthylène-glycol	Prolabo	24 041.297
Peroxyde		
Papier tournesol	Dosotest	35 300.606
Plaque chauffante	Kika Labortechnik	RCT basic
Mélangeur	Superpoly-Silex	13PE220
Thermomètre au mercure		
Vortex	Scientific Industries Inc	G-560E
Bain ultrason	Branson	5210
Centrifugeuse	Jouan	K82
Centrifugeuse	Jouan	
Ultracentrifugeuse	Sharpless	
Pompe péristaltique		
Four	Vulcan	3-555 NEY
Diffractomètre Rx	Philips	PW1120
Microscope à balayage électronique	Jeol	JSM-840
Spectromètre à flamme		
Spectromètre de masse		
Balance à plateaux		
Balance	Meltec	K7 ELY 41-07
Microbalance		

ANNEXE C

CARACTÉRISATION DES ÉCHANTILLONS
ET RÉSULTATS ANALYTIQUES

1. Liste des échantillons	196
2 Analyse minéralogiques	196
2.1 Roches totales.....	196
2.2 Fractions < 2 µm (argiles).....	196
2.2.3 Résultats	200

LISTE DES TABLEAUX

Tableau récapitulatif pour l'identification des minéraux argileux	199
Tableau C.1 Liste des échantillons caractérisés par diffraction des rayon X	202
Tableau C-2 Phases minérales identifiées en roche totale	203
Tableau C.3 Liste des diffractogrammes disponibles	204
Tableau C.4 Paramètres de séparation des fractions fines	205
Tableau C.5 Minéralogie des fractions argileuses < 2µm.....	206
Tableau C.6 Analyse semi-quantitative des argiles des fractions 1-2 µm	207
Tableau C.7 Analyse semi-quantitative des fractions granulométriques fines	208
Tableau C.8 Données de potassium et d'argon réalisés dans le cadre de cette thèse.....	209
Tableau C.9 Liste des images MEB disponibles sur le CD	211
Tableau C.10 Résultats de l'analyse des éléments majeurs par XRF.....	212
Tableau C.11 Résultats de l'analyse des éléments en trace par XRF.....	212
Tableau C.12 Résultats des analyses par activation neutronique.....	213
Tableau C.13 Résultats des analyses par activation neutronique (suite)	213
Tableau C.14 Résultats des analyses par activation neutronique.....	213

1. LISTE DES ÉCHANTILLONS

La liste des 42 échantillons caractérisés par la diffraction des rayons X est disponible au tableau C-1.

2. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

2.1 Roches totales

2.1.1 Conditions analytiques

Après broyage dans un mortier en agate, les échantillons ont été caractérisés à l'aide d'un diffractomètre RX Brüker (modèle D5000), en mode $\theta / 2\theta$ (Balayage de 3 à 65°, par pas de 0,02° d'une durée de 2s, anticathode Cu, 40 kV – 30 mA).

2.1.2 Résultats

Le tableau C-2 : résume les phases minérales identifiées.

2.2 Fractions < 2 μm (argiles)

2.2.1 Préparation des échantillons

Broyage : dans un broyeur en agate et tamisage (tamis 125 μm),

Décarbonatation : (test HCl positif) : 50 ml d'eau déminéralisée sont versés sur environ 20 g d'échantillon broyé dans un bécher, que l'on place sur un agitateur magnétique. De l'acide chlorhydrique dilué (HCl 10 %) est ajouté progressivement tout en agitant constamment pour éviter les surconcentrations locales. Tant que les carbonates ne sont pas entièrement attaqués, ils jouent un rôle de tampon et la diminution du pH est brève et localisée. Le pH est contrôlé tout au long de l'attaque à l'aide d'un pH-mètre, afin de ne pas descendre en dessous de pH = 4. Lorsque l'effervescence cesse et qu'il y a un excès d'acide, tous les carbonates ont été éliminés.

Lavage : Immédiatement après la décarbonatation, la suspension est versée dans un flacon de centrifugation pour subir un lavage. Le but est de débarrasser les échantillons de l'acide excédentaire et de permettre la défloculation des argiles. La suspension est centrifugée à 2500 trs/min pendant 10 minutes. Après chaque centrifugation, l'eau surnageante est éliminée et le culot est remis en suspension dans de l'eau déminéralisée à l'aide d'un mélangeur. Lorsqu'un trouble persiste dans le surnageant après centrifugation, la suspension est défloculée.

