

Université du Québec
INRS-Géoresources
et
Université de Nice-Sophia Antipolis
Faculté des Sciences - UMR Géosciences Azur
COTUTELLE DE THÈSE

**ÉVOLUTION TECTONIQUE ET GÉOCHRONOLOGIE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DE LA ZONE
DE HUMBER INTERNE, APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC**

**TECTONIC EVOLUTION AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY OF THE
INTERNAL HUMBER ZONE, SOUTHERN QUEBEC APPALACHIANS**

Par

SÉBASTIEN CASTONGUAY, M.Sc.

Thèse présentée pour l'obtention du grade conjoint de
Philosophiae doctor (Ph.D.) en sciences de la terre et
Docteur en Sciences (sciences de la terre)

Jury d'évaluation

Examineur externe

Jacques Malavieille

Laboratoire de Géophysique et Tectonique, Université
Montpellier II 34095 Cedex 05 Montpellier France

Examineur externe

L. Peter Gromet

Dept. Geological Sciences, Brown University,
Providence, Rhode Island 02912 U.S.A.

Président du jury et
Examineur interne

Michel Malo

Centre Géoscientifique de Québec, INRS-
Géoresources, Sainte-Foy, QC. G1V 4C7 Canada

Directeur de recherche

Alain Tremblay

Centre Géoscientifique de Québec, INRS-
Géoresources, Sainte-Foy, QC. G1V 4C7 Canada

Directeur de recherche

Gilbert Féraud

UMR Géosciences Azur, CNRS-Université de Nice-
Sophia Antipolis 06108 Cedex 02 Nice France

Thèse soutenue le 10 décembre 1999 à Sainte-Foy, Québec, Canada.

Résumé

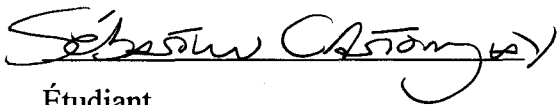
L'évolution tectonique de la partie interne et métamorphique de la marge laurentienne (zone de Humber) des Appalaches du sud du Québec résulte de la superposition de plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme qui s'étendent de l'Ordovicien moyen jusqu'au Dévonien moyen. Les orogénies taconienne (Ordovicien moyen à tardif) et acadienne (Dévonien moyen à tardif) sont séparées par une activité tectonique silurienne qui était jusqu'à maintenant inconnue. Les structures ordoviciennes et siluriennes dominent au sein de la zone de Humber et représentent des événements tectono-métamorphiques importants dans sa partie interne. Les structures acadiennes sont présentes, mais moins pénétratives.

La phase taconienne D_{1-2} est responsable de la mise en place de nappes de chevauchement vers l'avant-pays (nord-ouest) dans la zone de Humber externe et de failles syn-métamorphiques dans la zone interne. Le métamorphisme régional M_{1-2} est du faciès des schistes verts, mais atteint localement celui des amphibolites. Les données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites et amphiboles datent le pic métamorphique associé à cette phase à 462 ± 3 Ma.

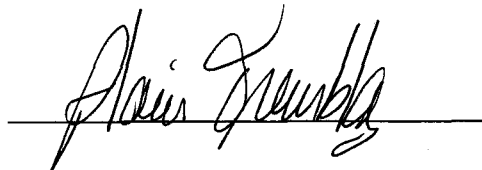
La phase silurienne/dévonienne précoce D_3 est caractérisée par des structures à vergence sud-est (arrière-pays) accompagnées par un rétro-métamorphisme affectant la paragenèse métamorphique antérieure. Cette tectonique est séparée en structures rétrochevauchantes, longeant la faille Bennett, et en extension le long de la faille St-Joseph. Ces dernières délimitent respectivement les flancs nord-ouest et sud-est de l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites, biotites et amphiboles précisent l'âge de cet événement entre 431 et 411 Ma. Les âges Silurien/Dévonien précoce proviennent du mur de la faille St-Joseph et semblent enregistrer la progression (du nord-ouest vers le sud-est) d'une phase de déformation développée de façon hétérogène au sein l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Par opposition, les données ordoviciennes proviennent presque exclusivement de roches

équivalentes à l'anticlinorium des monts Notre-Dame, mais situées dans le toit de la faille St-Joseph, ce qui suggère que celle-ci ait joué un rôle important dans l'histoire tectonique des Appalaches du sud du Québec.

Deux modèles portant sur la tectonique siluro-dévonienne sont confrontés. Le premier implique une phase de rétrochevauchement et d'extension syn- à post-compressive en réponse à la création et la propagation d'un poinçon tectonique de socle grenvillien sous l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Le deuxième modèle préconise plutôt l'effondrement orogénique post-taconien et l'exhumation tectonique de la zone de Humber interne. Ce dernier modèle évoque certaines caractéristiques, mais surtout la géométrie d'un *metamorphic core complex*. De plus, la présence et la caractérisation géochronologique de structures en extension procurent un contexte tectonique cohérent avec la création et l'établissement des bassins successeurs siluro-dévonien de la ceinture de Gaspé.



Étudiant



Directeurs de recherche

Abstract

The tectonic evolution of the internal metamorphosed part of the Laurentian margin (Humber zone) in the southern Quebec Appalachians is the result of the superposition of several deformational and metamorphic events that span from the Middle Ordovician to the Middle Devonian. The Taconian (Middle to Late Ordovician) and Acadian (Middle to Late Devonian) orogenic events are separated by a period of Silurian tectonic activity, which was not previously documented. The Ordovician and Silurian structures dominate within the Humber zone and represents important tectonometamorphic events within the internal zone. Acadian structures are present, but less penetrative.

The D_{1,2} Taconian phase is responsible for foreland-directed nappe emplacement in the external Humber zone and syn-metamorphic faults in the internal zone. The M_{1,2} regional metamorphism is of greenschist facies, but locally reaches the amphibolite facies. Geochronological ⁴⁰Ar/³⁹Ar data on muscovites and amphiboles date the metamorphic peak at 462±3 Ma.

The D₃ Silurian/early Devonian phase is characterized by hinterland-directed structures accompanied by retrograde metamorphism and recrystallization of the pre-existing metamorphic paragenesis. The associated tectonic features are separated into backthrusting structures along the Bennett fault and extensional structures along the St-Joseph fault. These latter faults respectively mark the northwestern and southeastern limbs of the Notre-Dame mountains anticlinorium. ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses on muscovites, biotites and amphiboles define the age of the D₃ event between 431 and 411 Ma. Silurian/early Devonian data come from the footwall of the St-Joseph fault, and appear to record the southeastward progression of the deformation within the Notre-Dame mountains anticlinorium. In contrast, Middle Ordovician age data are exclusively provided by rocks correlative to those of the Notre-Dame mountains anticlinorium, but

within the St-Joseph fault footwall, which suggests that this fault has played an important role in the tectonic evolution of the southern Quebec Appalachians.

Two models for the Silurian/Devonian tectonic evolution are being confronted. The first implicates a phase of backthrusting and syn- to post-compressive extension in response to the creation and propagation of a Grenvillian basement tectonic wedge located underneath the Notre-Dame mountains anticlinorium. The second model rather advocates for the post-Taconian orogenic collapse and tectonic exhumation of the internal Humber zone. The latter model is evocative of some the characteristics and the geometry of a metamorphic core complex. In addition the presence and geochronological characterization of extensional structures provides a tectonic framework consistent with the creation and establishment of the Siluro-Devonian successor basins within the Gaspé Belt.

Avant-propos

Cette thèse de doctorat a été entreprise dans le cadre de la convention sur les cotuelles de thèse entre la Conférence des recteurs et des principaux des universités du Québec (CREPUQ) d'une part, et la Conférence des présidents d'universités françaises (CPU) et la Conférence des directeurs d'écoles et de formations d'ingénieurs de France d'autre part, dans ce cas, entre l'Université de Nice-Sophia Antipolis (France) et l'INRS-Géoressources (Québec). La direction de la thèse est exercée conjointement par le Dr Alain Tremblay (INRS) et le Dr Gilbert Féraud (UMR Géosciences Azur CNRS-Université de Nice-Sophia Antipolis). L'entente de cotutelle prévoit une soutenance unique et une diplomation conjointe des deux établissements.



À Francine, Jean et Alexandra

Remerciements

Je tiens à remercier mes collègues et amis Alain Tremblay, Gilles Ruffet, Gilbert Féraud, Nicolas Pinet et Marc Sosson pour leur appui et leur regard critique durant toutes les étapes de cette étude. Je remercie également les membres du jury, Jacques Malavieille, Peter Gromet et Michel Malo pour leurs commentaires et suggestions qui ont contribué à l'amélioration de cet ouvrage.

Je remercie du fond du cœur ma famille pour leur amour inconditionnel et leur soutien moral. Cette thèse leur est dédiée. J'aimerais de plus remercier tous ceux qui m'ont soutenu et encouragé au cours de mes études, Lissa et la famille Morotti (*grazie...*), Laurent Godin, Brigitte Lafortune, Théo et Vincent Pinet, Suzanne Arseneault, Jean Bédard, Kris Oravec, David Morin, Louise Corriveau, Martine Savard, Kathleen Lauzière, Anne Robitaille, John Percival, Ghislaine Rodriguez (ma logeuse préférée) et la famille De Santa Barbara, et mes collègues de la *Cafetière* et du *Brunch* avec lesquels le rituel de l'apéro prend tout son sens. Je remercie également Aïcha Achab et tout le personnel du CGQ, ainsi que les étudiants de l'INRS-Géoresources et de l'Université de Nice-Sophia Antipolis. Je suis reconnaissant envers mes professeurs de géologie du passé : Claude Cinq Mars, Louis Bisson et Micheal Lyons du Collège Édouard-Montpetit; Marc Bardoux, James Bourne, Normand Goulet et Robert Marquis de l'UQAM; Raymond Price, Herb Helmstaedt et Dugald Carmichael de Queen's University.

Je remercie les organismes qui m'ont accordé des bourses d'étude. J'ai profité d'une bourse doctorale du *Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie* pour les années académiques 94-95 et 95-96 et du *Fond pour les Chercheurs et l'Aide à la Recherche* pour 96-97 et du soutien financier additionnel de l'INRS. J'ai de plus obtenu une bourse de stage de court séjour du *Centre de Coopération Inter universitaire franco-québécoise* pour la session de datation du printemps 95 et une bourse de cotutelle de thèse doctorale du *Ministère des affaires internationales du Québec* pour les années académiques 95-96 et 96-97.

Table des matières

RÉSUMÉ.....	III
ABSTRACT.....	V
AVANT-PROPOS.....	VII
REMERCIEMENTS.....	X
TABLE DES MATIÈRES.....	XI
LISTE DES FIGURES.....	XVI
LISTE DES TABLEAUX.....	XVIII
PREMIÈRE PARTIE: INTRODUCTION.....	1
Chapitre 1 INTRODUCTION.....	3
1.1 INTRODUCTION.....	3
1.2 CADRE GÉOTECTONIQUE DES APPALACHES DU QUÉBEC.....	7
1.3 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE DE HUMBER DANS LE SUD DU QUÉBEC.....	15
1.3.1 STRATIGRAPHIE.....	16
1.3.2 STRUCTURE RÉGIONALE.....	20
1.3.3 MÉTAMORPHISME ET CONDITIONS THERMOBAROMÉTRIQUES.....	22
1.3.4 CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES DES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC.....	27
1.4 DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES ANTÉRIEURES.....	33
1.5 PROBLÉMATIQUE.....	35
1.6 MÉTHODOLOGIE.....	39
1.6.1 TRAVAUX DE TERRAIN.....	39
1.6.2 TRAVAUX DE GÉOCHRONOLOGIE.....	39
1.6.2.1 <i>Principe des méthodes K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$</i>	40
Méthode K-Ar.....	40
Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	41
1.6.2.2 <i>Méthodes d'extraction et mode de présentation</i>	44
1.6.2.3 <i>Interprétation des données géochronologiques</i>	45
Notion de fermeture isotopique.....	45
Excès, héritage et perte d'argon.....	46
Rôle de la déformation et de la recristallisation.....	47

1.6.2.4	<i>Caractéristiques des minéraux analysables par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$</i>	49
1.6.2.5	<i>La procédure analytique</i>	50
1.7	CONTRIBUTIONS ET APPORTS À L'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES	53
1.7.1	CONTRIBUTIONS DE L'AUTEUR	56
1.7.2	AUTRES CONTRIBUTIONS	57
	DEUXIÈME PARTIE: ARTICLES	59
	Chapitre 2 THRUSTING AND BACK THRUSTING IN THE TACONIAN INTERNAL ZONE, SOUTHERN QUEBEC APPALACHIANS	61
	RÉSUMÉ	62
	ABSTRACT.....	62
2.1	INTRODUCTION	63
2.2	STRATIGRAPHY	65
2.3	STRUCTURAL GEOLOGY	69
2.4	DEFORMATION HISTORY OF THE TACONIAN INTERNAL ZONE	75
2.5	DISCUSSION.....	78
2.6	CONCLUSION.....	79
	ACKNOWLEDGEMENTS.....	80
	Chapitre 3 ORDOVICIAN AND SILURIAN METAMORPHIC COOLING AGES ALONG THE LAURENTIAN MARGIN OF THE QUEBEC APPALACHIANS: BRIDGING THE GAP BETWEEN NEW ENGLAND AND NEWFOUNDLAND	83
	RÉSUMÉ	84
	ABSTRACT.....	85
3.1	INTRODUCTION	86
3.2	GEOLOGY OF THE SOUTHERN QUEBEC APPALACHIANS	87
3.3	PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS	91
3.4	RESULTS.....	91
3.4.1	MIDDLE ORDOVICIAN AGES	92

3.4.2	EARLY SILURIAN AGES	92
3.5	DISCUSSION	93
3.6	CONCLUSION	96
	ACKNOWLEDGMENTS	97
Chapitre 4 TECTONOMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE SOUTHERN QUEBEC		
APPALACHIANS: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EVIDENCE FOR ORDOVICIAN CRUSTAL THICKENING AND		
SILURIAN EXHUMATION OF THE INTERNAL HUMBER ZONE.....		
	RÉSUMÉ.....	100
	ABSTRACT	101
4.1	INTRODUCTION	102
4.2	REGIONAL GEOLOGY AND TECTONIC SETTING	103
4.3	PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL DATA	108
4.4	MINERAL CHEMISTRY	109
4.4.1	AMPHIBOLE ANALYSES	110
4.4.2	MUSCOVITE ANALYSES	110
4.5	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGICAL DATA	114
4.5.1	EXPERIMENTAL PROCEDURES	114
4.5.2	BIOTITE AGES.....	115
4.5.3	AMPHIBOLE AGES.....	115
4.5.4	MUSCOVITE AGES.....	119
	4.5.4.1 <i>Muscovite ages southeast of the St-Joseph fault</i>	120
	4.5.4.2 <i>Muscovite ages northwest of the St-Joseph fault</i>	122
4.6	INTERPRETATION OF $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ RESULTS	129
4.6.1	BIOTITE RESULTS	129
4.6.2	AMPHIBOLE RESULTS	130
4.6.3	MUSCOVITE RESULTS	134
	4.6.3.1 <i>Middle Ordovician ages</i>	134
	4.6.3.2 <i>Early Devonian fine-grained muscovite ages</i>	135
	4.6.3.3 <i>Silurian-Early Devonian ages from the NDMA</i>	136
4.7	DISCUSSION	138

4.8	TECTONIC IMPLICATIONS AND CONCLUSION	141
	ACKNOWLEDGMENTS.....	142
Chapitre 5 TECTONIC EVOLUTION OF THE INTERNAL HUMBER ZONE (QUEBEC APPALACHIANS) AND CONTRASTING GENETIC MODELS FOR SILURIAN-EARLY DEVONIAN EXTENSIONAL DEFORMATION		
	RÉSUMÉ	146
	ABSTRACT.....	147
5.1	INTRODUCTION	148
5.2	GEOLOGICAL SETTING	150
5.3	DISTRIBUTION, CHARACTER AND TIMING OF TECTONIC EVENTS.....	154
5.3.1	MIDDLE TO LATE ORDOVICIAN EVENTS	156
5.3.2	SILURIAN-EARLY DEVONIAN EVENTS.....	160
5.3.3	MIDDLE TO LATE DEVONIAN EVENTS.....	166
5.4	TECTONIC EVOLUTION OF THE LAURENTIAN MARGIN	167
5.4.1	MIDDLE TO LATE ORDOVICIAN TECTONISM: THE TACONIAN OROGENY	167
5.4.2	SILURIAN-EARLY DEVONIAN TECTONISM.....	168
5.4.2.1	<i>Model 1: Back thrusting and syn- to post-compressional extension</i>	170
5.4.2.2	<i>Model 2: Crustal extension and orogenic collapse</i>	171
5.5	DISCUSSION.....	173
5.5.1	CORRELATIONS ALONG THE NORTHERN APPALACHIAN HUMBER ZONE.....	176
5.5.1.1	<i>Western New England</i>	176
5.5.1.2	<i>Western Newfoundland</i>	179
5.6	CONCLUSION AND IMPLICATIONS FOR NORTHERN APPALACHIAN TECTONICS	181
	ACKNOWLEDGMENTS.....	183
Chapitre 6 CONCLUSION		
6.1	CONCLUSIONS GÉNÉRALES	185
6.2	QUESTIONS EN SUSPENS.....	189
	RÉFÉRENCES CITÉES	193

TROISIÈME PARTIE APPENDICES	211
LISTE DES APPENDICES	212
APPENDICE A : RÉSULTATS ANALYTIQUES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DU CHAPITRE 4.....	213
APPENDICE B : PRÉSENTATION ET BRÈVE DISCUSSION DES RÉSULTATS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ NON- PUBLIÉS	228
APPENDICE C : RÉSULTATS ANALYTIQUES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ NON-PUBLIÉS	238
APPENDICE D : DONNÉES D'ANALYSES CHIMIQUES PAR MICROSONDE	245
APPENDICE E : COORDONNÉES GÉORÉFÉRENCÉES DES STATIONS D'OBSERVATION ET D'ÉCHANTILLONNAGE	262

Liste des figures

Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée et de localisation des données.....	En pochette
Figure 1.2 : Carte géologique des Appalaches du Nord (Canada continental et Nouvelle-Angleterre).....	8
Figure 1.3 : Profil structural des Appalaches du Nord.....	9
Figure 1.4 : Modèles tectoniques schématisés de l'orogénie taconienne des Appalaches du Nord.....	11
Figure 1.5 : Carte des anomalies de Bouguer des Appalaches du sud du Québec.....	29
Figure 1.6 : Portion du profil sismique de la ligne 2001 traversant la zone de Humber interne.....	31
Figure 1.7 : Schéma de désintégration du ^{40}K	40
Figure 1.8 : Schéma de l'appareillage de la ligne de dégazage, de purification et de mesure des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	51
Figure 2.1 : Carte géologique de la zone de Humber dans les Appalaches du Québec.....	64
Figure 2.2 : Carte géologique de la zone de Humber interne d'une partie des Appalaches du sud du Québec.....	66
Figure 2.3 : Colonnes lithostratigraphiques schématisées de la zone interne taconienne dans les régions de la rivière Chaudière et de Rivière-du-Loup.....	67
Figure 2.4 : Croquis de terrain de relations structurales des différents épisodes de déformation dans la région de la rivière Chaudière.....	70
Figure 2.5 : Carte et coupe géologiques schématisées de la région de Bernierville.....	72
Figure 2.6 : Photographies de terrains et microphotographies de lames-minces de la région de Bernierville.....	74
Figure 2.7 : Croquis montrant le style structural des plis P_{1-2} et P_3 et les variations de leur relation angulaire à trois niveaux structuraux différents.....	76
Figure 2.8 : Coupes structurales schématisées des Appalaches du sud du Québec et du nord du Vermont.....	81
Figure 3.1 : Carte géologique des Appalaches du sud du Québec.....	88
Figure 3.2 : Carte géologique de la région d'étude avec localisation des échantillons et spectres d'âge.....	90
Figure 3.3 : Modèles géodynamiques schématisés de la zone de Humber interne des Appalaches du Québec montrant des alternatives pour le Silurien.....	95
Figure 4.1 : Carte géologique des Appalaches du sud du Québec.....	104
Figure 4.2 : Carte géologique simplifiée avec localisation des échantillons et résultats géochronologiques.....	106
Figure 4.3 : Sommaire des analyses chimiques par microsonde sur amphiboles.....	112