Dispersion : mécanique dans de l'eau déminéralisée

Échantillons ne nécessitant pas de traitement chimique : tous les autres

Broyage : dans un broyeur en agate et tamisage (tamis 125 μm),

Délitage : de l'échantillon broyé dans de l'eau déminéralisée (~20 g de poudre / ~50 ml H_2O),

Lavage : La suspension est versée dans un flacon de centrifugation pour subir un lavage. Le but est de permettre la défloculation des argiles. La suspension est centrifugée à 2500 trs/min pendant 10 minutes. Après chaque centrifugation, l'eau surnageante est éliminée et le culot est remis en suspension dans de l'eau déminéralisée à l'aide d'un mélangeur. Lorsqu'un trouble persiste dans le surnageant après centrifugation, la suspension est défloculée.

Dispersion : mécanique dans de l'eau déminéralisée

Extraction de la fraction < 2 μm par sédimentation : Après lavage, le culot de centrifugation est remis en suspension à l'aide d'un mélangeur. Cette suspension est versée dans une bouteille de 100 ml et on la complète avec de l'eau déminéralisée jusqu'au col. Au bout de 1h40 de sédimentation, les 2 cm supérieurs du surnageant sont siphonnés et correspondent à la fraction < 2 μm . L'extraction de la fraction argileuse à partir d'une suspension dans l'eau est basée sur la loi de Stokes. Pour une particule sphérique, on a la relation :

$$t = \frac{190 \cdot x}{D^2}$$

Où t représente le temps de sédimentation (en minutes), soit 1h40

X représente la profondeur de descente des particules de diamètre D (en cm), soit 2 cm

D représente le diamètre des particules (en μm), soit 2 μm

En réalité, les particules argileuses ne sont pas de forme sphérique mais aplatie. Leur chute se trouve donc retardée et la loi de sédimentation s'écarte légèrement de la loi de Stokes. Cependant, l'expérience montre que la quantité de particules hors calibre n'excède jamais 5 à 10 % de la fraction granulométrique prélevée.

Confection des préparations : La fraction $<2\mu\text{m}$ est centrifugée à 3500 trs/min pendant 40 min. Le culot obtenu est récupéré à l'aide d'une spatule, déposé en bordure d'une lame de verre rainurée, puis étalée dans la rainure à l'aide d'une lamelle de verre. Ces lames confectionnées sont séchées à l'air libre. Le but de cette méthode de préparation vise à orienter au maximum les minéraux argileux de façon à renforcer leur réflexion principale liée à la famille de plans {001}.

2.2.2 Conditions d'acquisition des diffractogrammes

Les échantillons sont caractérisés à l'aide d'un diffractomètre RX Brüker (modèle D5000), en mode $\theta/2\theta$ (Balayage de 3 à 15° ou 3° à 30°, par pas de 0,02° d'une durée de 1s, anticathode Cu, 40 kV – 30 mA).

En ne considérant que le diffractogramme d'une préparation orientée séchée à l'air libre, certains minéraux argileux ne sont pas dissociables (exemple : la réflexion (001) de la kaolinite à $\sim 7,15 \text{ \AA}$ coïncide avec la réflexion (002) de la chlorite). En routine, on va donc enregistrer pour un même échantillon 4 diffractogrammes obtenus dans des conditions expérimentales différentes :

N (Normal) : sans traitement (lame séchée à l'air libre),

G (après solvatation à l'éthylène-glycol) : la lame est exposée pendant une nuit aux vapeurs d'éthylène-glycol,

H (après traitement à l'hydrazine) : la lame est exposée pendant une nuit aux vapeurs d'hydrazine,

CH (après chauffage) : Chauffage à 490°C sous air pendant 4 h.

**Tableau récapitulatif
pour l'identification des minéraux argileux :**

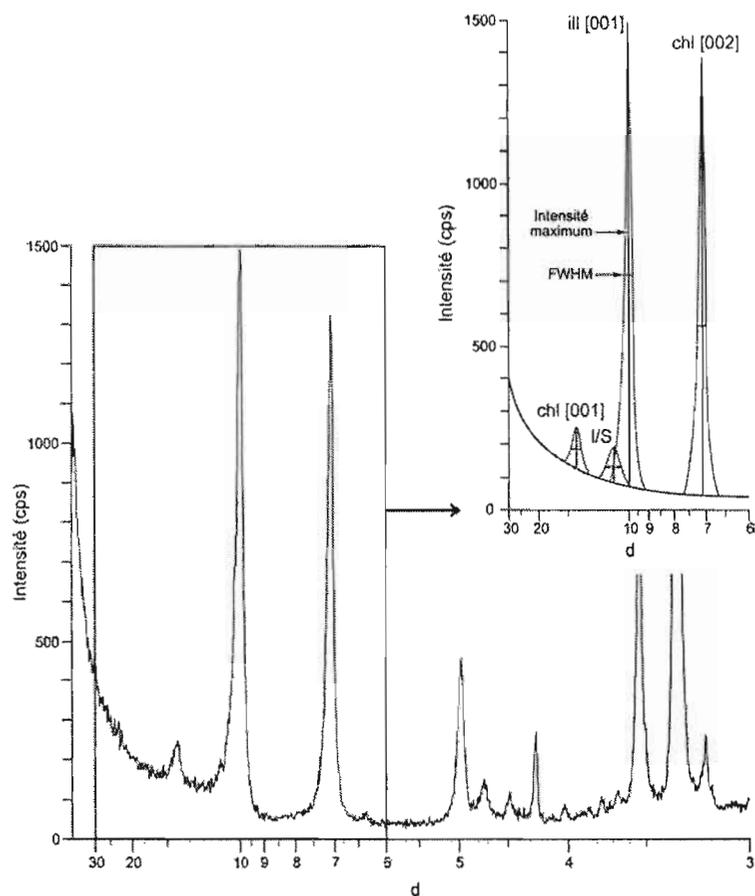
Argile	Essais			
	Normal	Ethylène-glycol	Hydrazine	Chauffage 490°C/4h
Chlorite	d(001) : 14.1Å d(002) : 7.2Å d(003) : 4.72Å d(004) : 3.52Å			
Illite	d(001) : 10Å d(002) : 5Å d(003) : 3,33Å			
Smectite	d(001) : 15Å d(003) : 5Å	d(001) : 17Å d(002) : 8.5Å		d(001) : 10Å
Kaolinite	d(001) : 7.15Å d(002) : 3.57Å	d(001) : 7.15Å d(002) : 3.57Å	d(001) : 10.4Å <i>Kaolinite ordonnée</i> d(002) : 7.15Å <i>Kaolinite désordonnée</i>	Disparition des pics
Illite/Smectite (50% / 50%)	d(001) : 24-25Å d(001/001) : 12Å <i>(10+14)/2=12</i>	d(001) : 27Å d(001/001) : 13Å <i>(10+17)/2=13</i>		d(001) : 20Å d(001/001) : 10Å <i>(10+10)/2=10</i>

2.2.3 Résultats

Le tableau C-3 présente la liste des fractions analysées. Les diffractogrammes disponibles sont accessibles ainsi que les données brutes en format Eva sont disponibles sur le CD en pochette. Le tableau C-4 présente les paramètres d'extraction utilisés pour les différentes fractions extraites lors de mes séjours au Centre de Géochimie de la Surface à l'Université Louis-Pasteur de Strasbourg.

2.2.3.1 Analyse des pics

La largeur à mi-hauteur, F_{WHM} ($2\theta^\circ$) des pics a été analysée avec le logiciel DiffracPlus (Brüker).



2.2.3.2 Analyse semi-quantitative des argiles dans les fractions

Une approche semi-quantitative des minéraux argileux peut être faite en comparant la hauteur des pics 001 (sur l'essai normal) des différentes espèces argileuses.

Remarque : Dans le cas de la chlorite, le rapport d_{002}/d_{001} peut être proche de 1 (chlorites magnésiennes) ou être élevé (chlorites ferrifères). La seule mesure de la hauteur de la réflexion d_{001} n'est donc pas toujours représentative de l'abondance de cette espèce minérale. Hotzapffel (1985) préconise l'utilisation de la valeur moyenne $[(d_{001} + d_{002}) / 2]$

Les Tableaux C-5, C-6 et C-7 consignent les résultats de l'analyse des pics pour les fractions $< 2\mu\text{m}$, $1-2\mu\text{m}$ et les fractions fines, respectivement.

2.2.3.3 Résultats K-Ar

Le tableau C-8 consigne les résultats des analyses isotopiques du potassium et de l'argon.

2.2.3.4

Le tableau C-9 consigne les images réalisées par microscopie électronique à balayage sur des fragments fraîchement cassés. Les images sont disponibles sur le CD en pochette.