Figure 4.4 : Sommaire des analyses chimiques par microsonde sur muscovites.....	113
Figure 4.5 : Spectres d'âge sur biotites.....	117
Figure 4.6 : Spectres d'âge et de rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ sur amphiboles.....	118
Figure 4.7 : Spectres d'âge et diagrammes de distribution des âges apparents cumulés sur muscovites du sud-est de la faille St-Joseph.....	121
Figure 4.8 : Spectres d'âge et diagrammes de distribution des âges apparents cumulés sur muscovites du transect du segment nord-est de la Faille Bennett.....	123
Figure 4.9 : Spectres d'âge sur muscovites du transect nord-est et et diagramme de distribution des âges apparents cumulés des localités de Pontbriand.	125
Figure 4.10 : Spectres d'âge sur muscovites du transect central.	126
Figure 4.11 : Spectres d'âge sur muscovites du transect sud-ouest.	128
Figure 4.12 : Diagramme illustrant le rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ versus les âges apparents des amphiboles 95SC32 et 94SC76b et d.	132
Figures 4.13 : Diagramme tridimensionnel des distributions normalisées des âges apparents pondérés versus la distance relative entre les failles Bennett et St-Joseph de toutes les analyses sur muscovites au sein de l'anticlinorium des monts Notre-Dame.....	139
Figure 5.1 : Carte géologique des Appalaches du sud du Québec.....	151
Figure 5.2 : Carte géologique simplifiée de la zone de Humber interne et d'une partie de la zone de Dunnage dans le sud du Québec, avec données structurales et domaines géochronologiques.	152
Figure 5.3 : Coupes structurales verticales simplifiées de l'anticlinorium des monts Notre-Dame.	155
Figure 5.4 : Photographies illustrant des éléments structuraux et cinématiques représentatifs.	157
Figure 5.5 : Projections stéréographiques de l'hémisphère inférieur des éléments structuraux au sein de l'anticlinorium des monts Notre-Dame et ses environs.	159
Figure 5.6 : Cartes géologiques simplifiées des terminaisons axiales de l'anticlinorium des monts Notre-Dame.	164
Figures 5.7 : Modèles schématiques alternatifs de l'évolution tectonique de la zone de Humber interne des Appalaches du Québec durant le Silurien/Dévonien précoce.....	169
Figure 5.8 : Cartes simplifiées montrant les zones et éléments géologiques du nord-ouest de la Nouvelle-Angleterre et de Terre-Neuve.	177

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Données géochronologiques antérieures.....	34
Tableau 1.2 : Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation d'un échantillon	42
Tableau 1.3 : Provenance des différents isotopes de l'argon lors d'une analyse.	43
Table 4.1. Données géochronologiques antérieures.....	109
Table 4.2 : Analyses chimiques par micro-sonde.....	111
Table 4.3 : Sommaire des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	116

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION

Chapitre 1

INTRODUCTION

1.1 INTRODUCTION

La théorie de la tectonique des plaques et l'étude récente des zones orogéniques actives ont dessiné un schéma global pour l'interprétation des ceintures orogéniques anciennes, tout en soulignant la complexité et parfois la rapidité des mécanismes géodynamiques. La compréhension de la tectonique d'un orogène ancien est souvent limitée à des méthodes de travail qualitatives, ainsi qu'à des corrélations de chronologie relative entre différents types de structures. Pour une étude plus exhaustive, on doit utiliser des méthodes d'analyse quantitative qui permettent de mieux comprendre l'évolution tectonique d'un orogène et ce, dans le temps et l'espace. À cette fin, la méthode de datation isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est connue comme une technique efficace pour étudier l'histoire métamorphique des ceintures orogéniques, ainsi que pour décrypter différents événements structuraux au sein des terrains caractérisés par une tectonique polyphasée.

Les Appalaches constituent une chaîne de montagnes sinueuse qui s'étend sur plus de 3000 km, de l'état de l'Alabama au sud jusqu'à Terre-Neuve au nord (Hatcher Jr. et al., 1989). Les Appalaches sont étudiées depuis le début du dix-neuvième siècle (Maclure, 1809; Logan, 1849) et ont été le berceau de plusieurs concepts géologiques originaux: les concepts de géosynclinal (Dana, 1873), de "thin-skinned thrusting" (Hayes, 1891) et de l'accrétion tectonique (Wilson, 1966; Wilson, 1968; Bird et Dewey, 1970), qui ont tous été, depuis lors, appliqués à d'autres orogènes.

Les Appalaches du sud du Québec ont été le sujet de nombreux projets de cartographie géologique, d'études thématiques et de thèses. Les travaux réalisés à ce jour représentent une quantité considérable de données géoscientifiques, mais la rareté de données géochronologiques précises a abouti à un manque d'information sur l'évolution

tectonique dans le temps et l'espace des Appalaches au Québec et par conséquent, a freiné l'avancement et le raffinement des modèles tectoniques. Avant la présente étude, les Appalaches du sud du Québec constituaient un territoire pratiquement vierge en terme de données géochronologiques associées aux différents épisodes de déformation et au métamorphisme. Les seules données géochronologiques sur le métamorphisme régional provenaient des Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et ont été extrapolées par corrélations tectonostratigraphiques aux Appalaches du sud du Québec. De plus, aucune donnée géochronologique ne documentait la déformation associée aux accidents importants de la partie interne et non-fossilifère des Appalaches du Québec.

L'originalité de cette thèse réside dans son approche pluridisciplinaire. Elle intègre des méthodes qualitatives classiques et des méthodes quantitatives modernes et précises qui n'ont été que très peu utilisées dans les Appalaches du sud du Québec. Cette thèse de doctorat vise à confronter les données structurales et métamorphiques aux données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur minéraux métamorphiques et/ou syn-cinématiques, afin d'obtenir un schéma temporel de l'évolution tectonique de la partie interne des Appalaches du Québec méridional. Cette étude vise à comparer et intégrer l'histoire structurale, métamorphique et tectonique de ce secteur à celle proposée actuellement dans les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et de Terre-Neuve. Géographiquement, la région étudiée dans le cadre de cette thèse se situe au sud de la ville de Québec, dans les régions de la Beauce, des Bois-Francs et de l'Amiante (entre les longitudes $70^{\circ}30'$ et $72^{\circ}00'$ et les latitudes $45^{\circ}45'$ et $46^{\circ}45'$). Elle est centrée sur les monts Notre-Dame et l'anticlinorium du même nom (Figs. 1.1 et 3.1).

Dans le sud du Québec, l'orogène appalachien est considéré comme étant le résultat de la superposition de deux grands événements tectoniques, les orogénies taconienne (Ordovicien moyen à tardif) et acadienne (Dévonien moyen à tardif)¹. Selon ce

¹ L'échelle des temps géologiques utilisée dans cette étude est celle du PDAC (1999), qui tient compte des recalibrations de Tucker et McKerrow (1995; Ordovicien-Silurien) et Tucker et al. (1998; Dévonien).

schéma, le Silurien a été traditionnellement considéré comme un hiatus orogénique. Dans le cadre de cette étude, les données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ couplées à une analyse structurale, métamorphique et cinématique mettent en relief un important épisode de déformation silurienne et permettent d'en préciser la nature. Les données géochronologiques obtenues se répartissent selon trois groupes d'âges séparés géographiquement et associés à différents types de structures. Les âges Ordovicien sont attribués à l'orogénie taconienne, responsable de la destruction de la marge laurentienne due à l'accrétion de grandes nappes ophiolitiques contemporaine de la mise en place de nappes de chevauchement vers le nord-ouest et d'un métamorphisme prograde régional. Les âges Silurien/Dévonien précoce sont associés à des structures ductiles et fragiles/ductiles à vergence sud-est comprenant une forte composante d'extension, à la néocristallisation de minéraux syn-cinématiques et à la rétomorphose et la recristallisation de la paragenèse métamorphique antérieure. Les âges Dévonien permettent finalement de mieux circonscrire l'influence de l'orogénie acadienne au sein des unités de la marge laurentienne. Deux modèles tectoniques sont proposées et confrontés. Ceux-ci diffèrent essentiellement par la nature et la causalité des structures siluriennes : le premier modèle envisage l'implication du socle grenvillien dans la déformation par la création et la propagation d'un poinçon tectonique provoquant ainsi la délamination et le rétrocharriage des unités supracrustales sus-jacentes. Le deuxième modèle vise à confronter le premier et décrit ces mêmes structures comme représentant une période d'extension crustale s'exprimant par l'effondrement et l'exhumation tectonique de la partie interne de l'orogène, en empruntant une géométrie structurale se rapprochant de celle d'un *metamorphic core complex*.

La thèse est divisée en trois parties :

La première partie comprend une introduction générale et présente le cadre géotectonique des Appalaches du Québec, le contexte stratigraphique, structural, métamorphique et géochronologique de la zone de Humber dans le sud du Québec, la problématique de la thèse, la méthodologie utilisée, les principes et la procédure

analytique de la méthode de datation isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et la contribution de l'auteur à l'avancement des connaissances.

La deuxième partie est constituée de quatre articles constituant autant de chapitres. Le premier article établit le cadre structural de la région étudiée et documente des structures rétrochevauchantes jusqu'alors mal comprises. Le deuxième article présente les différents groupes d'âges obtenus et documente pour la première fois un événement tectonique d'âge Silurien dans le sud du Québec. Le troisième article analyse et interprète méticuleusement l'ensemble des données géochronologiques. Enfin, le quatrième article synthétise les données structurales, métamorphiques et géochronologiques pour proposer deux schémas d'évolution tectonique et discute des implications pour l'orogène des Appalaches du Nord. Les deux premiers articles sont déjà publiés, le troisième est accepté et en révision et le quatrième est un manuscrit devant être soumis sous peu :

Chapitre 2 : Pinet, N., Castonguay, S., et Tremblay, A., 1996, *Thrusting and backthrusting motions in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians*: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 33, p. 1283-1293.

Chapitre 3 : Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud, G., Pinet, N., et Sosson, M., 1997, *Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: bridging the gap between New England and Newfoundland*: Geology, v. 25, p. 583-586.

Chapitre 4 : Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., et Féraud, G., en révision, *Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Ordovician crustal thickening and Silurian exhumation of the internal Humber zone*: Geological Society of America Bulletin.

Chapitre 5 : Castonguay, S., et Tremblay, A., *Tectonic evolution of the internal Humber zone, Quebec Appalachians and contrasting models for Silurian-Early Devonian extensional deformation*.
(à soumettre)

Ces quatre chapitres sont suivis de conclusions générales, ainsi que d'une liste unifiée de références citées. Enfin, les appendices (données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et microsonde brutes; localisation des stations) forment la troisième partie de la thèse.

1.2 CADRE GÉOTECTONIQUE DES APPALACHES DU QUÉBEC

L'orogène appalachien est divisé en trois segments géographiques (Rast, 1989) : les Appalaches du Sud s'étendent de l'Alabama jusqu'aux Carolines; celles du Centre vont de la Virginie au New Jersey et les Appalaches du Nord parcourent les états de la Nouvelle-Angleterre, le Québec et les provinces maritimes du Canada jusqu'à Terre-Neuve. Les Appalaches du Nord sont divisées en cinq zones tectonostratigraphiques (Figs. 1.2 et 1.3; Williams, 1979, 1995a): de l'ouest vers l'est, on trouve les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma. Cette subdivision est basée sur la nature des roches cambro-ordoviciennes qui possèdent des affinités litho- et bio-stratigraphiques et un style structural distincts. Les limites entre ces zones sont interprétées comme étant des contacts tectoniques majeurs (Williams et Hatcher Jr., 1982; Keppie, 1989). Des roches du Paléozoïque moyen forment de grandes ceintures reposant en discordance ou le long de contacts tectoniques sur les roches cambro-ordoviciennes (Williams, 1995a). L'entité reposant principalement sur les zones de Humber et Dunnage est la ceinture de Gaspé (Bourque et al., 1995). La zone de Humber (i.e., marge laurentienne), et tout particulièrement sa partie interne, sont le point de mire de cette étude.

Seules les roches des zones de Humber et de Dunnage affleurent au Québec (Fig. 1.2). La zone de Humber est constituée de roches qui se sont accumulées sur la paléomarge de l'Amérique du Nord (Laurentia) au Protérozoïque tardif et au Paléozoïque précoce (St-Julien et Hubert, 1975). Ces roches sédimentaires et volcaniques reflètent une zone de rift instable évoluant vers une marge continentale mature, puis enregistrent sa destruction subséquente. Les roches de la zone de Dunnage représentent les vestiges d'une lithosphère océanique, incluant des roches sédimentaires et volcaniques, et des complexes d'arcs volcaniques (Laurent, 1975; St-Julien et Hubert, 1975; Laurent et Baldwin, 1987; Tremblay, 1992). Des roches siluro-dévonniennes incluses dans la ceinture de Gaspé (Bourque et al., 1995) recouvrent les roches cambro-ordoviciennes affleurant principalement au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (Figs. 1.2, 1.3 et 3.1; Williams, 1978) et constituent des assemblages de recouvrement de bassins

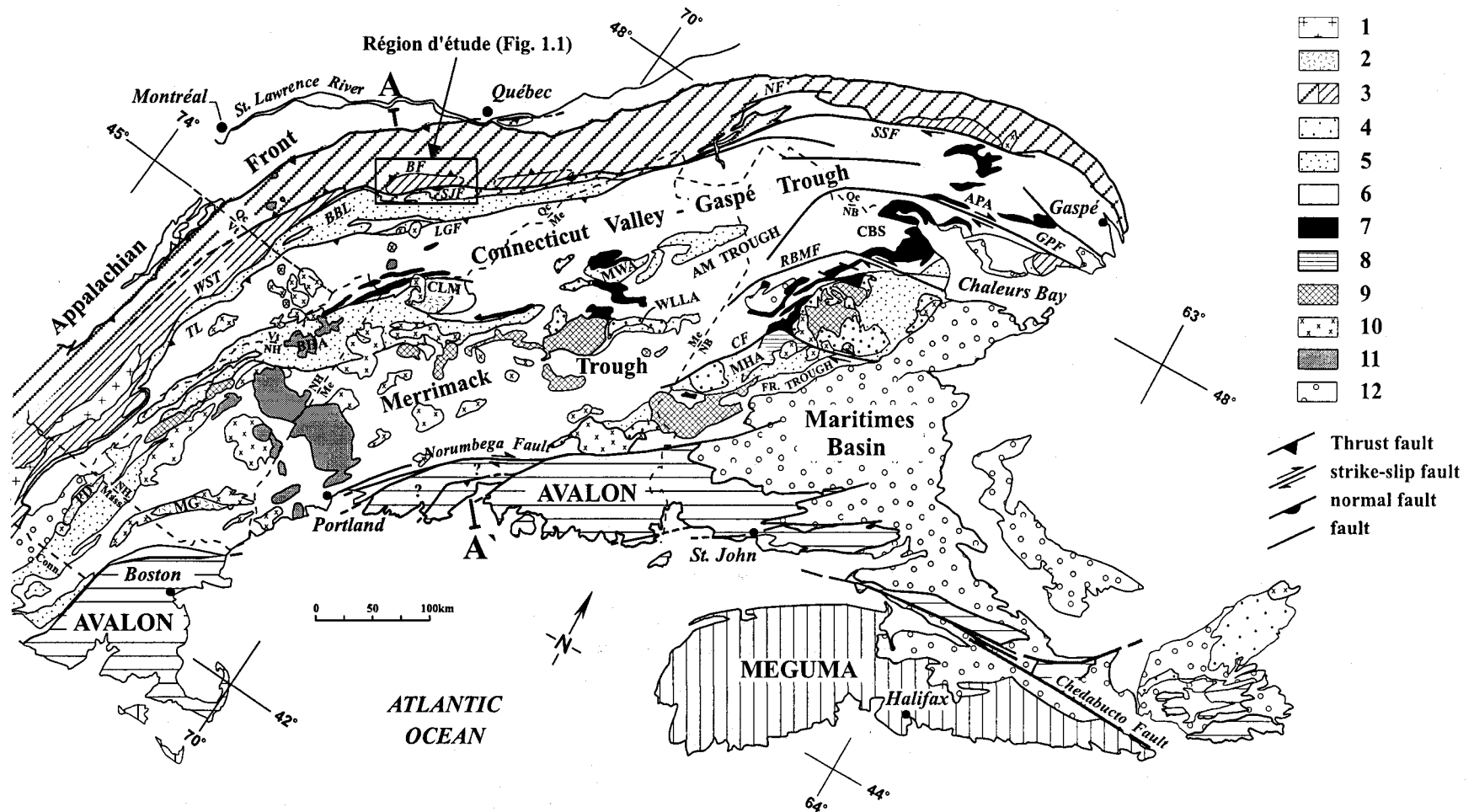
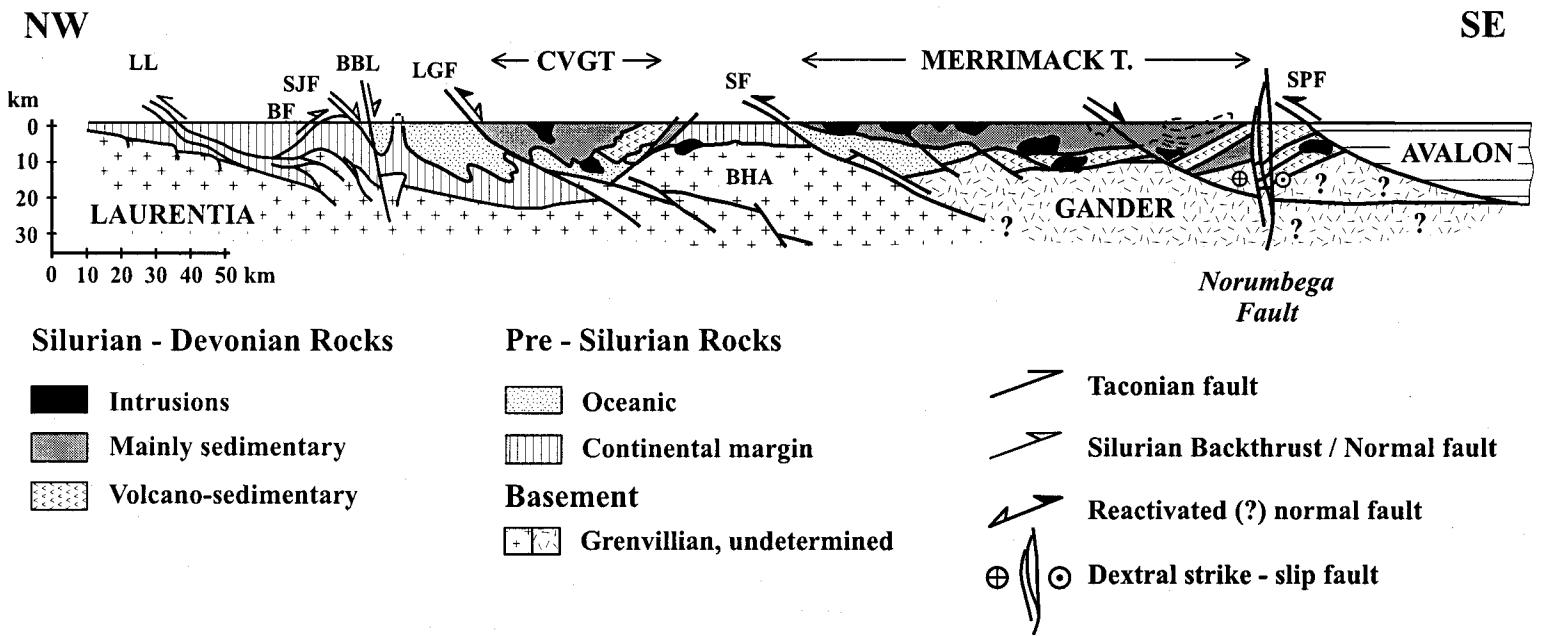


Figure 1.2 : Carte géologique des Appalaches du Nord (Canada continental et Nouvelle-Angleterre). Modifié de Williams (1978). **Précambrien**: 1- socle grenvillien; 2- socle protérozoïque non-différentié; **Cambro-ordovicien**: 3- zone de Humber, externe, interne; 4- zone de Gander; 5- zone de Dunnage; **Silurien et plus jeune**: 6- roches sédimentaires d'âge Silurien et Dévonien; 7- roches volcaniques d'âge Silurien et Dévonien; 8- roches plutoniques d'âge Silurien; 9- roches plutonique d'âge Dévonien précoce à moyen (418-405 Ma); 10- roches plutonique d'âge Dévonien moyen à tardif (<405 Ma); 11- roches plutoniques d'âge Carbonnifère et plus jeune; 12- roches sédimentaires d'âge Carbonnifère. **Basins siluro-dévonien**: fosses de AM- Aroostook-Matapédia et de , Fr.- Fredericton. **Socle**: CLM- Massif du Chain Lake; MG- gneiss de Massabesic; PD- dome de Pelham. **Structures majeures**: APA- anticlinorium de Aroostook-Percé; CBS- synclinorium de la Baie des Chaleurs; BHA- l'anticlinal de Bronson Hill; MHA- anticlinal de Miramichi Highlands; MWA- anticlinal de Munsungun-Winterville; WLLA- anticlinal de Weeksboro-Lunksoos Lake. **Faïlles majeures**: BBL- ligne Baie Verte-Brompton; WST- chevauchement Whitecomb Summit; BF- faille de Bennett; SJF- faille de St-Joseph; LGF- faille de La Guadeloupe; TL- ligne Taconique; NF- faille Neigette; SSF- faille Shickshock-Sud; GPF- faille de Grand Pabos; RBMF- faille Rocky Brook-Millstream; CF- faille Catamaran.