Tableau C.1
Liste des échantillons caractérisés par diffraction des rayons X

Numéro de terrain	Site	Roche totale	Argile
CS03-03-08	Nappe de la Chaudière	NC0110	139787
CS03-03-06	Nappe de la Chaudière	Nd	139487
CS03-01-06	Nappe de la Chaudière	NC0072	139488
CS03-01-07	Nappe de la Chaudière	NC0073	139489
CS03-01-07 sandstone	Nappe de la Chaudière	NC0074	139509
CS03-01-02	Nappe de la Chaudière	NC0070	139486
CS03-01-03	Nappe de la Chaudière	NC0071	139487
CS04-23-02	Olistostrome de la Rivière Etchemin	NC0106	139785
CS04-23-01	Olistostrome de la Rivière Etchemin	NC0105	139784
CS03-02-06	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0107	139507
CS03-02-04	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0103	139505
CS03-02-02	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0102	139503
CS03-02-01	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0101	139502
CS03-12-01	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0078	139493
CS03-19-01	Nappe de Bacchus-Ste-Hénédine	NC0104	139783
CS04-22-01	Nappe des Seigneuries	NC0113	139799
CS04-22-02	Nappe des Seigneuries	NC0114	139800
CS04-22-03	Nappe des Seigneuries	NC0115	139801
CS04-22-05	Nappe des Seigneuries	NC0116	139802
CS03-15-01	Nappe des Seigneuries	NC0075	139490
CS03-15-03	Nappe des Seigneuries	NC0076	139491
CS03-15-04	Nappe des Seigneuries	ND	139501
CS03-15-05	Nappe des Seigneuries	NC0077	139492
CS03-14-07	Nappe des Seigneuries	NC0100	139498
CS03-16-10	Faille St-Laurent	NC0111	139789
CS03-16-12	Faille St-Laurent	NC0079	139495
CS03-16-08	Faille St-Laurent	NC0124	139788
CS03-16-15	Faille St-Laurent	NC0080	139496
CS03-16-15 gneiss	Faille St-Laurent	NC0081	139510
CS03-16 gouge	Faille St-Laurent	NC0109	139791
CS03-16-13	Faille St-Laurent	NC0128	139798
CS04-26-01	Faille de l'Anse-aux-Vaches	NC0125	139790
CS03-17-03	Faille Montmorency	NC0082	139497
CS03-17 cataclasite	Faille Montmorency	NC0126	139797
CS04-75-01	Olistostrome Ligne de Logan St-Nicolas	NC0107	139786
CS04-85-01	Faille normale constituée de pyrobitume	NC0097	139793
Faille St-Joseph	Cantons-de-l'Est	NC0098	139794
CS04-87	Faille de Bennett Cantons-de-l'Est	NC0099	139796
CS04-79-2	Faille décrochante St-Nicolas	NC0112	139792
RT-044A	lac Long Bas-St-Laurent	NC0129	139809
RT-041A	lac des Aigles Bas-St-Laurent	NC0130	139810

ND = non disponible

Tableau C-2
Phases minérales identifiées en roche totale

Échantillons		Feldspaths			Phyllosilicates				Argiles		Carbonates			Sulphates-sulfures		Accessoires	
Numéro de terrain	Roche totale	Qtz	Fdk	Alb	Mv	Bio	Phlogo	Chl	Ill	Smec	Cal	Dol	Autres	Sulphates	Py	Ap	Org
CS03-03-08	NC0110	x	x	x	x			x		x	x						
CS03-01-06	NC0072	x		x	x	x	x	x	x		x						
CS03-01-07	NC0073	x		x	x			x	x								
CS03-01-07	NC0074	x		x				x	x								
CS03-01-02	NC0070	x		x	x	x	x	x	x		x	x					
CS03-01-03	NC0071	x		x	x			x	x		x						
CS04-23-02	NC0106	x	x	x	x			x	x								
CS04-23-01	NC0105	x	x	x	x			x	x		x			x			x
CS03-02-06	NC0108	x	x	x	x			x	x								
CS03-02-04	NC0103	x	x	x	x			x	x								
CS03-02-02	NC0102	x	x	x	x			x	x								
CS03-02-01	NC0101	x		x	x			x	x								
CS03-12-01	NC0078	x		x	x			x	x			x					
CS03-19-01	NC0104	x	x	x	x			x	x		x						
CS04-22-01	NC0113	x	x	x	x			x	x	x							
CS04-22-02	NC0114	x	x	x	x			x	x	x	x						
CS04-22-03	NC0115	x		x	x			x	x	x	x						
CS04-22-05	NC0116	x			x			x	x	x	x						
CS03-15-01	NC0075	x		x	x			x	x								
CS03-15-03	NC0076	x		x	x			x	x		x						
CS03-15-05	NC0077	x		x	x			x	x			x					
CS03-14-07	NC0100	x		x	x			x	x								
CS03-16-10	NC0111	x	x	x				x	x	x	x						
CS03-16-12	NC0079	x	x	x	x			x	x			x					
CS03-16-08	NC0124	x	x	x				x	x	x	x	x			x		
CS03-16-15	NC0080	x	x	x	x			x	x		x						
CS03-16-15	NC0081	x	x	x	x			x	x		x						
CS03-16	NC0109	x	x	x	x			x	x	x	x	x					
CS03-16-13	NC0128	x	x	x				x	x	x							
CS04-26-01	NC0125	x	x	x				x	x	x	x				x		
CS03-17-03	NC0082	x	x	x	x			x	x		x					x	
CS03-17	NC0126	x	x	x	x			x	x	x		x	x				
CS04-75-01	NC0107	x	x	x	x			x	x			x					
CS04-85-01	NC0097	x	x	x	x			x	x								
Faïlle St-Joseph	NC0098	x	x	x	x			x	x		x						
CS04-87	NC0099	x	x	x	x			x	x								
CS04-79-2	NC0112	x	x	x				x	x	x	x						
RT-044A	NC0129	x	x				x	x			x	x					
RT-041A	NC0130	x	x	x	x	x					x			x			