Figure 1.3: Profil structural des Appalaches du Nord A-A' localisé sur la Fig. 1.2 modifié de Tremblay et Pinet, 1995a. LL- Ligne Logan; SJF- faille de Squirigun; SF- faille de Semébec Pound. Autres symboles décrits sur la Figure 1.2.



successeurs (Williams, 1995a). Des plutons d'âge Dévonien recoupent les unités de la zone de Dunnage et celles de la ceinture de Gaspé (Figs. 1.2, 1.3 et 3.1; Simonetti et Doig, 1990; Tremblay et al., 2000).

Le Paléozoïque est une période d'activité orogénique importante le long de la marge laurentienne. Durant le Cambrien, plusieurs blocs continentaux sont séparés par des bassins océaniques (Van Der Voo, 1988; Scotese et McKerrow, 1990). Le craton laurentien est séparé des cratons Baltica et Gondwana par les océans Iapétus et Paléotéthys (ou Théic). Au cours de l'Ordovicien précoce, plusieurs zones de subduction se forment bordant ainsi ces océans. L'orogène appalachien résulte de la fermeture de ces bassins océaniques et de l'accrétion de plusieurs terranes et microcontinents sur la marge continentale de l'Amérique du Nord (Thomas, 1983). Trois épisodes tectoniques ou orogénies sont reconnus comme ayant structuré l'orogène appalachien (Williams et Hatcher Jr., 1982): les orogénies taconienne, acadienne et alléghanienne. La déformation et le métamorphisme associés à l'orogénie alléghanienne (Carbonifère-Permien) sont presque exclusivement restreints aux Appalaches du Sud. Les Appalaches du Nord ont donc été considérées comme résultant de la superposition de deux épisodes orogéniques; le taconien (Ordovicien moyen à tardif) et l'acadien (Dévonien moyen à tardif; Tremblay et Pinet, 1994a). La période entre ces deux orogénies (Silurien au Dévonien précoce) a été traditionnellement interprétée comme un hiatus de l'activité tectonique, durant lequel se sont établis les bassins successeurs de la ceinture de Gaspé et de Merrimack (Figs. 1.2 et 1.3; Osberg et al., 1989; Pinet et Tremblay, 1995a; Bourque et al., 1995). Cependant, quelques études récentes au sein des zones de Humber et Dunnage suggèrent l'existence d'une activité tectonique significative durant cette période (Dunning et al., 1990; Cawood et al., 1994, 1995, chaps. 3 à 5).

L'orogénie taconienne est classiquement attribuée à la fermeture de l'océan Iapétus (Iapétus 1 de van der Pluijm et van Staal, 1988), due à la convergence et la collision entre la marge laurentienne et un complexe d'arc(s) volcanique(s) s'étant développé en marge d'une zone de subduction inclinée vers le sud-est (Fig. 1.4b; Stevens,

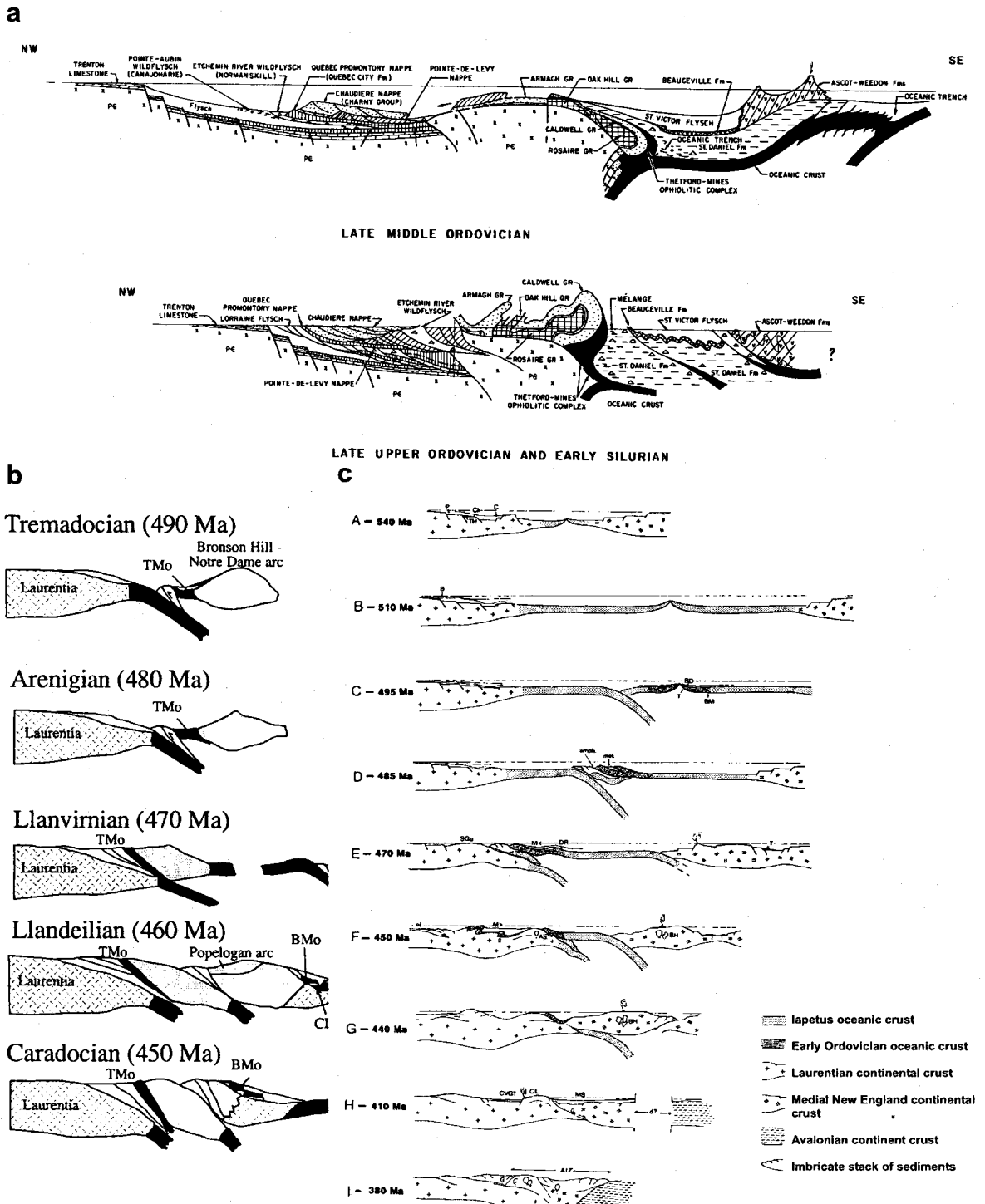


Figure 1.4: Modèles tectoniques schématisés de l'orogénie taconienne des Appalaches du Nord. (a) collision avec subduction vers le nord-ouest (St-Julien et Hubert, 1975); (b) collision avec subduction vers le sud-est (Kusky et al., 1997); TMO: Thetford Mines ophiolite, BMO: Boil Mountain ophiolite; (c) modèle sans collision sensu stricto (Pinet et Tremblay, 1995a), P: Potsdam Fm., TH: Tibbit Hill Fm., Ch: Cheshire Mb., Gilman Fm., C: Caldwell Gr., B: Beekmantown Gr., SD: St-Daniel Mélange, Thetford Mines and BM: Boil Mountain ophiolites, amph: amphibolitic sole, mel: mélange, SGu: St-Georges unconformity, M<: lower Magog Gr., DR: Dead River Fm., OI: ocean level, M>: upper Magog Gr., ap: Attean pluton, BH: Bronson Hill arc, CVGT: Connecticut Valley-Gaspé trough, MS: Merrimack synclinorium, CL, Chain Lakes massif, AIZ: Acadian internal zone. Voir références citées et texte pour discussion.

1970; Hiscott, 1978; Malpas et Stevens, 1978; Osberg, 1978; Robinson et Hall, 1978; Rowley et Kidd, 1981; Doolan et al., 1982; Stanley et Ratcliffe, 1985; van der Pluijm, 1987; Scotese et McKerrow, 1990; Kusky et al., 1997; Ratcliffe et al., 1998; entre autres) ou vers le nord-ouest (Fig. 1.4a; Bird et Dewey, 1970; St-Julien et Hubert, 1975; van Staal et al., 1998). Des données géochronologiques provenant de la Nouvelle-Angleterre et du Québec ont cependant remis ce modèle en question. Elles suggèrent que le métamorphisme régional taconien (465 ± 10 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985; 462 ± 2 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Whitehead et al., 1996; chaps. 3 à 5) précède le volcanisme d'arc (454 à 442 Ma, U-Pb, *Bronson Hill magmatic arc*; Tucker et Robinson, 1990; $441 \pm 7/-12$ Ma et 460 ± 3 Ma, U-Pb, Complexe d'Ascot; David et Marquis, 1994; 462.6 ± 1.1 à 461.9 ± 2.36 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Complexe d'Ascot; Tremblay et al., 2000) et que par conséquent, le modèle d'une collision arc(s)-continent requiert une révision. Des modèles alternatifs invoquent plutôt une tentative de subduction de la marge laurentienne sous le prisme d'accrétion de la fosse de subduction (Tremblay et St-Julien, 1990; Tremblay, 1992) et/ou l'obduction de larges nappes ophiolitiques sur cette marge (Fig. 1.4c; Pinet et Tremblay, 1995a, 1995b). Récemment, Karabinos et al. (1998) ont ravivé le modèle de collision arc-continent sur la base d'âges U-Pb sur zircon variant entre 485 et 470 Ma et provenant de l'arc de Shelburne Falls dans le sud-ouest de la Nouvelle-Angleterre. L'arc de Shelburne Falls se situe à l'ouest du synclinorium Connecticut Valley-Gaspé dans une position tectonostratigraphique similaire au Complexe d'Ascot affleurant dans le sud du Québec.

La présence d'une activité tectonique d'âge Silurien à Dévonien précoce au sein de la zone de Humber dans les Appalaches canadiennes a été reconnue récemment. À Terre Neuve, celle-ci a été attribuée à l'orogénie Salinique (Dunning et al., 1990) ou Salinienne (Cawood et al., 1994). Dans la ceinture de Gaspé (Bourque et al., 1995), les évidences de cette activité siluro-dévonienne sont essentiellement stratigraphiques (e.g., variations abruptes d'épaisseur stratigraphique et existence de blocs basculés; Lavoie, 1992; Bourque et al., 1995, 2000), mais sont aussi marquées par la discordance salinienne (Boucot, 1962). À Terre-Neuve, la majorité de l'activité tectonique reliée à la destruction

de la zone de Humber et classiquement associée à l'orogénie taconienne a été récemment attribuée à cette période (Cawood et al., 1994, 1995), relayant ainsi le taconien à un événement sans conséquence structuro-métamorphique significative, associé à la mise en place superficielle de nappes ophiolitiques.

Les bassins successeurs de la ceinture de Gaspé se sont établis au Silurien-Dévonien précoce, durant la période entre les deux grandes orogénies taconienne et acadienne (Bourque et al., 1995). L'origine et les mécanismes de formation de ces bassins demeurent sources de controverses. L'incertitude demeure sur le contexte paléotectonique de leur formation : leur dépôts peuvent être considérés alternativement comme (1) des séquences de pente et talus de marge passive s'étant déposées suite à l'orogénie taconienne, (2) des dépôts d'arrière-arc d'une nouvelle zone de subduction, ou (3) des séquences de bassins intracontinentaux. Plusieurs contextes tectoniques ont été proposés : (i) bassins intracontinentaux en transpression ou transtension (e.g., Bourque et al., 1995); (ii) bassins d'avant-pays sus-jacents à deux zones de subduction à vergence opposée (Bradley, 1983); (iii) bassins d'avant-fosse associés à de l'extension d'arrière-arc et une délamination de la lithosphère inférieure vers le nord-ouest (van Staal et de Roo, 1995), ou (iv) vers le sud-est (Armstrong et al., 1992; Robinson et al., 1998); (v) bassins s'établissant suite à l'effondrement tectonique de la croûte et la délamination de la lithosphère laurentienne le long de la zone de subduction taconienne (Tremblay et Pinet, 1998).

L'orogénie acadienne est attribuée à la fermeture d'un bassin d'arrière-arc syntaconien (Iapétus 2 de van der Pluijm et van Staal, 1988), à l'accrétion et la collision de la marge laurentienne avec la terrane Avalon (Fig. 1.4c; Williams et Hatcher Jr., 1982) ou la partie sud-américaine du Gondwana (marge proto-andine; Kent et Van der Voo, 1990; Dalla salda et al., 1992; Dalziel et al., 1994). Étant donné la configuration irrégulière de la marge laurentienne (réentrants et promontoires; Thomas, 1977), la déformation est diachronique et le style structural acadien varie le long de l'orogène (e.g., Malo et al., 1995; Tremblay et al., 2000). Dans le sud du Québec (i.e. coeur du réentrant du Québec;

Fig. 1.2), la déformation acadienne est essentiellement compressive et caractérisée par des plis et failles de chevauchement à vergence nord-ouest (e.g., faille de La Guadeloupe; Tremblay et al., 1989; Tremblay et Pinet, 1994b). Par contre, les structures acadiennes de la péninsule gaspésienne (i.e., bordure du réentrant du Québec; Fig. 1.2) sont principalement décrochantes dextres (e.g., faille du Grand Pabos; Malo et Béland, 1989; Malo et Bourque, 1993; Malo et al., 1995).

1.3 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE DE HUMBER DANS LE SUD DU QUÉBEC

Les Appalaches du sud du Québec sont situées dans le réentrant du Québec, une région où le grain tectonique de la chaîne est convexe vers le craton laurentien (Figs. 1.1, 1.2 et 3.1; Thomas, 1977; Williams, 1978). Les roches exposées dans cette région se séparent en deux groupes tectonostratigraphiques (Slivitsky et St-Julien, 1987): (1) les roches cambro-ordoviciennes (zones de Humber et Dunnage) d'affinité continentale et océanique, respectivement; (2) et les roches sédimentaires d'âge Silurien tardif et Dévonien du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (i.e., ceinture de Gaspé).

D'importantes failles marquent les limites des zones de Humber et de Dunnage (Figs. 1.2, 1.3 et 3.1). La ligne de Logan délimite les roches peu déformées (domaine parautochtone) à l'ouest, des roches sensiblement déformées de la zone de Humber (domaine allochtone) à l'est (St-Julien et Hubert, 1975). D'un point de vue structural et métamorphique, la zone de Humber est séparée en deux sous-zones (Tremblay et Pinet, 1994a; chap. 2). La zone externe, essentiellement monophasée (domaine des nappes externes de St-Julien et Hubert, 1975) et la zone interne, polyphasée (domaine des nappes internes de St-Julien et Hubert, 1975) sont séparées par la faille de Richardson (Fig. 3.1). La Ligne Baie Verte-Brompton (Williams et St-Julien, 1982) sépare les zones de Humber et de Dunnage, tandis que la faille de La Guadeloupe (St-Julien et al., 1983) marque la limite entre la zone de Dunnage et le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé à l'est.

Dans la région d'étude, la zone de Humber interne affleure au sein de l'anticlinorium des monts Notre-Dame (AMND) et des antiformes de Bécancour et Carineault (Figs. 1.1 et 3.1). Ces deux dernières structures représentent des fenêtres structurales au sein des roches d'affinité océanique de la zone de Dunnage, et également parmi des roches continentales possédant des caractéristiques structurales et métamorphiques se rapprochant de celles de la zone de Humber externe. L'AMND forme un dôme à double plongée, allongé selon le grain tectonique régional. Les axes du dôme

plongent faiblement ($\sim 20^\circ$) respectivement vers le nord-est et le sud-ouest. Il est limité au nord-ouest par la faille Bennett (Bardoux, 1994; chap. 2) et au sud-est par la faille St-Joseph (Pinet et al., 1996b). La faille Bennett est interprétée comme une faille de chevauchement plissée à vergence nord-ouest (St-Julien et Slivitsky, 1985), un rétrochevauchement (Bardoux 1994; Castonguay et al., 1995a; Pinet et al., 1996b; chap. 2), ou une faille de détachement (Tremblay et al., 1998; chaps. 3 et 5). La faille St-Joseph, longtemps considérée comme une faille de chevauchement, est maintenant interprétée comme une importante faille normale (Kirkwood et Tremblay, 1994; Pinet et al., 1996b; chaps. 3 et 5). Cette dernière se prolonge vers le sud-ouest où elle rejoint la ligne Baie Verte-Brompton et borde l'anticlinorium des monts Sutton. La faille Brome (Colpron, 1990) limite le flanc nord-ouest de l'anticlinorium des monts Sutton et représente l'équivalent de la faille Bennett (Fig. 5.1). Quelques entités géologiques comme le feuillet Pennington et l'amphibolite d'Arthabasca retiennent l'attention (Fig. 2.1). Le feuillet Pennington (St-Julien, 1987) affleure le long de la faille St-Joseph, près de la terminaison nord-est de l'AMND. Il est composé de roches ultrabasiques serpentinisées et fortement cisillées. L'amphibolite d'Arthabasca (Caron, 1983) affleure en écaille le long d'une faille subsidiaire de la faille Bennett et est constituée d'amphiboles en grains grossiers et parfois de grenats et feldspath, concentrés dans des bandes d'aspect gneissique. Cette amphibolite, aussi nommée écaille de Ste-Hélène-de-Chester, est interprétée comme un copeau de roches grenvilliennes (Hibbard et al., 1995).

1.3.1 Stratigraphie

Quatre ensembles lithostratigraphiques sont reconnus dans la partie orientale de la zone de Humber, les groupes de Oak Hill, Caldwell et Rosaire, ainsi que l'unité métamorphique des Schistes de Bennett (Fig. 2.3). Le Complexe ophiolitique de Thetford Mines, le Mélange de Saint-Daniel et le Groupe de Magog constituent la zone de Dunnage au sud-est de la région étudiée, et les roches siluro-dévonniennes affleurent dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Malgré le fait que la zone de Dunnage et

les roches siluro-dévonniennes ne font pas directement partie de cette étude, elles sont brièvement décrites ci-dessous.

Le Groupe de Oak Hill (Clark, 1931, 1934, 1936) affleure de façon discontinue entre les régions de St-Sylvestre au Québec (Fig. 1.1; St-Julien et Slivitsky, 1985) et de Lincoln au Vermont (Fig. 1.2; Doll et al., 1961). Au centre du Vermont, le Groupe de Oak Hill est en partie inclus dans le Groupe de Camel's Hump (Doll et al., 1961) qui repose en discordance angulaire sur le socle grenvillien (Tauvers, 1982; Dellorusso et Stanley, 1986; Warren, 1990). Le Groupe de Oak Hill affleure dans la portion occidentale du domaine interne des Appalaches du Québec et résulte de l'empilement de roches sédimentaires et volcaniques associées à l'ouverture de l'océan Iapétus et de la construction d'une marge continentale passive durant le Cambrien et l'Ordovicien (St-Julien et Hubert, 1975; Colpron, 1990). La partie inférieure du Groupe de Oak Hill représente une sédimentation de type rift intracontinental reflétant la subsidence associée à l'extension du craton laurentien (Dowling, 1988; Colpron, 1990). La partie supérieure du Groupe de Oak Hill correspond à des faciès sédimentaires plus profonds que la partie inférieure (sédimentation de drift) qui sont attribués à la subsidence thermique de la croûte continentale suite à l'ouverture de l'océan Iapétus. Au Québec, il se compose, de la base vers le sommet de :

- métabasaites et schistes à chlorite de la Formation de Tibbit Hill (Clark, 1936);
- métagrès et wackes de la Formation de Pinnacle (Clark, 1936);
- marbres et grès dolomitiques de la Formation de White Brook (Clark, 1936);
- phyllades gris de la Formation de West Sutton (Clark, 1936);
- phyllades et quartzites de la Formation de Gilman (Marquis, 1991);
- marbres dolomitiques de la Formation de Dunham (Clark, 1934; Booth, 1950);
- et des ardoises et phyllades de la Formation de Sweetsburg (Clark, 1934).

L'âge du Groupe de Oak Hill est Cambrien précoce à moyen (Booth, 1950; Charbonneau et St-Julien, 1981; Slivitsky et St-Julien, 1987; Marquis et Kumarapeli, 1993), la Formation de Tibbit Hill étant datée à 554 Ma (U-Pb sur zircon; Kumarapeli et al., 1989).

Le Groupe de Caldwell (Mackay, 1921; Slivitsky et St-Julien, 1987) est formé d'une alternance de grès feldspathique verdâtre, de schiste ardoisier vert et rouge et de basalte. Le Groupe de Rosaire (Béland, 1957) se compose de quartzite et grès feldspathique blanc et gris interstratifiés à du schiste ardoisier noir, gris et vert. Les groupes de Caldwell et Rosaire affleurent au nord-est de l'AMND et le long de la ligne Baie Verte-Brompton (Figs. 1.1 et 3.1). Ces assemblages sont interprétés comme des dépôts de plateau et talus continental et représentent une partie importante de la séquence de marge continentale laurentienne dans la région d'étude (St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien et al., 1983). En l'absence de datation paléontologique et sur la base de corrélations stratigraphiques, le Groupe de Caldwell est considéré comme étant d'âge Cambrien (précoce à tardif), alors qu'un âge Cambrien tardif à Ordovicien précoce est proposé pour le Groupe de Rosaire (St-Julien et al., 1983; Vallières, 1984; Slivitsky et St-Julien, 1987; Cousineau, 1990). Ces derniers ont été interprétés comme étant des équivalents latéraux du Groupe de Oak Hill (St-Julien et Hubert, 1975).

Le terme "Schistes de Bennett", équivalent septentrional des Schistes de Sutton (Clark, 1934) ou de la suite métamorphique de Sutton (Marquis, 1991) est utilisé pour désigner les équivalents distaux et métamorphisés des groupes de Oak Hill, Rosaire et Caldwell, et dont les contacts au sein de l'AMND sont difficilement identifiables (St-Julien et Hubert, 1975). Les Schistes de Bennett (Knox, 1917; Clark, 1934; Béland, 1957; Caron, 1982; Slivitsky et St-Julien, 1987) forment un assemblage de schistes à quartz-chlorite-muscovite et localement à albite, biotite amphibole et chloritoïde, avec quelques horizons de quartzite schisteux, métagrès et marbre dolomitique. Quelques copeaux de roches ultramafiques serpentinisées, comme le feuillet Pennington (St-Julien, 1987) en font également partie et marque fréquemment la présence de failles au sein de l'AMND.

Le Complexe ophiolitique de Thetford Mines (Fig. 1.1; Laurent, 1975; St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien, 1987) comporte quatre faciès, soit de la base vers le sommet : une amphibolite, une péridotite tectonique, une unité de cumulats (dunite, pyroxénite, et

gabbro) et une unité de roches volcaniques et sédimentaires. Le Complexe ophiolitique de Thetford Mines est interprété comme représentant les vestiges d'une croûte océanique d'avant-arc ou de bassin marginal ayant été détachée par chevauchement intra-océanique (créant une semelle amphibolitique) et obductée sur la marge continentale lors de l'orogénie taconienne (Laurent et al., 1979, 1984; Pinet et Tremblay, 1995a; Whitehead et al., 1995). Les roches ophiolitiques sont datées du Cambrien tardif à l'Ordovicien précoce (478 ± 3 Ma, âge U-Pb sur zircon d'une trondhjémite de Thetford Mines; Dunning et al., 1986). La semelle amphibolitique sous l'ophiolite est datée entre 491 ± 3 Ma et 477 ± 5 Ma (respectivement âge plateau et isochrone inverse; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole; Clague et al., 1981; Whitehead et al., 1995).

Dans le sud du Québec, le Mélange de Saint-Daniel (Fig. 3.1; Cousineau, 1990; Formation de Saint-Daniel de St-Julien et Hubert, 1975) affleure principalement le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Il est défini comme un mélange dont la matrice se compose d'une ardoise à blocs et à l'intérieur duquel se trouve des blocs et copeaux de grès, de roches volcaniques acides et basiques, de granitoïde et de serpentinite (Slivitsky et St-Julien, 1987). Le Mélange de St-Daniel est interprété comme représentant les vestiges d'un prisme d'accrétion (Cousineau, 1990). Le Groupe de Magog repose en discordance sur le Mélange de St-Daniel au sein du synclinorium de Saint-Victor (Fig. 3.1) et se compose essentiellement d'une séquence de grès feldspathique, mudslate, volcanoclastite et de turbidite (Slivitsky et St-Julien, 1987). Le Groupe de Magog est interprété comme une séquence de bassin d'avant-arc (Cousineau, 1990).

Le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (Fig. 3.1) est constitué de roches silicoclastiques à grain fin à très grossier, divers types de calcaires, de roches volcaniques felsiques et mafiques qui reposent en discordance sur les unités cambro-ordoviciennes ou sont juxtaposées tectoniquement sur celle-ci le long de la faille de La Guadeloupe (Bourque et al., 1995). Ces roches siluro-dévonniennes représentent une séquence de bassin successeur marginal au sud du craton laurentien, reflétant l'émergence et l'érosion de l'orogène taconien (Bourque et al., 1995).

1.3.2 Structure régionale

La zone de Humber des Appalaches du sud du Québec a été affectée par au moins trois phases de déformation (Rickard, 1965; Charbonneau, 1981; Marquis, 1991; Colpron, 1990, 1992; Colpron et al., 1994; Tremblay et Pinet, 1994a; Pinet et al., 1996b, chap. 2), chacune associée à différentes générations de structures planaires, linéaires et plicatives différenciées à l'aide de leurs relations d'entrecoupement, leur style et leur orientation (i.e., D_1 à D_4 de Tremblay et Pinet, 1994a).

Dans la zone de Humber interne, une phase ancienne D_1 est associée à une schistosité S_1 qui est généralement sub-parallèle à la stratification et à la surface axiale de plis serrés à isoclinaux et intrafoliaux (St-Julien et al., 1983; St-Julien, 1987; Colpron et al., 1994). Au sein de l'AMND, S_1 est sub-parallèle à une schistosité superposée S_2 et toutes deux sont pratiquement indissociables, d'où l'appellation S_{1-2} en tant que schistosité composite formée lors d'une phase de déformation progressive D_{1-2} (Tremblay et Pinet, 1994a; Castonguay et al., 1995a; Pinet et al., 1996b; chap. 2). S_{1-2} est définie par la cristallisation et l'alignement de séricite, muscovite et localement biotite et amphibole. Due aux phases plicatives subséquentes, S_{1-2} est à pendage variable, bien que généralement orientée nord-est/sud-ouest (Fig. 5.5). Les plis P_2 sont serrés à isoclinaux et fréquemment à axes courbes et une linéation minérale (ou d'étirement) L_{1-2} , aval-pendage de S_{1-2} ("down-dip"; nord-ouest/sud-est; Fig. 5.5) est généralement observée. Au sein de la zone de Humber externe, le clivage pénétratif régional est interprété comme l'équivalent de la schistosité S_{1-2} de la zone interne (Tremblay et Pinet, 1994a). La phase D_{1-2} est attribuée à la formation de nappes de chevauchement vers le nord-ouest dans la zone externe, et au développement de failles syn-métamorphiques dans la zone interne (St-Julien et Hubert, 1975; St-Julien et al., 1983; Tremblay et Pinet, 1994a; Pinet et Tremblay, 1995b, chap. 2).

La phase D_3 est surtout mise en évidence au sein de l'AMND (Fig. 1.1) et est présente au moins jusqu'à la limite nord-ouest de la zone interne (i.e., faille Richardson),

et aussi le long du flanc sud-est de l'anticlinorium (i.e., faille St-Joseph). Cette phase est attribuée à un épisode de déformation à vergence sud-est en compression et/ou en extension (Colpron et al., 1994; Tremblay et Pinet, 1994a; Pinet et al., 1996b; chaps. 2 et 5). S_3 est un clivage de crénulation (Fig. 2.4b) qui s'intensifie aux environs de la faille Bennett pour devenir une schistosité pénétrative caractérisée par la néocrystallisation et la recristallisation de micas (séricite et muscovite), de chlorite et d'amphibole (Figs. 2.6a, b et 5.4d; chaps 2, 4 et 5). S_3 est orientée nord-est/sud-est à pendage modéré à élevé (Fig. 5.5) et est associée à des plis P_3 serrés à isoclinaux dans la zone de la faille Bennett (Fig. 2.6a), mais serrés à ouverts en s'en éloignant (Fig. 5.4b; Tremblay et Pinet, 1994a; chap. 2). Une linéation L_3 est visible sur les plans S_3 dans les zones où la déformation est plus intense telle que la faille de Bennett (Fig. 5.5; Tremblay et Pinet, 1994b).

Pinet et al. (1996b) ont subdivisé les structures D_3 de la zone Humber en structures de compression ($D_{3\text{ouest}}$) et d'extension ($D_{3\text{est}}$). Leur description provient le long d'un transect parallèle à la rivière Chaudière, au nord-est de l'AMND (Fig. 1.1). Les structures $D_{3\text{ouest}}$ ont été attribuées à une phase de rétrochevauchement centrée sur le flanc nord-ouest de l'AMND, le long du prolongement nord-est de la faille Bennett. Les structures $D_{3\text{est}}$ ont été quant à elles attribuées à la faille St-Joseph. Le long du transect, elles se retrouvent dans le mur de la faille St-Joseph et forment un clivage de pression-solution, des plis et boudins associés à un réseau anastomosé de failles normales fragile-ductile à pendage sud-est (Fig. 5.4c). Le style structural des fabriques $D_{3\text{est}}$ suggère un niveau crustal plus superficiel que celui des structures $D_{3\text{ouest}}$ et la néocrystallisation métamorphique est faible ou absente (Pinet et al., 1996b; chaps. 4 et 5). L'absence de relations d'entrecoupement claires entre les fabriques et structures $D_{3\text{ouest}}$ et $D_{3\text{est}}$ empêche cependant d'établir une chronologie relative de part et d'autre de l'axe de l'anticlinorium (Pinet et al., 1996b).

Les structures attribuées à la phase D_4 sont d'intensité variable, mais sont présentes dans toute la région d'étude. S_4 se présente comme un clivage de fracture sur les flancs de l'AMND et comme un clivage de crénulation dans sa zone axiale. Il est orienté nord-est/sud-ouest et est sub-vertical (Fig. 5.5). Par opposition à l'anticlinorium des

monts Sutton où le métamorphisme M_4 est identifié (Colpron, 1990), aucune néocristallisation de minéraux micacés n'a été observée dans le clivage S_4 au sein de l'AMND. Les plis P_4 sont ondulants à ouverts, à plan axial sub-vertical et à axe de faible plongée vers le nord-est ou le sud-ouest (Fig. 5.5). La phase D_4 est attribuée au développement de la géométrie finale de l'anticlinorium des monts Notre-Dame (Tremblay et Pinet, 1994a).

Les interprétations tectoniques et les corrélations structurales actuelles permettent d'établir une chronologie des différentes phases de déformation et aussi de les associer aux périodes orogéniques des Appalaches. Les phases D_{1-2} et D_3 sont considérées comme étant d'âge taconien (Tremblay et Pinet, 1994a; Pinet et Tremblay, 1995b; Bardoux, 1994), alors que la phase D_4 serait, selon différents auteurs, d'âge acadien (Pinet et Tremblay, 1995b; Tremblay et Pinet, 1994a; Bardoux, 1994) ou taconien (Colpron, 1992; Colpron et al., 1994). Certains auteurs ont cependant suggéré que seule D_{1-2} soit d'âge taconien et que D_3 et D_4 sont d'âge acadien (Bardoux et Marquis, 1989; Marquis, 1991; Bardoux, 1993). Avant les travaux présentés dans cette thèse, cette chronologie était essentiellement relative et controversée. Une étude par datation isotopique permet ainsi d'obtenir une chronologie absolue des différentes fabriques structuro-métamorphiques et un meilleur schéma tectonique de l'orogène appalachien dans le sud du Québec.

1.3.3 Métamorphisme et conditions thermobarométriques

Les épisodes métamorphiques des zones orogéniques sont intimement reliés aux événements tectoniques et reflètent les différentes conditions thermobarométriques que subissent les roches d'un orogène dans le temps et l'espace. Les roches subissent deux types de changements lors d'un événement métamorphique (Yardley, 1989) : le remplacement des minéraux originaux par des minéraux métamorphiques lors de réactions chimiques (i.e., changements de phases); et la recristallisation de minéraux originaux (ou de minéraux métamorphiques préexistants), associée à des modifications de

textures, par exemple, la production de sous-grains, l'alignement et la ségrégation des minéraux.

Dans les Appalaches du sud du Québec, le métamorphisme régional au sein de la zone de Humber interne croît généralement du nord-est vers le sud-ouest (Hibbard et al., 1995). Le faciès des schistes verts constitue le degré métamorphique dominant dans le sud du Québec. Au sein de l'AMND, deux épisodes métamorphiques superposés ont été reconnus (Birkett, 1981, chaps. 3, 4 et 5) : (1) un métamorphisme ancien au faciès des amphibolites, limité à la partie ouest de l'anticlinorium et (2) un rétro-métamorphisme lié à une paragenèse du faciès des schistes verts. Les évidences de polymétamorphisme sont surtout visibles dans les roches métavolcaniques mafiques au sein desquelles la paragenèse est plus variée. Selon Birkett (1981), la région étudiée se divise en trois domaines métamorphiques séparés par des zones de failles majeures (Figs. 1.1 et 5.2) : (i) le domaine nord-ouest (i.e., nord-ouest de la faille Bennett); (ii) le domaine central (i.e., l'anticlinorium des monts Notre-Dame); et (iii) le domaine sud-est (i.e., les unités appartenant à la zone de Humber au sud-est de la faille St-Joseph). Les failles Bennett et St-Joseph séparent donc des blocs crustaux dont l'histoire métamorphique est significativement contrastée.

Le domaine nord-ouest contient des assemblages minéralogiques du faciès prehnite-pumpellyite (pumpellyite, chlorite, épidote, hématite, quartz, séricite, calcite, \pm sphène) dans sa portion occidentale et du faciès des schistes verts inférieur dans sa portion orientale (i.e., bande de roches du Groupe de Oak Hill inférieur dans le toit immédiat de la faille Bennett) avec chlorite, épidote, actinote, magnétite dans les metabasaltes et chlorite, séricite, \pm muscovite dans les métasédiments (Birkett, 1981, chaps. 3, 4 et 5). Les minéraux métamorphiques de ce domaine sont principalement orientés selon la fabrique S_{1-2} , mais la séricite apparaît le long du clivage S_3 dans la portion orientale.

Le domaine central est du faciès des schistes verts de haute température comme l'indique l'assemblage muscovite, albite, sphène, chloritoïde, \pm biotite. Une bande de roches située le long du mur de la faille Bennett (le "retrograded Bennett" de Birkett, 1981) est cependant interprétée comme ayant atteint le grade amphibolitique inférieur (faciès épidote-amphibolite), rétrotransformée au faciès des schistes verts (Birkett, 1981; chaps 4 et 5). Les roches mafiques de cette bande contiennent des porphyroblastes de hornblende et quelques barroisites (classification de Leake, 1978; Fig. 4.3; Tableau 4.2; Appendice D) dans une matrice d'actinote-albite-chlorite-biotite-épidote. Les hornblendes et barroisites sont systématiquement rétrotransformées, altérées et possèdent des bordures d'actinote ou de hornblende actinolitique (Fig. 4.3; Tableau 4.2; Appendice D). Elles sont fréquemment remplacées par la biotite verte, montrant des évidences de réhydratation lors de la rétrotransformation (Birkett, 1981). Les métasédiments de cette bande contiennent de la muscovite, de l'albite, du chloritoïde et de la biotite brune. Le grenat, de type hydrossessartine, est présent dans le domaine central, mais la taille des cristaux dépasse rarement 0.5 mm (Birkett, 1981). Dans le secteur de l'AMND, l'oblitération et la réorientation de la schistosité S_{1-2} dans le clivage pénétratif S_3 est intense (Figs. 2.6b et 5.4d). La fabrique S_3 dominante est marquée par l'alignement de muscovite. Dans l'amphibolite d'Arthabasca (Fig. 1.1), le cœur des amphiboles (hornblende tschermakitique) est attribué à la paragenèse M_{1-2} , tandis que leurs bordures, de composition hastingsitique, ainsi que l'épidotisation, le remplacement par de la biotite verte et les aiguilles d'actinote contenues dans la matrice seraient le produit d'une rétrotransformation métamorphique M_3 (Birkett, 1981; chaps. 4 et 5). En d'autres endroits au sein de l'AMND, les schistes mafiques contiennent des amphiboles de composition calcosodique (barroisite) possédant des bordures rétrotransformées en magnésio-hornblende (chaps. 4 et 5). Elles sont aussi fréquemment chloritisées et contiennent des inclusions de biotites vertes.

Les régions situées au nord-est (i.e., la vallée de la Rivière Chaudière) et au sud-ouest de l'AMND possèdent des caractéristiques métamorphiques de plus bas grade que le domaine central sensu stricto, se rapprochant de celles de la zone externe. Des zones

fortement tectonisées, comme le prolongement nord-est de la faille Bennett, font exception. Les roches y sont fortement recristallisées et la muscovite est relativement abondante et définit la fabrique S_3 (Pinet et al., 1996b et chaps. 2 et 3).

Le domaine sud-est (i.e., le toit de la faille St-Joseph) est peu métamorphique et les textures sédimentaires primaires y sont généralement bien préservées (St-Julien, 1987). Des minéraux métamorphiques tels que la muscovite et l'albite sont présents, mais sont probablement d'origine détritique (Birkett, 1981; chap. 4). Le grade métamorphique est du faciès prehnite-pumpellyite et l'assemblage dominant est pumpellyite-chlorite-épidote-hématite-quartz-séricite; Birkett, 1981). Cependant, les dômes de Bécancour et Carineault forment des culminations structurales et métamorphiques possédant des caractéristiques métamorphiques s'apparentant au domaine central (Birkett, 1981; Tremblay et Pinet, 1994a; chaps 3, 4 et 5); la paragenèse métamorphique de ces roches est constituée de muscovite, de porphyroblastes de grenat ou chloritoïde rétrotransformés en chlorite±biotite (Birkett, 1981).

Les différentes paragenèses métamorphiques définies ci-dessus soulignent les fabriques structurales de la région et sont corrélées à différents épisodes orogéniques des Appalaches du sud du Québec. Dans la zone de Humber du sud du Québec, la paragenèse métamorphique $M_{1,2}$ (i.e., les assemblages des domaines nord-ouest et sud-est, et ceux de faciès des amphibolites du domaine central) est interprétée comme le produit du métamorphisme taconien régional (Birkett, 1981; Rickard, 1991; Rose, 1993; chaps. 3, 4 et 5), daté de l'Ordovicien moyen (chaps. 3, 4 et 5). La rétrotransformation des amphiboles, la néo- et recristallisation de muscovites et d'autres phases (i.e., M_3) dans les domaines central et nord-ouest oriental est attribuable à l'épisode tectonique D_3 , daté du Silurien au Dévonien précoce (chaps. 3, 4 et 5). L'effet du métamorphisme acadien est donc mineur. Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de séricite du domaine nord-ouest montrent une légère perte d'argon, possiblement pendant le Dévonien moyen (chap. 4). D'autres analyses de muscovite provenant du contact faillé entre l'antiforme de Bécancour et le complexe ophiolitique de Thetford Mines donnent des âges plateau dévoniens (chap. 4). Ces

derniers sont interprétés comme l'expression d'un réajustement acadien le long du contact lors de la formation de la structure dôme (i.e., phase plicative P_4 ; chap.4).