Signification des abréviations : Quartz = Qtz ; Feldspath potassique = Fdk ; Albite = Alb ; Muscovite = Mv ; Biotite = Bio ; Phlogopite = Phlog ; Chlorite = Chl ; Illite = Ill ; Smectique = Smec ; Calcite = Cal ; Dolomite = Dol ; Pyrite = Py ; Apatite = Ap ; Amorphe = Org .

Tableau C.3
Liste des diffractogrammes disponibles

Argile	Fraction < 2 μ m	Fraction 1-2 μ m	Fraction Fine (μ m)
139486	x	x	< 0,2
139487	x	x	< 0,2
139488	x	x	< 0,2
139489	x	x	< 0,2
139490	x	x	< 0,2
139491	x	x	< 0,2
139492	x		< 0,2
139493	x	x	< 0,2
139495	x	x	< 0,2
139496	x	x	< 0,2
139497	x	x	< 0,2
139498	x		< 0,2
139501	x		< 0,2
139502	x		< 0,4
139503	x		< 0,4
139505	x		< 0,2
139507	x		< 0,2
139509	x		< 0,4
139510	x		< 0,2
139783	x		< 0,2
139784	x		< 0,4
139785	x		< 0,2
139786	x		< 0,2
139787	x		< 0,2
139788	x		< 0,2
139789	x		< 0,4
139790	x		< 0,2
139791	x		< 0,4
139792	x		< 0,4
139793	x		< 0,2
139794	x		< 0,5
139796	x		< 0,6
139797	x		< 0,2
139798	x		< 0,2
139799	x		< 0,2
139800	x		< 0,2
139801	x		< 0,4
139802	x		< 0,2

Noir diffractogramme et données brutes;
Gris données brutes seulement (disponible sur le CD)

Tableaux C.4
Paramètres de séparation des fractions fines

Fraction (μm)	méthode	vitesse (r/min)	Débit (L/min)	Sédimentation (cm/min)
<125	Tamissage	-		-
<2	Sédimentation	-		0.13
1 à 2	Ultracentrifugation	4000	0.320	-
<0.4	Ultracentrifugation	10000	0.325	-
<0.2	Ultracentrifugation	20000	0.320	-

Tableau C.5
Minéralogie des fractions argileuses < 2µm

Argile	Illite (%)	[001] FWHM (2θ)	Interstratifié I-S (%)	Chlorite (%)	[002] FWHM (2θ)	K-spar (%)	amorphe
139486	36	0.30	tr	59	0.21	tr	--
139487	65	0.30	3	30	0.27	tr	--
139488	41	0.30	4	54	0.24	tr	--
139489	25	0.44	4	70	0,22	tr	--
139490	28	0.39	4	65	0.36	tr	--
139491	70	0.57	5	22	0.31	tr	--
139493	70	0.21	tr	27	0.19	3	--
139498	20	n/a	7	20	0.24	tr	--
139501	47	0.40	4	40	0.30	9	--
139502	57	0.31	3	39	0.23	tr	--
139503	55	0.35	3	40	0.20	tr	--
139505	80	0.32	4	16	0.24	--	--
139507	50	0.47	6	41	0.27	tr	--
139784	52	0.47	5	43	0.27	--	--
139785	45	0.38	4	48	0.27	tr	--
139786	18	0,3	27	50	0.30	5	--
139787	43	0.41	7	45	0.23	5	--
139799	59	0.25	tr	40	0.28	tr	--
139800	55	0.29	tr	42	0.24	tr	--
139802	54	n/a	tr	41	0.24	tr	--

Note: a<3% supérieur au bruit de fond; b non détecté, FWHM = full width at half maximum;
tr = trace (inférieur à la limite de détection de 3%); kspar = K-feldspath; n/a = non disponible; X = détecté; -- = non détecté

Tableau C.6
Analyse semi-quantitative des argiles des fractions 1-2 μm

Argile	Illite (%)	[001] FWHM (2 θ)	Interstratifié I-S (%)	Smectite (%)	Chlorite (%)	[002] FWHM (2 θ)	Kaolinite (%)	K-spar (%)	amorphe
139486	25	0,25	tr		71	0,20		tr	--
139487	59	0,25	5		36	0,20		tr	X
139488	36	0,25	3		61	0,23		--	X
139489	16	0,38	4		77	0,21		3	--
139490	33	0,28	6		55	0,32		7	X
139491	53	0,40	9		33	n/a		5	X
139493	66	0,20	--		34	0,18		tr	--
139495	4	0,29	10	16	39	0,25	12	30	oui
139496	4	0,39	tr	16	62	0,30	10	5	oui

Note: a<3% supérieur au bruit de fond; b non détecté, FWHM = full width at half maximum; tr = trace (inférieur à la limite de détection de 3%);
kspar = K-feldspath; n/a = non disponible; X = détecté; -- = non détecté

Tableau C.7
Analyse semi-quantitative des fractions granulométriques fines

Argile	fraction (μm)	Illite (%)	[001] FWHM (2 θ)	Interstratifié I-S (%)	Smectite (%)	Chlorite (%)	[002] FWHM (2 θ)	Kaolinite (%)	K-spar (%)	Amorphe
139486	<0.2	69	0.51	4		24	0.36		tr	--
139487	<0.2	76	0.51	6		18	0.41		tr	--
139488	<0.2	63	0.44	4		31	0.35		tr	--
139489	<0.2	63	0.53	3		32	0.28		tr	--
139490	<0.2	27	0.45	5		63	0.39		5	X
139491	<0.2	68	0.59	5		24	0.40		tr	X
139493	<0.2	72	0.30	tr		20	0.26		6	--
139495	<0.2	13	0,50	10	9	39	0,34	26	tr	--
139496	<0.2	tr	0,64	5	19	43	0,47	31	--	--
139497	<0.2	26	1,04	40	17	17	0,28	b	--	oui
139498	<0.2	72	n/a	7		14	0.35		7	X
139501	<0.2	66	0.50	7		24	0.44		tr	--
139502	<0.4	74	0.46	4		23	0.28		--	--
139503	<0.4	71	0.50	6		22	0.24		tr	--
139505	<0.2	79	0.55	8		11	0.30		tr	--
139507	<0.2	68	0.60	10		20	0.35		tr	--
139510	<0.2	tr	1,02	11	17	40	0,44	28	tr	--
139784	<0.4	54	0.53	6		39	0.3		tr	X
139785	<0.2	62	0.63	7		29	0.39		tr	--
139786	<0.2	tr	n/a	63		37	0.41		--	--
139787	<0.2	67	0.84	11		20	0.39		tr	--
139788	<0.2	tr	0,50	8	14	55	0,28	13	8	--
139789	<0.4	tra	0,22	6	11	47	0,27	20	14	--
139790	<0.2	tr		tr	12	34	0,38	23	26	--
139791	<0.4	tr	0,79	tr	15	50	0,44	30	--	--
139797	<0.2	23	1,14	49	6	13	0,36	1	9	--
139799	<0.2	70	0.55	6		23	0.37		tr	--
139800	<0.2	79	0.52	tr		18	0.38		--	--
139802	<0.2	62	n/a	4		34	0.38		--	--

Note: a<3% supérieur au bruit de fond; b non détecté, FWHM = full width at half maximum; tr = trace (inférieur à la limite de détection de 3%);
kspar = K-feldspath; n/a = not available; X = détecté; -- = non détecté