Les études thermobarométriques dans les roches du faciès des schistes verts sont moins nombreuses que celles des faciès supérieurs et beaucoup moins précises (Essene, 1989). Le faible nombre de réactions métamorphiques et de variations des paragenèses, mais surtout l'influence de la composition du protolithe sur la chimie des minéraux métamorphiques, contribuent à l'absence de thermobaromètres fiables. Les estimations thermobarométriques des Appalaches dans le sud du Québec sont ainsi rares et peu précises. Se basant sur les assemblages métamorphiques et les variations de composition de la pumpellyite, Trzcinski et Birkett (1982) ont estimé les conditions suivantes : (1) moins de 200°C et 2 kbar dans la zone de Humber externe; (2) une pression variant entre 2 et 4 kbar pour une température moyenne de 325°C dans la zone interne; (3) de 5 à 7 kbar et 350-375°C pour les complexes ophiolitiques et entre 500 et 780°C pour leur semelle amphibolitique. Étant donné que le métamorphisme régional au sein de l'AMND ne dépasse que localement l'isograde de la biotite (entre 400 et 500°C selon la pression; Yardley, 1989), Birkett (1981) estime que la température atteinte au sein de celui-ci n'a pas dépassé 400-450°C.

La présence d'amphiboles calco-sodiques a été décrite dans la région de Ham-Nord à l'extrême sud-ouest de l'AMND (Fig. 1.1; Caron, 1983) et de Richmond (extrémité nord de l'anticlinorium des monts Sutton; Trzcinski, 1976). Celle-ci a été interprétée comme indicative de métamorphisme au faciès des schistes bleus. Depuis, plusieurs études de synthèse métamorphique (e.g., Guidotti et al., 1983; Zen, 1991; Laird et al., 1993) ont fait référence à ces données comme une évidence indubitable de métamorphisme de haute pression (schistes bleus) dans les Appalaches du sud du Québec. Les pressions maximales, estimées par le contenu en sodium dans la position cristallographique M_4 des amphiboles (Brown, 1977) varient entre 4 et 5.5 kbar pour la région de Ham-Nord (Caron, 1983) et entre 5 et 7 kbar à Richmond (Trzcinski, 1976). Les amphiboles décrites par ces auteurs sont de très petites tailles (ca. 0.1mm) et de

composition crossitique entre 10 et 50% (plus précisément des magnésio-riebeckites et richtérites; Jamieson, 1977; Leake, 1978), le reste étant de chimie actinolitique. La présence d'amphiboles calco-sodiques dans les Appalaches du sud du Québec semble être fortement influencée par la composition alcaline des roches basaltiques hôtes (Marquis, 1991). De plus, l'assemblage typique des schistes bleus est absent dans la paragenèse des métasédiments adjacents. La présence d'amphiboles calco-sodiques n'est donc pas suffisante pour définir un métamorphisme de haute-pression du type des schistes bleus (Jamieson, 1977; Turner, 1980), particulièrement quand celles-ci sont de composition se rapprochant de la magnésio-riebeckite/crossite plutôt que de la glaucophane. Au sud de la région d'étude, les assemblages plus typiques à glaucophane-grenat du nord du Vermont ont permis d'estimer les conditions pression-température à 9 ± 2 kbar et $450\pm 100^\circ\text{C}$ durant l'Ordovicien (Laird et Albee, 1981). Les estimations régionales pour le métamorphisme taconien en Nouvelle-Angleterre sont de 4-6 kbar et $400\text{-}600^\circ\text{C}$ (Armstrong et al., 1992).

1.3.4 Caractéristiques géophysiques des Appalaches du sud du Québec

Mis à part les relevés géophysiques ponctuels effectués à des fins d'exploration minérale et pétrolière, les études géophysiques d'importance régionale au sein des Appalaches du sud du Québec sont relativement peu nombreuses par rapport à d'autres régions des Appalaches telles que les Maritimes et Terre-Neuve (Miller, 1995). Ces études apportent néanmoins des informations complémentaires pertinentes permettant une meilleure compréhension tridimensionnelle de l'orogène. Comme le reste des Appalaches canadiennes, le sud du Québec a été couvert par des levés gravimétriques et magnétiques à diverses échelles (Kane et al., 1972; Zeitz et al., 1980; Haworth et al., 1980; Miller, 1995; MRNQ, 1998). D'autre part, parmi les relevés de sismique profonde existants, six profils régionaux méritent d'être mentionnés, soit les profils de sismique-réflexion M2001, 2002 et 2003 (MRNQ, 1978; Seguin, 1982; St-Julien et al., 1983), les profils QM1 et QM2 et le profil de sismique-réfraction (ligne 3) du transect Québec-Maine (Steward et al., 1986; Spencer et al., 1989). Ces profils procurent des données sur presque 250 km à travers les Appalaches du sud du Québec et du nord du Maine, et ce à partir du

fleuve St-Laurent au nord-ouest, jusqu'à une centaine de kilomètres au sud-est de la frontière Québec-Maine.

Il existe d'importantes anomalies gravimétriques et magnétiques positives qui sont plus ou moins centrées sur les anticlinoria des monts Sutton et Notre-Dame (Fig. 1.5; Kumarapeli et al., 1981). La forte anomalie gravimétrique représentant l'une des plus haute dans les Appalaches du Nord, atteint des valeurs dépassant les 90 mGal ($90 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) au-dessus du bruit de fond. Ce champ gravimétrique anormal indique la présence d'un excédent de masse considérable en profondeur. Une anomalie magnétique positive épouse relativement bien la forme de l'anomalie gravimétrique et possède une amplitude maximum de 1700 γ (1700 nT). Selon Seguin (1982), les entités géologiques associées à ces anomalies gravimétriques (Fig. 1.5) et magnétiques sont principalement : (1) l'axe des anticlinoria des monts Sutton et Notre-Dame; (2) les roches métavolcaniques de la Formation de Tibbit Hill; (3) les complexes ophiolitiques de Thetford Mines, Asbestos et Orford-Baldface; (4) le feuillet Pennington; (5) les roches volcaniques mafiques du groupe de Caldwell dans la région de Lac-Etchemin et celles de la Formation de Frontenac au sud de Mégantic; et (6) certaines intrusions dévoniennes et crétacées (Montérégiennes) du sud du Québec. Deux modèles interprétatifs ont été proposés pour l'anomalie gravimétrique positive le long des anticlinoria des monts Sutton et Notre-Dame : (i) Seguin (1982) a proposé que l'anomalie soit due à d'importants contrastes de densité au sein de la croûte supérieure (premiers 15 km), essentiellement causés par l'écaillage et l'épaississement des roches métavolcaniques de la Formation de Tibbit Hill; (ii) Kumarapeli et al. (1981) suggèrent plutôt une combinaison de sources superficielles (i.e., métavolcanites de la Formation de Tibbit Hill) et profondes (>20 km; croûte moyenne à inférieure) sous l'interface socle-couverture. La synthèse des données géologiques et géophysiques (incluant les données sismiques) semble indiquer que le modèle à double-source (Kumarapeli et al., 1981), ou une variante de celui-ci, serait plus approprié (Cook, 1984; Ando et al., 1984).

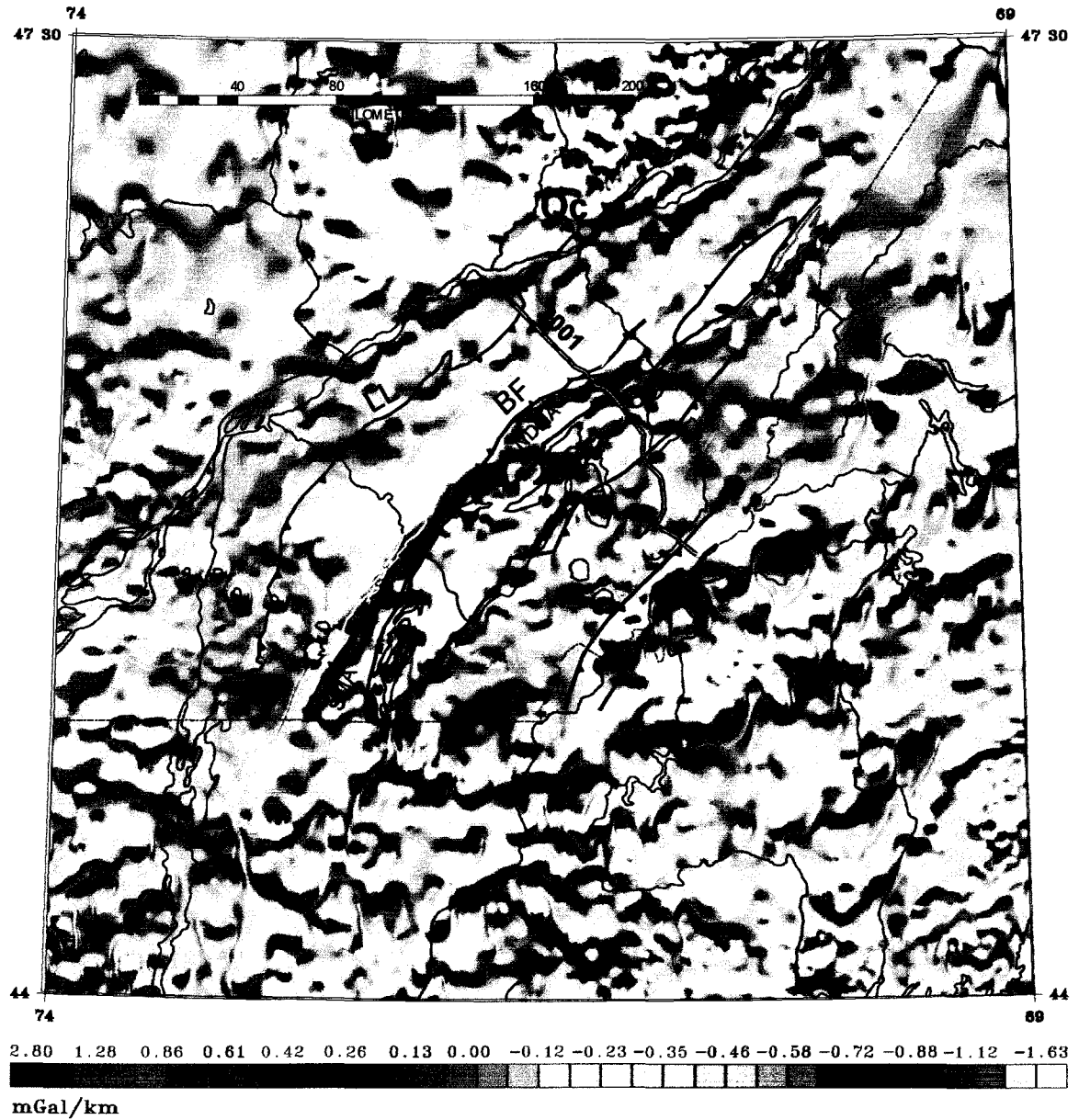


Figure 1.5: Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer et des grands éléments géologiques des Appalaches du sud du Québec et du nord de la Nouvelle-Angleterre. (Source: base nationale de données gravimétriques, Ministère de Ressources Naturelles du Canada; géologie modifiée de St-Julien et Slivitsky, 1985). Voir texte pour discussion. ligne blanche = roches volcaniques de la Formation de Tibbit Hill; ligne mauve = complexes ophiolitiques; ligne noire = faille triangle = faille de chevauchement; rectangle = faille normal); ligne rouge = intrusions; ligne noir et blanche = tracé du profil sismique de la ligne 2001; LL = ligne Logan; BF = faille Bennett; SJF = faille St-Joseph; NDMA = anticlinorium des monts Notre-Dame; SMA = anticlinorium des monts Sutton.

Parmi les profils sismiques disponibles dans le sud du Québec, celui de la ligne 2001 (Fig. 1.6; MRNQ, 1978) est le plus documenté. Malgré certaines distorsions par harmoniques (Cook, 1984), plusieurs réflecteurs attirent l'attention le long de ce profil, entre autres : (1) dans sa partie nord-ouest, une série de réflecteurs à faible pendage vers le sud-est (10-15°; Spencer et al., 1989) s'étendent jusqu'à environ 10 km de profondeur sous l'AMND, et sont interprétés comme représentant l'interface entre le socle grenvillien (incluant des unités de marge passive autochtone) et les nappes appalachiennes sus-jacentes (Fig. 1.6). Sous le domaine parautochtone et la zone de Humber externe, le profil illustre l'interface socle-couverture comme étant décalé en escalier par des failles syn-sédimentaires attribuées à l'ouverture du bassin Iapétus de l'Éocambrien jusqu'à l'Ordovicien (St-Julien et al., 1983). Les réflecteurs sus-jacents à ces failles suggèrent un style structural en nappes imbriquées s'enracinant dans deux décollements apparemment majeurs : (1) certaines failles de l'avant-pays se poursuivent jusqu'à un décollement situé près de l'interface socle-couverture; et (2) les failles des nappes de la zone externe paraissent plutôt s'enraciner dans un décollement situé à profondeur intermédiaire entre le décollement basal et la surface. Vers le sud-est, les réflecteurs (et les failles qu'ils soulignent) sont progressivement plissés par une phase de déformation superposée (probablement D₃ de Tremblay et Pinet, 1994a) postdatant la mise en place des nappes (St-Julien et al., 1983). Plusieurs séries de réflecteurs sont aussi visibles sous la zone de Humber interne. Ceux-ci sont principalement attribués à la présence de copeaux de serpentinite coincés dans des zones de failles, de même qu'aux roches métavolcaniques de la Formation de Tibbit Hill (St-Julien et al., 1983). Les tracés de la faille Bennett et du feuillet Pennington sont bien illustrés sur le profil jusqu'à 4 km de profondeur (Fig. 1.6). Sous l'AMND, il a été proposé que l'imagerie sismique montre l'implication du socle grenvillien dans la déformation, formant ainsi un duplex atteignant environ 6 km de profondeur (Fig. 1.6; Seguin, 1982; St-Julien et al., 1983; Bardoux et Marquis, 1989; chap. 2). Étant donné son fort pendage vers le sud-est et une mauvaise résolution des réflecteurs au sud-est de l'AMND, la faille de St-Joseph n'est pas clairement identifiable sur le profil 2001. Selon Spencer et al. (1989), la ligne Baie Verte-Brompton semble se limiter aux unités supracrustales et n'affecte pas le socle grenvillien, réfutant ainsi le fait

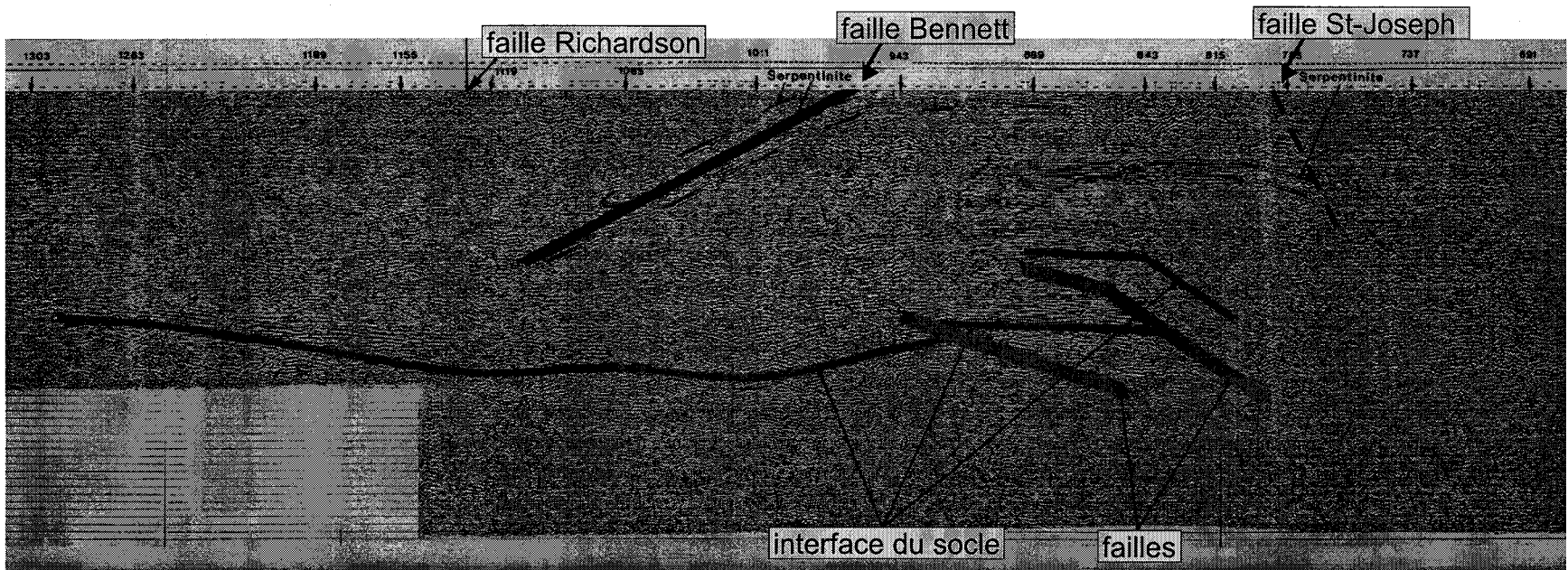


Figure 1.6: Portion du profil sismique de la ligne 2001 (MRNQ, 1978) traversant l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Interprétation modifiée de St-Julien et al. (1983). Voir Figure 1.5 pour localisation du profil et texte pour discussion.

qu'elle puisse représenter une discontinuité crustale majeure, tel que proposé par Williams et St-Julien (1982). Au sein de la zone de Dunnage, les seuls réflecteurs visibles sont attribués aux tufs felsiques du Groupe de Magog (St-Julien et al., 1983). La faille de La Guadeloupe bordant le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé est clairement identifiée par certains réflecteurs (Seguin, 1982). Ceux-ci ont été attribués à des copeaux de roches volcaniques appartenant au Complexe d'Ascot (St-Julien et al., 1983). Finalement, l'interface socle-couverture semble être décalé de plusieurs kilomètres par la faille de La Guadeloupe (Spencer et al., 1989).

1.4 DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES ANTÉRIEURES

Les données concernant l'âge des épisodes métamorphiques associés aux orogénies taconienne (460 ± 10 Ma) et acadienne (376 ± 10 Ma) proviennent généralement des Appalaches de la Nouvelle-Angleterre (K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur roches totales et minéraux individuels; Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985; Spear et Harrison, 1989; Armstrong et al., 1992) et ont été extrapolées aux Appalaches du sud du Québec.

Avant la présente étude, les Appalaches du sud du Québec constituaient un territoire pratiquement vierge en ce qui concerne les données géochronologiques des différents épisodes de déformation et de métamorphisme. Quelques données documentent le métamorphisme amphibolitique préservé dans la semelle tectonique de l'ophiolite de Thetford Mines (Tableau 1.1; K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole, entre 477 et 491 Ma; Clague et al., 1981; Lux, 1984; Whitehead et al. 1995, 1996); ces âges correspondant, selon Pinet et Tremblay (1995a), au stade précoce de l'obduction intra-océanique ayant précédé la déformation et le métamorphisme régionaux dans la zone de Humber. Des données géochronologiques acquises avant les années '80 dans les monts Sutton et Notre-Dame (Tableau 1.1; Rb-Sr et K-Ar sur roches totales et populations de minéraux) donnent des âges dispersés entre 480 et 375 millions d'années avec de grandes marges d'erreur (jusqu'à ± 30 Ma) et n'ont jamais été situées dans un cadre tectonique précis.

Récemment, quelques données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ provenant du toit de la faille St-Joseph (Fig. 3.2) ont fourni trois âges (1 âge plateau et 2 pseudo-plateaux) variant entre 464 ± 3 et 460 ± 3 Ma (Whitehead et al., 1996), caractérisant le pic métamorphique taconien. En Nouvelle-Angleterre, l'âge du métamorphisme acadien varie de 395 à 376 Ma dans sa partie occidentale et entre 420 et 410 Ma dans sa partie orientale (Armstrong et al., 1992). Dans le sud du Québec, des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ récentes (Tremblay et al., 2000) indiquent que le métamorphisme et la déformation acadiens sont datés à ca 380-375 Ma. Le tableau 1.1 résume l'ensemble des données géochronologiques publiées et provenant de la zone de Humber des Appalaches du sud du Québec et celles du nord de la Nouvelle-Angleterre.

Tableau 1.1 : Données géochronologiques antérieures

Méthode	Minéral	Âge Ma	Événement	Roche hôte	Référence
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Musc	461±3 P 464±3 PP	D2	Gr. de Caldwell; Fenêtre de Carineault	Whitehead et al., 1996
K/Ar	Musc	414	D3	Sch. De Bennett; faciès Caldwell	Leech et al., 1963
K/Ar	Amph	401±18	?	Sch de Bennett; faciès Tibbit Hill	Birkett, 1981
K/Ar	Musc	389±14	?	Feuillet Penington	Birkett, 1981
K/Ar	Musc	448±30	D3	Suite métamorphique de Sutton	Lowdon et al., 1963
K/Ar	Musc	421±5.8	D3	Suite métamorphique de Sutton	Knight, 1976
K/Ar	Bio	372±5.2	D4	Suite métamorphique de Sutton	Knight, 1976
K/Ar	Musc	427±30	D3	Nappe de Oak Hill	Lowdon et al., 1963
K/Ar	Musc	427±11	D3	Nappe de Oak Hill	Rickard, 1991
K/Ar	Musc	411±5.7	D3	Nappe de Oak Hill	Knight, 1976
K/Ar	Musc	390±13	D4	Nappe de Oak Hill	Rickard, 1991
K/Ar	Ser	388±5.4	D4	Nappe de Oak Hill	Knight, 1976
K/Ar	Musc	380±12	D4	Nappe de Oak Hill	Wanless et al., 1979
K/Ar	RT	382±5.3	D4	Nappe de Oak Hill	Knight, 1976
K/Ar	Musc	367±12	D4	Nappe de Oak Hill	Wanless et al., 1979
K/Ar	Bio	402±25	?	Shale d'Utica région de Montréal	Beale, 1962
Rb-Sr	RT	448±10	?	Flysch nappes externes	Barton, 1973
K-Ar	RT	406±4	?	Flysch nappes externes	Barton, 1973
Rb-Sr	RT	445±31	?	Nappe de Stanbridge	Barton, 1973
K-Ar	RT	375±3	?	Nappe de Stanbridge	Barton, 1973
Rb-Sr	RT	418±10, 439±7	?	Fm. Mawcook; Nappe de Granby	Barton, 1973
K-Ar	RT	451±4, 352±3, 376±3	?	Fm. Mawcook; Nappe de Granby	Barton, 1973
Rb-Sr	RT	498±38	?	Gr de Charny; Nappe de Chaudière	Barton, 1973
K-Ar	RT	513±4	?	Gr de Charny; Nappe de Chaudière	Barton, 1973
K-Ar	Musc	477	-	Pegmatite; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Leech et al., 1963
K-Ar	Musc	481	-	Granite; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Leech et al., 1963
K-Ar	Amph	488±11	-	Amphibolite de base; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Clague et al., 1981
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	491±3 P	-	Amphibolite de base; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Clague et al., 1981
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	482 I*	-	Amphibolite de base; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Lux, 1984
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	481±5 PP	-	Amphibolite de base; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Whitehead et al., 1996
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	477±5 II	-	Amphibolite de base; Complexe ophiolitique de Thetford Mines	Whitehead et al., 1996
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	496±5 PP	-	Amphibolite de base; Pennington	Whitehead et al., 1996
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	466±5 466-406	taconien	Massif de Berkshire, Massachusetts.	Sutter et al., 1985
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	376±5 AI	acadien	Fm. Hoosac, Vermont	Sutter et al., 1985
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	460±10 AI 439-471	taconien	Anticlinorium Green mountainss	Laird et al., 1984
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	376±5 AI	acadien	Sud-est du Vermont	Laird et al., 1984
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Musc	360±5 AI	acadien	Nord du Vermont	Laird et al., 1984
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	379±2 373±2	acadien	Dôme de Chester	Spear et Harrison, 1989
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Amph	420±4 440 415	taconien affecté par acadien ?	Centre du Massachusetts et est du Vermont	Spear et Harrison, 1989

Amph= Amphibole; Bio=Biotite; Musc=Muscovite; Ser=Séricite; RT= Roche totale

P=Plateau; PP=Pseudo plateau; I=Isochrone; II=Isochrone inverse; AI=âge interprété; *=évidence d'excès d'argon

1.5 PROBLÉMATIQUE

Les objectifs de cette thèse de doctorat sont de préciser la géométrie et l'évolution tectonique d'une partie de la zone de Humber interne des Appalaches du sud du Québec et visent à attribuer un âge absolu aux différents épisodes métamorphiques et aux structures régionales. La région d'étude a fait l'objet de nombreux projets de cartographie, études et thèses. Bien que les travaux existants représentent une quantité considérable de données géologiques, le peu de données géochronologiques, ainsi que leurs limites géographiques apportent relativement peu d'informations pour la compréhension globale de la géométrie et de l'évolution tectonique de la zone de Humber des Appalaches du sud du Québec. L'un des objectifs majeurs de cette thèse a été d'identifier une systématique logique entre les résultats des études géochronologiques et structurales. Il a été de plus essentiel d'intégrer ces données à un modèle d'évolution tectonique de la zone de Humber interne et de confronter le dit modèle aux différents contextes tectoniques définis dans d'autres segments des Appalaches du Nord.

Au sein des zones de Humber et Dunnage, le Silurien est classiquement perçu comme une période de quiétude de l'activité orogénique entre les orogénies taconienne et acadienne (Colman-Sadd, 1982). Selon Williams (1979), le soulèvement et l'érosion de l'orogène taconien se déroulent durant le Silurien et provoquent le remplissage de bassins successeurs. Plusieurs études récentes dans les Appalaches du Nord ont cependant démontré qu'il y a une certaine activité tectonique et magmatique durant le Silurien. Au Québec, les laves calco-alcalines (d'arc?) de la région du Témiscouata (David et Gariépy, 1990) ont été interprétées comme étant le produit d'une subduction active durant le Silurien précoce. Des données similaires au Nouveau Brunswick (Dostal et al., 1989; Bevier et Whalen, 1990) et à Terre-Neuve (Bevier et Whalen, 1990; Dunning et al., 1990; Cawood et al., 1994) indiquent, qu'en partie, l'intervalle taconien-acadien est en fait une période orogénique intense qui devrait être intégrée dans un contexte de continuum de l'activité tectonique (van der Pluijm, 1987; Bevier et Whalen, 1990; van Staal, 1993, 1994; Cawood et al., 1994). Cette tectonique silurienne est très peu documentée dans les

Appalaches du Québec. L'absence de roches d'âge Silurien précoce dans le sud du Québec (Bourque et al., 1995) empêche de distinguer une période orogénique distincte entre le taconien et l'acadien. L'acquisition de données géochronologiques devrait éventuellement mettre en évidence la présence et la signification d'une activité tectonique d'âge Silurien au Québec. Ainsi, il devient possible de préciser s'il s'agit d'un épisode orogénique distinct (*sensu stricto*) ou d'un phénomène intégré à l'orogénie taconienne en termes d'une activité tectonique continue et diachronique le long de l'orogène.

L'orogénie taconienne ($D_{1,2}$) est classiquement associée à la formation de nappes de chevauchement et de plis à vergence nord-ouest. Ces structures sont bien documentées dans la zone externe et la présence de fossiles dans les mélanges olistostromaux situés à la base de ces nappes indiquent que l'âge d'emplacement décroît du sud-est vers le nord-ouest, du Llandeilien au Caradocien (Ordovicien moyen à tardif; St-Julien et Hubert, 1975). Dans la zone interne, des structures subséquentement plissées telles que la faille de Richardson (Figs. 2.2 et 3.1), celles soulignées par le feuillet Pennington (Fig. 1.1) et certaines des failles au sein de l'anticlinorium de monts Notre-Dame, ont été génétiquement corrélées aux failles $D_{1,2}$ de la zone externe (Tremblay et Pinet, 1994a). Cette corrélation est basée sur une vergence structurale similaire et sur le fait que toutes ces structures sont déformées par des structures appartenant à D_3 . La seule donnée d'âge sur la déformation $D_{1,2}$ au sein de la zone interne est stratigraphique; la Formation de Melbourne (Arénigien tardif au Llanvirnien; 485-470 Ma) est affectée par les plis $P_{1,2}$, conférant une limite inférieure à l'âge de la phase $D_{1,2}$ (Marquis et Nowlan, 1991). Cependant, la chronologie précise de l'emplacement des nappes $D_{1,2}$ dans la zone interne est difficile à déterminer étant donné l'absence (ou l'oblitération) d'olistostromes fossilifères et le peu de données géochronologiques précises.

Dans le sud du Québec, la phase D_3 annonce le début d'une période de déformation à vergence sud-est, c'est-à-dire vers l'arrière-pays. Dans la partie nord-ouest du domaine interne, la déformation est accommodée par des plis à vergence sud-est et des failles rétrochevauchantes. Le style de la déformation est ductile et essentiellement en

contraction. Le flanc sud-est de l'AMND est cependant souligné par une faille normale à fort pendage sud-est, la faille St-Joseph. Dans le mur de celle-ci, on retrouve des failles fragiles-ductiles en extension à fort et faible pendage, accompagnées d'un boudinage important. La formation d'un poinçon tectonique formé de socle grenvillien sous l'AMND pourrait expliquer la présence de ces failles (Castonguay et al., 1995a). Cependant, la chronologie absolue, les relations génétiques entre les deux types de structures, leur influence métamorphique et leur signification tectonique sont à préciser.

La présence de structures en extension le long du flanc sud-est de l'anticlinorium des monts Notre-Dame a été récemment documentée (faille de St-Joseph; Kirkwood et Tremblay, 1994, Pinet et al., 1996b). Localement dans le mur de la faille, une fabrique fragile-ductile, des boudins et des plis sont associés à cette faille, indiquant des mouvements normaux vers le sud-est. Ces failles pourraient être associées à la progression d'un poinçon tectonique (synchrones ou légèrement postérieures aux rétrochevauchements du flanc nord-ouest de l'AMND) ou reliées à l'effondrement post-taconien de la zone de Humber interne. Selon l'âge de ces structures en extension, celles-ci peuvent procurer un mécanisme tectonique élégant permettant d'expliquer la formation et l'établissement des bassins successeurs de la ceinture de Gaspé.

Au sein de la zone de Humber interne, la zone d'influence des structures et du métamorphisme acadiens et surtout de leur empreinte géochronologique sont très peu documentés. L'acquisition et l'interprétation de données géochronologiques doit aussi prendre en considération la possibilité que l'orogénie acadienne ait affecté les systèmes isotopiques des minéraux métamorphiques.

La problématique géochronologique concerne principalement la justesse de l'interprétation des données isotopiques. Une étude géochronologique permet de documenter la chronologie absolue et de différencier les différentes phases tectoniques. Il est cependant essentiel de bien comprendre les contextes tectoniques et métamorphiques des échantillons analysés afin d'en tirer des résultats significatifs. Les différentes phases

tectoniques ont eu une influence variable sur les roches et les régions étudiées, avec dans certains cas une remise à zéro, partielle ou totale (thermique ou par recristallisation) du chronomètre K/Ar. Donc, les phénomènes de perte d'argon radiogénique ou la présence d'excès d'argon, les concepts d'âge de refroidissement (i.e., de fermeture isotopique) versus âge de déformation (ou de recristallisation) doivent être considérés afin de répondre à la question fondamentale "que date-t'on?".

1.6 MÉTHODOLOGIE

1.6.1 Travaux de terrain

Trois saisons de travaux de terrain (étés 1994, 95 et 96) ont été réalisés dans les régions de la Beauce, des Bois-Francs et de l'Amiante, particulièrement centrés sur l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Ils ont impliqué une reconnaissance géologique de l'ensemble des régions et une analyse détaillée de certaines sections, le long desquelles la séquence stratigraphique est connue et où les structures sont représentatives de la déformation régionale. En particulier, la zone de la faille Bennett (et failles connexes) entre les rivières Chaudière et Nicolet. Les sections traversent l'anticlinorium des monts Notre-Dame. Du nord-est au sud-ouest, elles sont localisées de la manière suivante (Fig. 1.1) : la section de la route #271 entre Saint-Jacques-de-Leeds et Pontbriand (route #112); celle de la route #269 entre Kinnears-Mills et Robertsonville; celle de la route #265 entre Lac-William et Black Lake; et celle des routes #161/263 entre St-Jacques-le-Majeur et Arthabasca. Les régions au nord (i.e., la vallée de la rivière Chaudière) et au sud (i.e., région de Saint-Rémi de Tingwick) ont aussi été parcourues. Ce travail a comporté la cueillette d'éléments structuraux, métamorphiques et lithostratigraphiques, l'analyse cinématique de la déformation régionale, ainsi que la cueillette d'échantillons pour la géochronologie.

1.6.2 Travaux de géochronologie

Les travaux de laboratoire ont été faits au laboratoire de géochronologie du Centre National de Recherche Scientifique (UMR Géosciences Azur) à l'Université de Nice-Sophia Antipolis (France). Les analyses sont effectuées selon la méthode radiochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température sur cristaux individuels de micas blancs (muscovite et séricite), amphibole et biotite par chauffage par laser continu. Ces minéraux sont soigneusement sélectionnés en fonction de leur qualité (fraîcheur, taille et pureté) et de leur contexte structural et métamorphique.

1.6.2.1 Principe des méthodes K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Méthode K-Ar

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode classique K-Ar (Merrill et Turner, 1966; Dalrymple et Lanphere, 1969, 1971; Maluski, 1985; Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988) et permet d'analyser toutes phases minérales contenant du potassium. Cette dernière est basée sur l'abondance naturelle de l'isotope radioactif ^{40}K qui possède une période (ou demi-vie) de 1250 millions d'années et se transforme en $^{40}\text{Ca}^*$ et en $^{40}\text{Ar}^*$ (^{40}Ar radiogénique) par émissions ou capture électronique selon des proportions connues (88,8% de $^{40}\text{Ca}^*$ et 11,2% de $^{40}\text{Ar}^*$; Fig. 1.7).

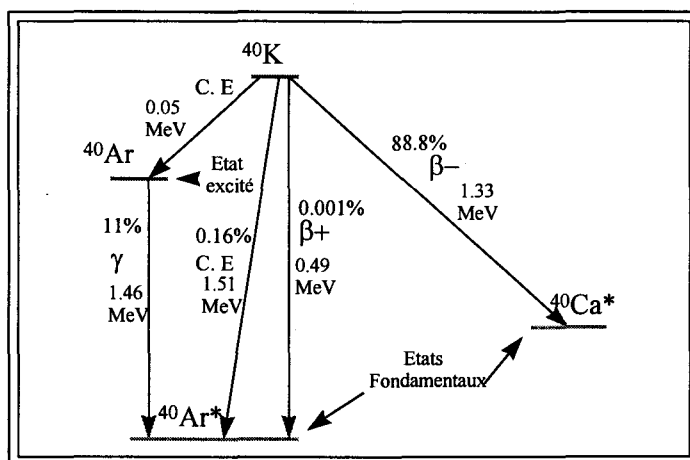


Fig. 1.7 : Schéma de désintégration du ^{40}K (modifié de Montigny, 1985). C.E.; capture électronique.

Cette transformation constitue deux chronomètres isotopiques distincts. Le chronomètre K/Ca est de moindre intérêt car le ^{40}Ca est l'isotope le plus abondant du calcium et est lui-même un constituant abondant des minéraux. L'avantage du chronomètre K/Ar réside dans le fait que l'argon est un gaz chimiquement inerte qui n'intervient pas dans les composés naturels. Théoriquement et en absence d'excès d'argon, tout l'argon se trouvant dans un minéral est issu de la décroissance radioactive du ^{40}K après sa cristallisation. L'argon est cependant présent dans l'atmosphère et peut donc être incorporé dans un minéral lors de sa cristallisation ou postérieurement, mais la composition isotopique atmosphérique de l'argon étant bien connue, il est donc possible

de s'en affranchir facilement si elle n'est pas trop importante. La décroissance radioactive du ^{40}K en ^{40}Ar en fonction du temps s'écrit donc comme suit:

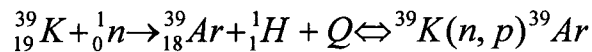
$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{K} \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_b} (e^{\lambda t} - 1)$$

où λ_e = constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar , λ_b = constante de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca et $\lambda = \lambda_e + \lambda_b$, t = temps écoulé ou âge. Le signe * désigne l'isotope radiogénique, c'est à dire le produit de la désintégration radioactive.

La méthode K/Ar implique cependant que le potassium et l'argon soient mesurés indépendamment et de façon absolue. La détermination de la concentration absolue des éléments lors de deux analyses distinctes impose l'absence d'hétérogénéité chimique et isotopique au sein de l'échantillon et suppose l'absence d'excès d'argon, d'argon hérité ou de pertes d'argon radiogénique, ce qui a pour effet de fausser les résultats.

Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet, suite à l'irradiation par neutrons rapides de l'échantillon dans un réacteur nucléaire qui provoquent la transformation de ^{39}K en ^{39}Ar , de déterminer un âge K-Ar en effectuant une seule analyse de rapports des isotopes de l'argon contenus dans le matériel irradié (McDougall et Harrison, 1988). La réaction produit lors de l'irradiation peut s'écrire :



Étant donné que la quantité de ^{39}Ar est fonction de celle de ^{39}K et que le rapport $\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}}$ est constant dans la nature, il est permis de corréler les rapports isotopiques ici-bas afin de déterminer l'âge de l'échantillon;

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \approx \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{K}} \approx \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_k} \propto \text{âge}$$

où $^{39}\text{Ar}_k$ représente l' ^{39}Ar provenant de la transformation du ^{39}K induit durant l'irradiation.

Une connaissance précise du taux de transformation (ou rendement de production) du ^{39}K en ^{39}Ar est donc nécessaire suite à l'irradiation. Pour contourner la difficulté de mesurer précisément le rendement de cette réaction, on utilise un échantillon d'âge connu (standard ou moniteur) qui est irradié avec les échantillons à analyser. Ceci permet d'avoir indirectement accès au rendement et ainsi de définir les paramètres de l'irradiation (J), où;

$$J = \frac{(e^{\lambda_s} - 1)}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)}$$

t_s étant l'âge connu du standard et $\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)$ étant le rapport du standard mesuré lors de l'analyse. Connaissant la valeur de J, on peut alors calculer l'âge inconnu (t_e) d'un échantillon par la formule suivante;

$$t_e = \left(\frac{1}{\lambda} \right) \ln \left(1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \right)$$

Plusieurs isotopes de l'argon sont naturellement présents dans un matériel datable. Il y a l'argon $^{40}\text{Ar}^*$ issue de la désintégration du ^{40}K et différents isotopes de l'argon atmosphérique; $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$, $^{38}\text{Ar}_{\text{atm}}$ et $^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}$. Suite à une irradiation, les transformations provoquées amènent une quantité supplémentaire ou l'apparition de nouveaux isotopes d'argon (Tableau 1.2): en particulier, le ^{40}K se transforme en ^{40}Ar , le ^{39}K en ^{39}Ar , le ^{40}Ca en ^{39}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar .

Atomes et réactions	Produit	États et productions secondaires
$^{40}\text{Ca}(\text{n}, \text{n}\alpha)$	^{36}Ar	Stable
$^{35}\text{Cl}(\text{n}, \gamma)$; $^{36}\text{Ar}(\text{n}, \text{p})$; $^{39}\text{K}(\text{n}, \alpha)$	^{36}Cl	Instable; \rightarrow ^{36}Ar (T = 3.10^5 ans)
$^{40}\text{Ca}(\text{n}, \alpha)$	^{37}Ar	Instable; \rightarrow ^{37}Cl (T = 35.1 jours)
$^{37}\text{Cl}(\text{n}, \gamma)$; $^{38}\text{Ar}(\text{n}, \text{p})$; $^{41}\text{K}(\text{n}, \alpha)$	^{38}Cl	Instable; \rightarrow ^{38}Ar (T = 37.5 minutes)
$^{39}\text{K}(\text{n}, \text{d})$	^{38}Ar	Stable
$^{39}\text{K}(\text{n}, \text{p})$; $^{42}\text{Ca}(\text{n}, \alpha)$	^{39}Ar	Instable; \rightarrow ^{38}K (T = 265 ans)
$^{40}\text{K}(\text{n}, \text{p})$; $^{43}\text{Ca}(\text{n}, \alpha)$	^{40}Ar	Stable
$^{40}\text{Ar}(\text{n}, \gamma)$; $^{41}\text{K}(\text{n}, \text{p})$; $^{44}\text{Ca}(\text{n}, \alpha)$	^{41}Ar	Instable; \rightarrow ^{41}K (T = 1.82 heures)

Tableau 1.2 : Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation d'un échantillon (d'après Brereton, 1970).

La composition des isotopes de l'argon présents dans l'échantillon s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{array}{l} {}^{40}\text{Ar}_m = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_K + {}^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} \\ {}^{39}\text{Ar}_m = {}^{39}\text{Ar}_K + {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}} \\ {}^{38}\text{Ar}_m = {}^{38}\text{Ar}_K + {}^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}} + {}^{38}\text{Ar}_{\text{atm}} \\ {}^{37}\text{Ar}_m = {}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} \\ {}^{36}\text{Ar}_m = {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}} + {}^{36}\text{Ar}_{\text{Cl}} + {}^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} \end{array}$$

Tableau 1.3 : Provenance des différents isotopes de l'argon lors d'une analyse.

m= mesuré; atm= atmosphérique; le suffixe désignant la provenance (ou l'élément père) et le signe * signifiant le produit d'une désintégration radioactive.

Le rapport $\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right)$ de l'échantillon devient ainsi;

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{Atm}} \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{Atm}} \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m}{1 - \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m} - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_K$$

avec Ca= issu du calcium pendant l'irradiation, rapport déterminé sur des sels (CaF_2) ou silicates de calcium et K= issu du potassium, rapport déterminé sur des sels (K_2SO_4) ou silicates de potassium.

Certains termes sont calculés en utilisant des rapports isotopiques connus de l'argon atmosphérique, tel;

$$\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{Atm}} = 295.5$$

ainsi que des rapports calculés à l'aide de sels ou silicates de calcium et de potassium qui sont irradiés en même temps que les échantillons ou dans les mêmes conditions et ainsi permettent de corriger les interférences produites par les isotopes de potassium et calcium (Brereton, 1970). Nous avons utilisé les rapports d'interférences suivants :

$$\left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} = 2.79 \times 10^{-4}, \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} = 7.06 \times 10^{-4}, \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_K = 3.02 \times 10^{-2}$$

Ces rapports ne tiennent pas compte de la discrimination de masse du spectromètre qui est régulièrement contrôlée au moyen de calcul de rapport d'air ambiant.

1.6.2.2 Méthodes d'extraction et mode de présentation

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ utilise plusieurs procédés de chauffage et d'extraction des gaz: (1) par fusion totale de l'échantillon, ce qui permet d'obtenir un âge apparent global (se rapprochant du niveau d'information et de précision obtenus par la méthode K-Ar classique); (2) par points de fusion ou d'abrasion au laser (*laser spot fusion*) permettant d'obtenir plusieurs âges sur un même cristal par la fusion et l'analyse de plusieurs points dont la taille varie environ de 20 à 150 μm ; (3) la méthode par paliers de température ("step-heating" ou "incremental heating" technique) sur population de minéraux par four à induction en chauffant et analysant par incrément de température; ou (4) comme dans le cas de cette étude, en chauffant à l'aide d'un laser continu par paliers de température (ou étapes) un seul cristal. Chaque incrément de température fait l'objet d'analyse du mélange gazeux, du calcul du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ et donc d'un âge apparent.

L'argon libéré aux étapes de basses températures correspond habituellement à des sites cristallins peu rétentifs ou les sites les plus externes de cristaux. Par contre, celui extrait aux étapes de plus hautes températures correspond généralement à des sites rétentifs ou aux cœurs des cristaux. Lorsque l'échantillon n'a subi aucune perturbation, les rapports $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ seront constants à chaque palier et les âges apparents seront donc identiques. Ainsi, toutes perturbations liées, par exemple, à une période de réchauffement ou de déformation (i.e., remise à zéro partielle du système isotopique), à de l'excès ou perte d'argon, ou à une contamination atmosphérique peuvent potentiellement être décelées.

Le mode de présentation de données le plus utilisé est le spectre d'âge (Turner et al., 1966). Les âges apparents sont reportés en fonction des fractions cumulées d' ^{39}Ar dégazé à chaque palier de température. On obtient un âge dit "âge plateau" quand une fraction importante d'un spectre d'âge composée par les fractions contiguës de gaz (ou étapes) n'ont pas de différence d'âge à un niveau de confiance de 95% avec l'âge plateau. Les critères minimums décrivant un âge plateau diffèrent grandement dans la littérature. Dans cette étude, un âge plateau doit comporter un minimum de trois étapes contiguës

représentant plus de 70% du total de ^{39}Ar dégazé. Un "pseudo-plateau" rempli les mêmes conditions, mais avec moins de 70% du total de ^{39}Ar dégazé. Un diagramme complémentaire, le $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ versus ^{39}Ar dégazé est utile dans l'interprétation des spectres d'âge de phases minérales riches en calcium, comme l'amphibole calcique. Le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ calculé est directement proportionnel au rapport Ca/K de l'échantillon et donc, permet parfois de mettre en évidence la présence de mélanges de phases. Par exemple, des phases potassiques comme la biotite, provenant de produits d'altération ou de rétro-morphose de l'amphibole peuvent provoquer des variations importantes du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Dans certains cas, on observe une corrélation directe entre les âges apparents et le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, ce qui permet parfois de dater la phase minérale originale et la phase d'altération.

1.6.2.3 Interprétation des données géochronologiques

Notion de fermeture isotopique

L'application de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et l'interprétation des données sont basées sur le concept de fermeture des systèmes isotopiques ("blocking temperature" de Jäger, 1967; "isotopic closure" de Dodson, 1973). Celui-ci postule qu'au cours de leur refroidissement, les minéraux cessent la diffusion de l'argon (i.e., l'échange d'isotope avec le milieu environnant) à des températures spécifiques pour chaque espèce minérale et enregistrent donc un âge correspondant à sa température de fermeture. En théorie, il est dit que la composition isotopique du minéral demeure inchangée si, et seulement si, la température ambiante demeure sous sa température de fermeture. Cette hypothèse fût formulée suite aux travaux de Jäger (1967) dans les Alpes centrales, mais est maintenant appliquée universellement aux autres orogènes. Toutefois, plusieurs études récentes indiquent que d'autres facteurs que la température (i.e., phénomènes de circulation de fluides, de déformation et recristallisation des minéraux) contribuent fréquemment à invalider les prémisses de base du concept de fermeture isotopique et favorisent donc l'ouverture du système isotopique (e.g., Dunlap, 1997; Villa, 1998).

Excès, héritage et perte d'argon

Contrairement à la méthode K-Ar classique, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température permet généralement de mettre en évidence des phénomènes de perte d'argon ou la présence d'excès ou d'héritage d'argon. L'excès d'argon au sens large se définit comme ne provenant pas de la désintégration radioactive in situ du ^{40}K et produit des rapports isotopiques donnant des âges apparents anormalement anciens (Harrison et McDougall, 1981; McDougall et Harrison, 1988). Cet argon étranger peut être subdivisé selon son origine en argon hérité, c'est à dire stocké à l'intérieur du minéral avant le début de la désintégration in situ normale, ou en excès sensu stricto, de source extérieure au minéral daté, transporté par des fluides ou provenant de minéraux voisins et intégré lors ou après la désintégration in situ normale (Lanphere et Dalrymple, 1976). L'argon étranger peut se loger dans des sites peu rétentifs (i.e., partie superficielle, déformée ou altérée) ou très rétentifs se manifestant lors de l'analyse aux étapes de basses et/ou hautes températures. Ce phénomène produit fréquemment des spectres d'âge ayant la forme d'une selle (*saddle-shaped spectrum*). Il est cependant à noter que cette forme de spectres n'est pas exclusivement attribuable à la présence d'excès d'argon et peut, au contraire, aussi être signe d'une perte d'argon (Maluski, 1978). Il est également possible qu'un minéral comme la biotite (e.g., Foland, 1983) ou la phengite (e.g., Ruffet et al., 1995) contenant de l'argon en excès produisent des spectres plats ne permettant pas la détection d'argon étranger. La présence d'excès d'argon est fréquente dans le feldspath et la biotite, mais se retrouve aussi parfois dans le mica blanc et l'amphibole (Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988).

Les pertes d'argon ont pour effet de donner des âges apparents plus jeunes que l'âge de fermeture isotopique initiale du minéral affecté. La perte peut s'effectuer sous l'effet d'événements perturbateurs d'origine thermique (e.g., métamorphisme superposé ou de contact) ou tectonique (déformation et/ou recristallisation dynamique) et par l'altération (Montigny, 1985). Les perturbations dues à la déformation, la recristallisation ou l'altération des échantillons sont beaucoup plus efficaces que les perturbations essentiellement thermiques (i.e., réchauffement statique, perte d'argon par diffusion) qui

produisent rarement la remise à zéro totale du système isotopique du cristal (Hames et Cheney, 1997). Les spectres d'âge correspondants montrent généralement une forme en escalier ("staircase-shaped"), c'est-à-dire une augmentation des âges apparents avec l'augmentation de la température de dégazage (i.e., en fonction du cumul des fractions de $^{39}\text{Ar}_k$ dégazé). Idéalement, les âges apparents des étapes de basse température tendent par excès vers l'âge de la perturbation alors que ceux des étapes de haute température procurent une estimation par défaut de l'âge de fermeture isotopique initiale de l'échantillon. Si l'événement perturbateur est important en durée ou intensité, il peut provoquer la perte totale de l'argon radiogénique initial et ainsi produire une remise à zéro du système isotopique. Il est important de mentionner que les spectres en forme d'escalier peuvent également être le produit d'un refroidissement très lent ($\sim 5^\circ\text{C}/\text{Ma}$) et donc, de longue durée (*slow cooling spectra*; McDougall et Harrison, 1988 et références ci-jointes). Dans ces cas et contrairement aux pertes d'argon indiquant un événement perturbateur, les âges apparents de basse température reflètent plutôt la cessation de la période de refroidissement extensive.

Rôle de la déformation et de la recristallisation

Traditionnellement dans la littérature, la majorité des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont interprétées en terme d'âge de refroidissement (i.e., passage à la température de fermeture isotopique). Au sein de terrains polytectonisés, une interprétation alternative, souvent ignorée, est que certains échantillons déformés et/ou recristallisés sous leur température de fermeture isotopique n'enregistrent pas un âge de refroidissement (fermeture isotopique classique), mais plutôt l'âge d'une (re)cristallisation (Chopin et Maluski, 1980; Wijbrans et McDougall, 1986; Kligfield et al., 1986; Dunlap et al., 1991; West et Lux, 1993; Dunlap, 1997; Hames et Cheney, 1997; Villa, 1998; chap. 4). Malgré l'interaction des phénomènes, la déformation favorise la recristallisation dynamique et la partition des grains, tandis que les fluides provoquent une recristallisation plutôt statique. En fait, parmi les facteurs tels que la température, la déformation ou la présence de fluides, la température est rarement l'élément déterminant de la présence ou l'absence d'échanges isotopiques (Chopin et Maluski, 1980; Hames et Cheney, 1997; Villa, 1998). La

déformation, fréquemment hétérogène se manifeste à plusieurs échelles : à l'échelle kilométrique, les zones de failles constituant des endroits favorables au transport de fluides métamorphiques ou météoriques; à l'échelle millimétrique, où elle joue un rôle sur la mobilité isotopique, grâce à la création de défauts cristallins.

Dans les roches métamorphiques du faciès des schistes verts, les micas syn-tectoniques, comme la muscovite et la phengite, peuvent fournir des âges se rapprochant des événements tectoniques et même documenter la progression de la déformation (e.g., Dunlap et al., 1991; West et Lux, 1993). La présence de plusieurs générations ou sous-grains de micas blancs, induits par des événements superposés, produit fréquemment des spectres d'âge en forme de selle (Wijbrans et McDougall, 1986; Dunlap et al., 1991; Cheilletz et al., 1999). Une telle forme de spectre peut être interprétée en segmentant le spectre en domaines ou pulses de dégazage (Cheilletz et al., 1999; Ruffet et al., 1998; Tremblay et al., 2000) : le domaine des étapes de moyenne température, représentant la base du spectre en selle correspondrait au dégazage principal de la phase néo- ou recristallisée. Cette fraction de dégazage peut être synchrone à celui d'une partie de la phase minérale originelle (préexistante) procurant ainsi une estimation par excès de l'âge de la déformation. Le dégazage de la phase originelle se ferait principalement aux étapes de haute température. L'apport de gaz de la phase recristallisée (ou néoformée) étant en diminution ou terminée, ces étapes tendent à se rapprocher de l'âge de la phase originelle. Le domaine des étapes de basse température peut représenter le dégazage d'argon radiogénique ou hérité provenant des portions déformées de la phase originale, au sein desquelles la présence de défauts cristallins, très peu rétentifs, facilitent le dégazage. Des différences chimiques marquées entre les différentes phases minérales (e.g., phengite versus muscovite) de tels échantillons recristallisés peuvent être décryptées lors d'une étude microstructurale et par microsonde. Il est toutefois probable, dans certains cas, que la recristallisation n'implique pas de changement chimique perceptible (i.e., recristallisation isochimique).

1.6.2.4 Caractéristiques des minéraux analysables par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

En principe, tous les minéraux contenant du potassium peuvent être datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les minéraux les plus utilisés pour l'étude de terrains métamorphiques de grade des schistes verts et des amphibolites sont la muscovite, la biotite et l'amphibole.

La composition de la muscovite $[\text{K}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4]$ est idéale puisque ce minéral, relativement stable sous différentes conditions de pression-température (McDougall et Harrison, 1988) contient jusqu'à 9,7% de potassium et est abondant dans la plupart des terrains métamorphiques. La muscovite possède de plus de bonnes qualités de rétention de l'argon radiogénique. La température de fermeture isotopique de l'argon dans son réseau cristallin est d'environ $350\pm 50^\circ\text{C}$ pour un taux de refroidissement moyen ($\sim 10^\circ\text{C}/\text{Ma}$; Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988; et références ci-jointes). Par contre, une étude critique sur le sujet (Villa, 1998) réévalue cette température de fermeture à $\sim 500^\circ\text{C}$. La muscovite définit fréquemment les fabriques structurales des roches métamorphiques du faciès des schistes verts et selon le contexte tectonométamorphique de l'échantillon, leur analyse permet donc d'obtenir des âges datant soit une phase de déformation ou le refroidissement post-métamorphique. La muscovite est généralement moins portée que la biotite à incorporer de l'excès d'argon (McDougall et Harrison, 1988).

La composition en potassium de la biotite est variable (entre 7% et 9%). Les résultats issus de biotites doivent être interprétés avec précaution car la biotite incorpore parfois des excès d'argon. La température de fermeture isotopique de l'argon dans la biotite est approximativement de $300\pm 50^\circ\text{C}$ (Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988; et références ci-jointes), mais pourrait atteindre 450°C (Villa, 1998). Cette plus faible température de fermeture rend la biotite plus sensible aux perturbations thermiques.

L'amphibole comporte plusieurs variétés qui contiennent le potassium dans des proportions variant entre 0,1% et 2%. L'amphibole a une très bonne capacité de rétention de l'argon, contient relativement peu d'argon atmosphérique et possèdent une température

de fermeture de $500\pm 50^\circ\text{C}$, pour un taux moyen de refroidissement (Harrison et McDougall, 1980; $550\text{-}650^\circ\text{C}$ selon Villa, 1998). Étant donné cette température de fermeture relativement élevée, l'amphibole permet fréquemment de dater le pic métamorphique des terrains métamorphiques du grade des schistes verts.

1.6.2.5 La procédure analytique

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à sonde laser comporte les étapes suivantes : le choix de l'échantillon à dater, la séparation minérale, l'irradiation, l'extraction et l'analyse de l'argon (par paliers de température), le traitement des données, le calcul de l'âge et surtout l'interprétation des résultats.

L'échantillon est choisi selon l'intérêt de son contexte structural et métamorphique et sa composition minérale. L'étude microscopique d'une lame mince issue de l'échantillon est donc essentielle. La séparation minérale consiste à broyer et à séparer différentes fractions de l'échantillon afin de déterminer, avec l'étude microscopique, la taille idéale pour obtenir des cristaux individuels, laquelle se situe communément entre 0.250 et 1 mm. Une quantité suffisante de cristaux, préférablement automorphes et non-altérés est choisie à l'aide d'un microscope binoculaire. Les cristaux sont ensuite nettoyés, enveloppés en petits paquets dans un papier d'aluminium pur et sont chargés avec les échantillons standards (moniteurs) dans un tube d'aluminium. La distribution des paquets dans le tube est un empilement vertical, en alternance avec les moniteurs, ce qui permet de contrôler de façon précise le flux vertical durant l'irradiation, en mesurant les rapports isotopiques des moniteurs intercalés. Le moniteur utilisé lors de cette étude est l'amphibole Hb3gr datée à 1071.7 ± 5.4 Ma (Zartman, 1964; Turner et al., 1971; Roddick, 1983). Les échantillons et les standards ont été irradiés en position 5C dans le réacteur nucléaire de l'Université McMaster (Hamilton, Ontario) pour une durée de 70 heures, recevant ainsi un flux total de 9×10^{18} n cm^{-2} . Les échantillons sont ensuite chargés et analysés dans une ligne d'extraction en acier inoxydable couplée à un spectromètre de masse (Fig. 1.8). L'analyse comprend successivement le chauffage de l'échantillon à l'aide d'un laser continu, la purification du gaz et son analyse à l'aide du