Tableau C.8
Données potassium-argon réalisées dans le cadre de cette thèse

Numéro de publication	Numéro de terrain	Numéro de Laboratoire	Fractions (μm)	K_2O (%)	^{40}Ar rad. a (%)	^{40}Ar rad. ($10^{-6}\text{cm}^3\text{g}^{-1}$ STP)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$	Age (Ma $\pm 2\sigma$)
Chapitre I									
Nappe de Chaudière									
1	CS04-75-01	139786	<0,2	4.85	92.3	90.0	3826	105409	499 \pm 12
2	CS03-03-08	139787	<0,2	7.64	94.1	111.5	5037	179866	404 \pm 7
3	CS03-03-06	139487	<0,2	7.21	95.5	121.4	6578	206603	459 \pm 8
			1 to 2	3.42	96.3	71.6	8019	204256	554 \pm 16
4	CS03-01-06	139488	<0,2	6.23	94.2	105.0	5116	158388	459 \pm 8
			1 to 2	2.91	93.8	59.6	4790	121577	544 \pm 17
5	CS03-01-07	139489	<0,2	6.66	84.6	109.9	1918	54500	451 \pm 8
			1 to 2	2.42	90.2	45.9	3012	79423	509 \pm 18
6	CS03-01-02	139486	<0,2	6.56	92.6	114.9	3999	118098	471 \pm 9
			1 to 2	2.75	92.6	56.4	3964	99081	545 \pm 18
Olistostrome de la Etchemin River									
7	CS04-23-02	139785	<0,2	7.61	98.2	114.2	15873	573829	414 \pm 7
8	CS04-23-01	139784	<0,2	6.74	91.5	88.8	3484	134107	368 \pm 7
Nappe de Bacchus-Ste Hénédine									
9	CS03-02-06	139507	<0,2	8.78	97.6	130.3	12300	447068	410 \pm 6
10	CS03-02-04	139505	<0,2	9.54	97.8	122.4	13468	567261	360 \pm 5
11	CS03-02-02	139503	<0,2	7.66	87.9	114.9	2451	79637	414 \pm 7
12	CS03-02-01	139502	<0,2	8.61	97.1	109.2	10054	425658	358 \pm 5
13	CS03-12-01	139493	<0,2	6.81	94.4	98.8	5327	192000	402 \pm 7
			1 to 2	5.83	97.6	105.1	12332	369000	487 \pm 10
Nappe des Seigneuries									
14	CS04-22-01	139799	<0,2	6.65	75.3	125.3	1198	26532	506 \pm 9
15	CS04-22-02	139800	<0,2	6.95	96.6	128.5	8722	252159	490 \pm 9
16	CS04-22-05	139802	<0,2	7.04	96.8	125.2	9207	277174	481 \pm 8
17	CS03-15-01	139490	<0,2	3.69	95.7	67.5	6954	201579	493 \pm 14
			1 to 2	2.75	96.2	60.1	8382	204837	575 \pm 19
18	CS03-15-03	139491	<0,2	7.39	98.0	122.1	14815	485561	451 \pm 8
			1 to 2	4.29	96.6	87.8	8638	225423	544 \pm 14
19	CS03-15-04	139501	<0,2	7.55	9.9	96.9	3670	145633	360 \pm 6
20	CS03-14-07	139498	<0,2	8.10	97.3	126.9	11007	380557	430 \pm 7
Chapitre II									
Faille St-Laurent									
1	CS03-16-10	139789	< 0.4	4,01	92,27	61,53	3821	127260	422 \pm 11
2	CS03-16-12	139495	1 to 2	4,24	96,83	82,69	9334	256390	522 \pm 14
			< 0.2	3,15	93,5	54	4510	136043	466 \pm 15
3	CS03-16-08	139788	< 0.4	3,88	88,88	55,50	2657	91480	397 \pm 11
4	CS03-16-15	139496	1 to 2	1,22	77,54	15,46	1315	44606	356 \pm 15
			< 0.2	0,92	88,1	12,7	2488	87950	384 \pm 17
5	CS03-16-15 gneiss	139510	< 0.2	2,18	90,2	30,10	3123	113700	383 \pm 14
6	CS03-16 gouge	139791	< 0.4	0,45	67,13	5,56	899	27045	348 \pm 16
Faille de l'Anse-aux-Vaches									
7	CS04-26-01	139790	< 0.5	4,07	90,8	74,70	3294	88495	394 \pm 14
Faille Montmorency									

Numéro de publication	Numéro de terrain	Numéro de Laboratoire	Fractions (μm)	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad.a (%)	⁴⁰ Ar rad. ($10^6 \text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar	Age (Ma $\pm 2\sigma$)
8	CS03-17-03	139497	< 0.2	5,19	94,4	83,9	5245	169499	443 \pm 10
9	CS03-17 cataclasite	139797	< 0.2	5,38	79,2	91,90	1419	36438	465 \pm 10
Non publiées									
	CS04-75-01	139786	< 0.2	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	499 \pm 12
	CS03-16-13	139798	< 0.2	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	396 \pm 15
Faille de Bennett									
	CS04-87	139796	< 0.6	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	445 \pm 12
Faille décrochante à St-Nicolas									
	CS04-79-2	139792	< 0.4	4,56	95	64	5984	224401	390 \pm 10
Lamprophyre Bas-St-Laurent									
	RT-044A	139809	Roche totale	6,5	93,26	83,14	4383	177000	359 \pm 7
	RT-041A	139810	Roche totale	0,23	45,66	3,14	544	10100	380 \pm 18

a radiogénique; N/D non disponible

Tableau C.9
Liste des images MEB disponibles sur le CD

Numéro d'échantillon	Nombre d'images disponibles
139488	8
139490	2
139495	20
139496	7
139507	9
139783	11
139784	9
139785	11
139789	10
139793	7
139791	15
139792	4
139797	6
139799	5
139802	11
139809	8
139810	8

Tableau C.10
Résultats de l'analyse des éléments majeurs par XRF

Élément	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	LOI	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Total
Unités	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
Limite de détection	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
RT-044A	7,83	7,25	6,73	7,06	6,27	11,83	0,17	0,16	2,25	46,37	2,53	98,46
RT-041A	12,97	10,68	8,13	0,08	6,73	8,9	0,14	4,04	2,04	43,49	1,27	98,46

Tableau C.10 (Suite)
Résultats de l'analyse des éléments traces par XRF

Pb	Zr	Ba	Bi	Cs	Cu	Ga	Su	W	Y
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
3	3	20	3	7	1	3	5	12	1
38	1619	1294,75	<3	<7	176	16	7	<12	39
56	647	5900,36	<3	<7	72	15	<5	<12	37

Tableau C.11
Résultats des analyses par activation neutronique

Échantillon	Fe	Na	K	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Ho	Tb	Yb	Lu
	Fe ₂ O ₃ (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Ho (ppm)	Tb (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
RT-044A	6,90	0,15	7,5	131,63	401,4	177,0	32,091	7,12	1,64	2,72	2,32	0,295
RT-041A	8,75	4,32	7,2	442,33	1145,5	396,9	50,400	10,96	1,67	2,86	2,70	0,320

Tableau C.11 (Suite)
Résultats des analyses par activation neutronique (suite)

Échantillon	As	Ba	Co	Cr	Cs	Hf	Ni	Rb	Sb	Sc	Ta	Th	U
	As (ppm)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Hf (ppm)	Ni (ppm)	Rb (ppm)	Sb (ppm)	Sc (ppm)	Ta (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
RT-044A	16,3	1389	39,7	768,7	2,77	41,55	525	423,9	1,145	19,70	1,65	54,14	5,89
RT-041A	1,2	8594	35,0	386,1	0,49	15,52	176	11,2	0,244	22,10	1,06	50,32	5,36

Tableau C.11 (Suite)
Résultats des analyses par activation neutronique

Échantillon	Zn	Zr	Au (ng/g)	Al	K	Mn	Mg	Ti	Cl	Dy	In	Sr	V
	Zn (ppm)	Zr (ppm)	Au (ppb)	Al ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MnO (%)	MgO (%)	TiO ₂ (%)	Cl (ppm)	Dy (ppm)	In (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)
RT-044A	92	1471	12,1	8,18	7,00	0,1667	12,40	2,62%	107	10,8	0,08	1534	273,1
RT-041A	107	702	23,6	13,15	0,40	0,1452	8,95	1,36%	70	9,9	0,05	2379	200,8

ANNEXE D

CONTRIBUTIONS
ET RÉSUMÉS DE CONFÉRENCES**Contributions :**

- Sasseville, C., Tremblay, A., Clauer, N. et Leiwig, N., 2008. K-Ar time constraints on the evolution of a polydeformed fold-thrust belts: the case of the Northern Appalachians (southern Québec). *Journal of Geodynamics*. 45, 99-119.
- Sasseville, C., Tremblay, A. et Clauer, N., Soumis. K-Ar systematics and fault reactivation in the upper crust - a case study along the St. Lawrence rift system, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. En Révision.

Conférences :

- Sasseville, C., Tremblay, A. et Clauer, N., 2003, Structural characterization and preliminary K-Ar dating constraints for the allochthons, Quebec Appalachians, Geological Society of America, Annual meeting: Seattle, p. 144.
- , 2004, Structural characteristics and preliminary K-Ar dating of the St. Lawrence rift, Réunion des Sciences de la Terre, Joint Earth Science Meeting Société Géologique de France-Geologische Vereinigung: Strasbourg, France, p. 28.
- , 2005, K-Ar age constraints and structural characteristics of the supracrustal faults related to the St. Lawrence rift system, Canada, GAC-MAC-CSPG-CSSS joint Meeting, Volume 30: Halifax, Nova Scotia, Canada, p. 171.
- , 2005, K-Ar dating and structural analysis of the Taconian Allochthons, Québec Appalachians, Canada, GSA Northeastern Section Annual Meeting, Volume 37: Saratoga Spring, New York, p. 72.
- , 2006, Tectonic evolution of the Taconian Allochthons, Québec Appalachians: insight from detailed structural analysis and K-Ar dating, GSA Northeastern Section 41st Annual Meeting, Volume 38: Camp Hill/Harrisburg, Pennsylvania, p. 20p.

- , 2006, The St. Lawrence rift system revisited: implications for the Appalachians orogenic front in southern Québec, Canada, GAC-MAC Annual Meeting, Volume 31: Montréal, Québec, Canada, p. 133.
- Tremblay, A., Sasseville, C., Clauer, N. et Zentilli, M., 2007, The St. Lawrence rift system in eastern Canada - Field and isotopic evidence for Paleozoic to Mesozoic reactivation of Iapetus faults, GSA Northeastern Section - 42nd Annual Meeting: Durham, NH.