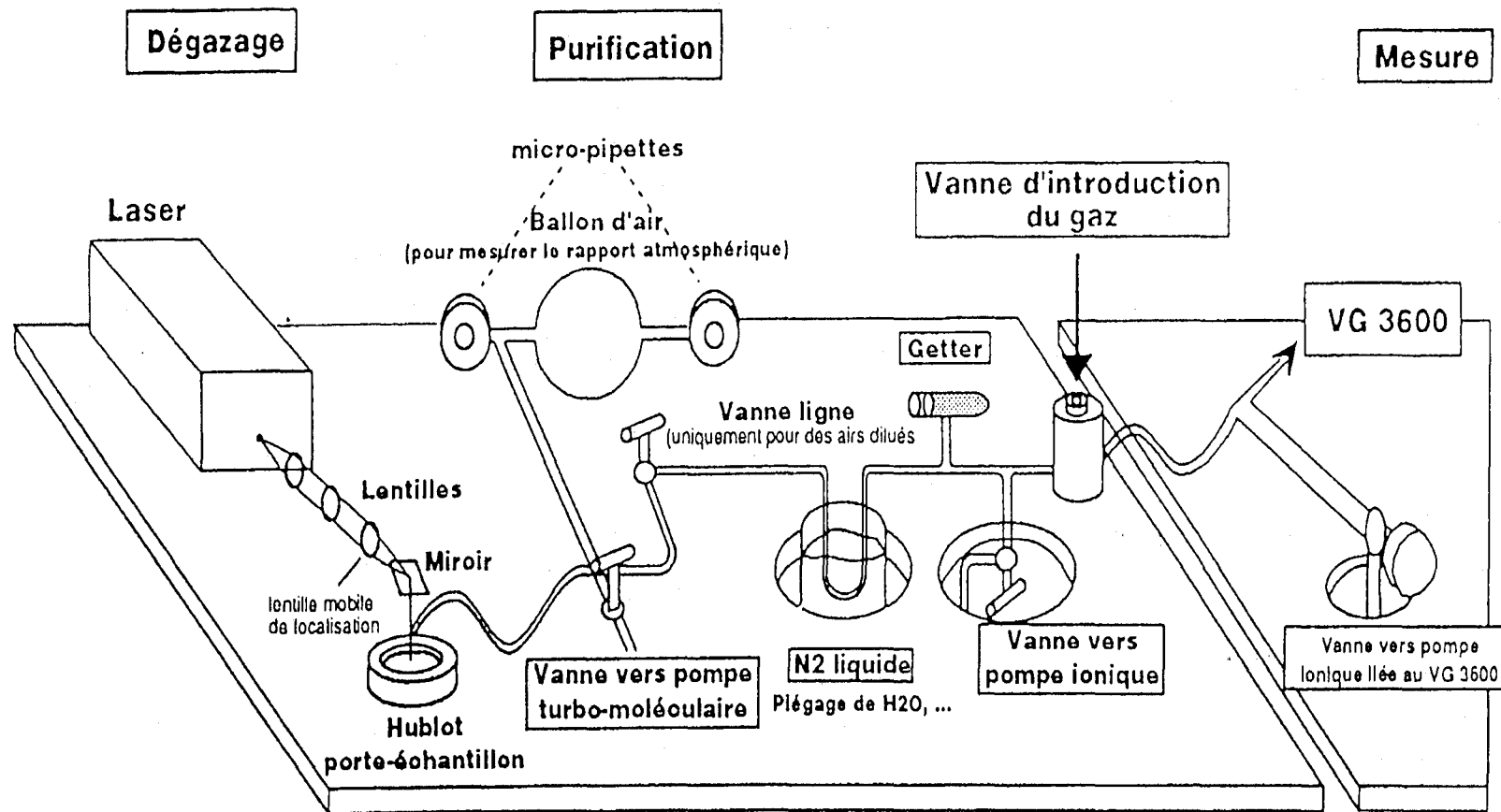


Figure 1.8: Schéma de l'appareillage de la ligne de dégazage, de purification et de mesures des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

spectromètre de masse. Les analyses sont effectuées en utilisant un laser continu de type argon (Coherent Innova[®] 70-4) de puissance maximale de 6W. Le faisceau est dirigé par un système optique vers l'échantillon situé dans une chambre à hublot en pyrex ultra-vidé. Le diamètre du faisceau est ajusté à deux fois la taille de l'échantillon afin d'obtenir une température homogène sur l'ensemble de celui-ci. La ligne de purification des gaz comprend un Getter SAES GP10W utilisant un alliage de ZrAl chauffant à 400°C, ainsi qu'un piège d'azote liquide à -180°C. Chaque étape dure 3 min 40 s, dont 3 minutes de purification incluant 1 minute de chauffage et 40 secondes pour permettre la détente du gaz dans le spectromètre de masse. L'analyse des isotopes est exécutée à l'aide d'un spectromètre de masse (VG3600[®]) comprenant deux types de détecteurs d'ions : un photomultiplicateur d'électrons (couplé à un système Daly[®]) et un collecteur (i.e., cage de Faraday). L'analyse comporte 11 mesures consécutives de tous les isotopes de l'argon. Des mesures de blancs (bruits de fond) de la ligne d'extraction et de purification sont effectuées toutes les 3 étapes d'analyse et sont soustraites des résultats des étapes ultérieures. Le calcul de l'âge prend en considération les corrections de discrimination de masse isotopique du spectromètre (établie grâce à l'analyse d'air atmosphérique), des interférences isotopiques du K, Ca et Cl et de la contamination atmosphérique. Le calcul d'erreur prend en compte l'erreur sur les isotopes individuels mesurés sur l'échantillon et les blancs, l'erreur due à la contamination atmosphérique et aux isotopes d'interférences, l'erreur sur la discrimination de masse du spectromètre et l'erreur des rapports mesurés sur les moniteurs. Le traitement des données, les corrections et le calcul de l'âge et son erreur sont effectués à l'aide d'un système informatique.

1.7 CONTRIBUTIONS ET APPORTS À L'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES

Cette thèse est la première étude régionale utilisant la méthode géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spécifiquement centrée sur l'étude du métamorphisme régional et de la déformation au sein des Appalaches du Québec. Elle a permis d'établir une systématique logique entre les résultats géochronologiques et les différentes phases tectonométamorphiques régionales. Cette thèse contribue à mieux comprendre l'évolution structurale, métamorphique et géochronologique de la zone de Humber interne du sud du Québec et ainsi de préciser et raffiner les modèles d'évolution tectonique de l'orogène. Elle permet de rétablir le niveau de connaissances géochronologiques avec celui des Appalaches de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Angleterre. De façon plus détaillée, celle-ci a permis de :

- Préciser la nature et la chronologie des structures à vergence sud-est et ce d'un point de vue cinématique et géochronologique.
- Mettre en évidence trois épisodes tectonométamorphiques, tectoniquement et géochronologiquement distincts et de déterminer leur zone d'influence dans la région d'étude :
 - L'épisode taconien classique, régionalement développé, daté de l'Ordovicien moyen (462 ± 3 Ma).
 - L'épisode Silurien/Dévonien précoce (431-411 Ma) responsable de la déformation à vergence sud-est, restreint à l'anticlinorium des monts Notre-Dame et à ses flancs.
 - L'épisode acadien, peu pénétratif est daté au Dévonien moyen à tardif (376-387 Ma).
- Mieux comprendre l'origine et le mécanisme de formation des bassins successeurs siluro-dévonien de la ceinture de Gaspé par la caractérisation tectonique et géochronologique des structures en extension récemment mises à jour.
- Proposer des modèles d'évolution tectonique de la zone de Humber interne qui intègrent toutes les données structurales, métamorphiques et géochronologiques.

Le chapitre 2 (Pinet et al., 1996a) documente et propose une explication pour la présence de structures à vergence sud-est dans la zone de Humber interne du sud du Québec. La faille Bennett, étant l'une de ces structures, était localement décrite, mais son étendue et sa signification tectonique étaient inconnues. Ce chapitre permet de mettre à jour la dualité de vergence structurale au sein de la zone de Humber interne, c'est à dire les plis et failles de chevauchement à vergence nord-ouest couplées au métamorphisme régional taconien et un épisode subséquent à vergence inverse (i.e., sud-est), possiblement rétrochevauchante et associée à un rétro-métamorphisme localisé. Il est proposé que cette double vergence structurale ait pu être causée par la formation et la progression d'un poinçon tectonique composé de socle grenvillien situé sous l'axe de l'anticlinorium des monts Notre-Dame.

Le chapitre 3 (Castonguay et al., 1997) présente la première mise en évidence d'événements d'âge Silurien/Dévonien précoce et Ordovicien moyen dans la zone de Humber interne du sud du Québec. Les deux groupes de données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont interprétés comme intimement reliés aux deux épisodes structuro-métamorphiques présents dans la zone interne. Des données sur muscovites variant entre 468 et 461 Ma sont comparables aux données publiées en Nouvelle-Angleterre et caractérisent le métamorphisme associé à l'orogénie taconienne dans le sud du Québec. D'autres données, variant entre 425 et 421 Ma (fourchette d'âges issue de données préliminaires) proviennent de muscovites génétiquement associées aux fabriques des structures à vergence sud-est. Ces deux groupes d'âges sont géographiquement séparés par la faille St-Joseph, une faille normale à fort pendage sud-est. Il est permis de penser que les failles Bennett et St-Joseph ont ainsi joué un rôle majeur dans l'évolution tectonique de la zone de Humber interne dans le sud du Québec. Deux modèles sont proposés pour l'évolution silurienne : le premier, essentiellement en compression, illustre une période de rétrochevauchement le long du flanc nord-ouest de l'AMND synchrone ou précédant le développement de la faille St-Joseph sur le flanc sud-est et ce en réponse à la création et la propagation d'un poinçon tectonique

de socle grenvillien situé sous l'AMND. Le deuxième modèle illustre quant à lui une période d'effondrement orogénique post-taconienne, lors de laquelle la faille Bennett représente un détachement en extension génétiquement associé à la faille St-Joseph, et progressivement plissé en réponse au rebondissement isostatique causé par l'excision de la croûte moyenne.

Le chapitre 4 (Castonguay et al., en révision) présente, analyse et interprète en profondeur l'ensemble des données géochronologiques obtenues. La qualité de ces données géochronologiques est renforcée par le fait qu'elles proviennent de trois types de minéraux : la biotite, l'amphibole et la muscovite. Bien que les biotites montrent des spectres d'âge irréguliers, elles présentent des âges qui sont compatibles avec les données sur muscovites. Les données sur amphiboles procurent des informations critiques sur l'évolution tectonométamorphique précoce de la zone interne. Les spectres d'âge montrent des évidences de polymétamorphisme avec un événement prograde à l'Ordovicien moyen (462-460 Ma) et une période de rétro-morphose et recristallisation durant le Silurien (429-424 Ma). De façon similaire, les données sur muscovites se séparent en deux groupes d'âge : des âges Ordovicien moyen (469-461 Ma) provenant d'échantillons des fenêtres structurales au sud-est de la faille St-Joseph et Silurien/Dévonien précoce (431-411 Ma) issus d'échantillons de l'AMND et de ses flancs. Le traitement statistique des âges apparents des données siluro-dévoniennes sur muscovite semble montrer un rajeunissement moyen vers le sud-est à travers l'AMND. Cette observation est attribuée à la progression de la déformation durant l'activité tectonique silurienne de la faille Bennett vers la faille St-Joseph. En effet, l'analyse en profondeur de l'ensemble des données siluro-dévoniennes sur muscovites permet de réinterpréter ces résultats comme enregistrant une recristallisation associée à une période de déformation, plutôt qu'à un refroidissement post-métamorphique comme envisagé avec les données préliminaires du chapitre 3. Les données ordoviciennes sur muscovites et amphiboles démontrent clairement que l'épisode métamorphique taconien est pénétratif et régionalement développé au sein de la zone de Humber interne. De plus, les données indiquent que l'épisode d'âge

Silurien/Dévonien précoce ne semble pas avoir affecté les roches de la zone de Humber situées dans le toit de la faille St-Joseph.

Le chapitre 5 présente la synthèse de l'étude et compare les résultats et les modèles existants provenant des Appalaches des régions avoisinantes. Les données structurales, métamorphiques et géochronologiques sont revues afin de discuter de l'évolution tectonique des Appalaches du sud du Québec, de l'Ordovicien moyen au Dévonien précoce. Les deux modèles présentés précédemment sont repris, discutés et critiqués. Notamment, dans le cadre du modèle d'effondrement tectonique (modèle 2), la géométrie et les caractéristiques des structures de la région d'étude sont comparées à celles des *metamorphic core complex* des cordillères. Les caractéristiques tectoniques de la région d'étude sont ensuite comparées à celles des Appalaches de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Angleterre afin d'y souligner des similitudes intéressantes et de permettre une meilleure compréhension globale de l'évolution de l'orogène.

1.7.1 Contributions de l'auteur

L'essentiel du contenu scientifique des quatre articles et des travaux qu'ils sous-tendent est l'œuvre de l'auteur. Les travaux de terrain, incluant la collecte de données lithostratigraphiques, structurales, métamorphiques et d'échantillons destinés à la géochronologie ont été effectués par l'auteur. Toutes les étapes des travaux de géochronologie, incluant le broyage, la séparation minérale et la grande majorité des analyses géochronologiques sont aussi l'œuvre de l'auteur. Les analyses chimiques par microsonde ont été effectuées par John Stirling, minéralogiste à la Commission Géologique du Canada à Ottawa. Par contre, le choix des échantillons et des points d'analyse, ainsi que l'interprétation des données chimiques ont été faits par l'auteur.

L'idée originale, les figures et le premier jet de l'article du chapitre 2 sont l'œuvre de Nicolas Pinet. Par contre, l'auteur a contribué au contenu scientifique du manuscrit par

l'ajout de données, d'observations et d'interprétations critiques et a permis d'amener à son terme la rédaction, le processus de révision et de publication de celui-ci. Le chapitre 1 et les articles des chapitres 3, 4 et 5 ont été élaborés et écrits par l'auteur. Les différents coauteurs de ces derniers articles ont contribué de façon notable à la clarté et à la cohérence des manuscrits. En particulier, Alain Tremblay et Nicolas Pinet pour les aspects tectoniques et géologiques des Appalaches, et Gilles Ruffet pour son apport essentiel à l'interprétation géochronologique des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Toutefois, l'ensemble du contenu scientifique de cette thèse reflète le niveau de compréhension de l'auteur et celui-ci en prend pleine responsabilité.

1.7.2 Autres contributions

Plusieurs publications (articles, résumés de conférence et d'affiche et des livrets-guides d'excursions géologiques) font également foi de l'évolution de cette thèse et de son apport à l'avancement des connaissances. En voici les références :

Article avec comité de lecture

Tremblay, A., Ruffet, G., et **Castonguay, S.**, 2000, Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 136-146.

Livrets-Guides d'excursion

Tremblay, A., et **Castonguay, S.**, 1999, Is the Southern Quebec Humber Zone a Silurian Metamorphic Core Complex?: CSTG annual meeting, Canadian Structural and Tectonic Group, Field Trip Guidebook, 31p.

Tremblay, A., et **Castonguay, S.**, 1998, Stratigraphic and structural transect across the southern Quebec Appalachians: GAC/MAC Joint Annual Meeting, Geological Association of Canada, Field Trip B6 Guidebook, 49 p.

Tremblay, A., et **Castonguay, S.**, 1995, Transect across the southern Quebec Appalachians: Phanerozoic analogue of Precambrian greenstone belt: Open File 3140, Geological Survey of Canada, 49 p. (also Precambrian '95 Conference, Field Trip Guidebook, Montreal, Quebec).

Contributions avec comité de lecture

Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., et Féraud, 1998, Age constraints on metamorphism and syn-compressional extension in the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians: Program and Abstracts, GAC/MAC Annual meeting, Geological Association of Canada, v. 23, p. A28.

Contributions avec comité de lecture (suite)

Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., et Féraud, 1997, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic and structural study of the internal part of the Laurentian margin, Quebec Appalachians: From Ordovician construction to Silurian exhumation: EUG 9 meeting, European Union of Geosciences, Abstracts, p.332.

Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud., G., et Sosson, M., 1995, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of Taconian deformation and metamorphism along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians, Canada: Middle Ordovician and Silurian: GSA annual meeting, Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 27, p. A225.

Castonguay, S., Tremblay, A., et Pinet, N., 1995, Evidence for late-Taconian backthrusting in the Taconian internal zone of the Quebec Appalachians: upper crustal response to tectonic wedging of basement rocks: GAC/MAC Joint Annual meeting, Geological Association of Canada, Program and Abstracts, v. 20, p. A14.

Ruffet, G., Cheilletz, A., Castonguay, S., et Féraud, G., 1998, Effects of deformation and recrystallization on the K-Ar isotopic system of white micas: a model of interpretation: Mineralogical Magazine, v. 62A, parts 1-3; Goldschmidt Conference 1998, Abstract, v. 3/3, p. 1301-1302.

Tremblay, A., Ruffet, G., et Castonguay, S., Féraud, G., 1998, Structural style and regional metamorphism of the Acadian orogen in southern Quebec and New England, northern Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism: GSA annual meeting, Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 30, p. A191.

Tremblay, A., Castonguay, S., Ruffet, G., et Féraud, 1997, Silurian deformation and metamorphism of the Laurentian margin, Canadian Appalachians: Compressional or extensional?: EUG 9 meeting, European Union of Geosciences, Abstracts, p.331.

Autres contributions

Castonguay, S., 1999, Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian/Early Devonian exhumation of the internal Humber zone : CSTG Annual Meeting, Program and Abstracts, p. 36-37.

Castonguay, S., 1999, Évolution tectonique et géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du domaine interne de la zone de Humber, Appalaches du Québec: structuration ordovicienne et exhumation siluro-dévonienne : Journée Sciences de la terre, INRS-Géoresources/Université Laval, Programme et recueil de résumés, p. 16.

DEUXIÈME PARTIE

ARTICLES



Chapitre 2

THRUSTING AND BACK THRUSTING IN THE TACONIAN INTERNAL ZONE, SOUTHERN QUEBEC APPALACHIANS.

Nicolas Pinet, Sébastien Castonguay and Alain Tremblay

INRS-Géoresources, Québec Geoscience Center

C.P. 7500, Sainte-Foy, Qc., G1V 4C7, Canada.

E-mail: scastong@nrca.gc.ca

Article soumis à la **Revue canadienne des sciences de la terre** en décembre 1995,
accepté en avril 1996 et publié en septembre 1996: vol. 33, no. 9, p. 1283-1293.

Résumé

Dans les Appalaches du Québec, les roches cambro-ordoviciennes appartenant à la paléo-marge continentale (zone de Humber) ont été principalement déformées lors de l'orogénie taconienne (Ordovicien moyen à Silurien précoce). Deux épisodes de déformation taconiens sont reconnus à l'ouest de l'axe de l'anticlinorium Sutton- monts Notre-Dame. Ils sont caractérisés par des failles et plis syn-métamorphiques à vergence nord-ouest (D_{1-2}) et par des rétrochevauchements à vergence sud-est (D_3) qui étaient peu documentés dans cette partie de l'orogène. Cette dualité de vergence structurale est probablement due à la formation progressive d'un poinçon tectonique composé de roches du socle, lors d'un raccourcissement taconien orienté principalement NO-SE. Dans les roches équivalentes de haut grade métamorphique de la Nouvelle-Angleterre, de tels structures rétrochevauchantes (D_3) sont probablement absentes car leur racine est située au-dessus de la surface d'érosion actuelle de cette partie des Appalaches.

Abstract

Cambro-Ordovician continental margin rocks of the Humber zone of the Quebec Appalachians were mainly deformed during the Taconian orogeny (Middle Ordovician to Early Silurian). Two Taconian deformational events are recorded west of the Sutton-Notre-Dame mountains anticlinorium axis. They are characterized respectively by northwest-directed faulting and syn-metamorphic folding (D_{1-2}) and by southeastward backthrusting motion (D_3); the latter deformation has previously been poorly documented in the Quebec Appalachians. This duality of structural vergence is probably induced by the progressive tectonic wedging of basement rocks during a nearly constant NW-SE Taconian shortening. In correlative higher grade metamorphic rocks of New England, backthrusting structures (D_3) have not been described and are most probably absent because their root zone is located well above the present-day erosional surface of that part of the Appalachian belt.

2.1 INTRODUCTION

Orogenesis in the southern Quebec Appalachians is the result of the overprint of Middle to Late Devonian Acadian deformation over Taconian deformation (St-Julien and Hubert, 1975). In this paper, Taconian deformation, in the classical sense of Dana (1895, p.386), is considered to include all deformational features that affect the Laurentian margin succession and which precede deposition of the Late Silurian to Middle Devonian rocks of the Connecticut Valley-Gaspé Belt. Taconian- and Acadian-related structural features show significant overlapping relationships (Tremblay and Pinet, 1994a) and the Quebec Appalachians can thus be regarded as the superposition of two tectonic wedges. Tremblay and Pinet (1994a) emphasized that in southern Quebec, the Baie Verte-Brompton Line (BBL; Williams and St-Julien, 1982; Fig. 2.1) grossly represents the limit between two structural-metamorphic domains: a Taconian-dominated domain to the northwest and an Acadian-dominated domain to the southeast. In this paper, we deal with structural relationships in Cambro-Ordovician rocks lying to the northwest of the BBL.

The Taconian external zone of southern Quebec is made up of a foreland succession involved in imbricated thrust nappes (St-Julien and Hubert, 1975). The SE-dipping Logan's Line (Fig. 2.1) marks the northwestern limit of the external zone and is believed to connect at depth to a décollement located at the top of the Grenvillian basement (St-Julien et al., 1983). In the external zone, the emplacement of thrust nappes was associated with the formation of fossiliferous olistostromal deposits which indicate that the deformation progressed westward in late Middle to Late Ordovician times (St-Julien and Hubert, 1975). The eastern boundary of the Taconian external zone corresponds to the Richardson fault (Fig. 2.1) along which structural slices of Grenvillian basement rocks are found (Vallières et al., 1978).

The Taconian internal zone (Fig. 2.1) includes both the continental rocks of the Humber zone and the ophiolitic and mélangé rocks of the Dunnage zone (Tremblay and Pinet, 1994a). In southern Quebec, Taconian metamorphism reaches upper greenschist

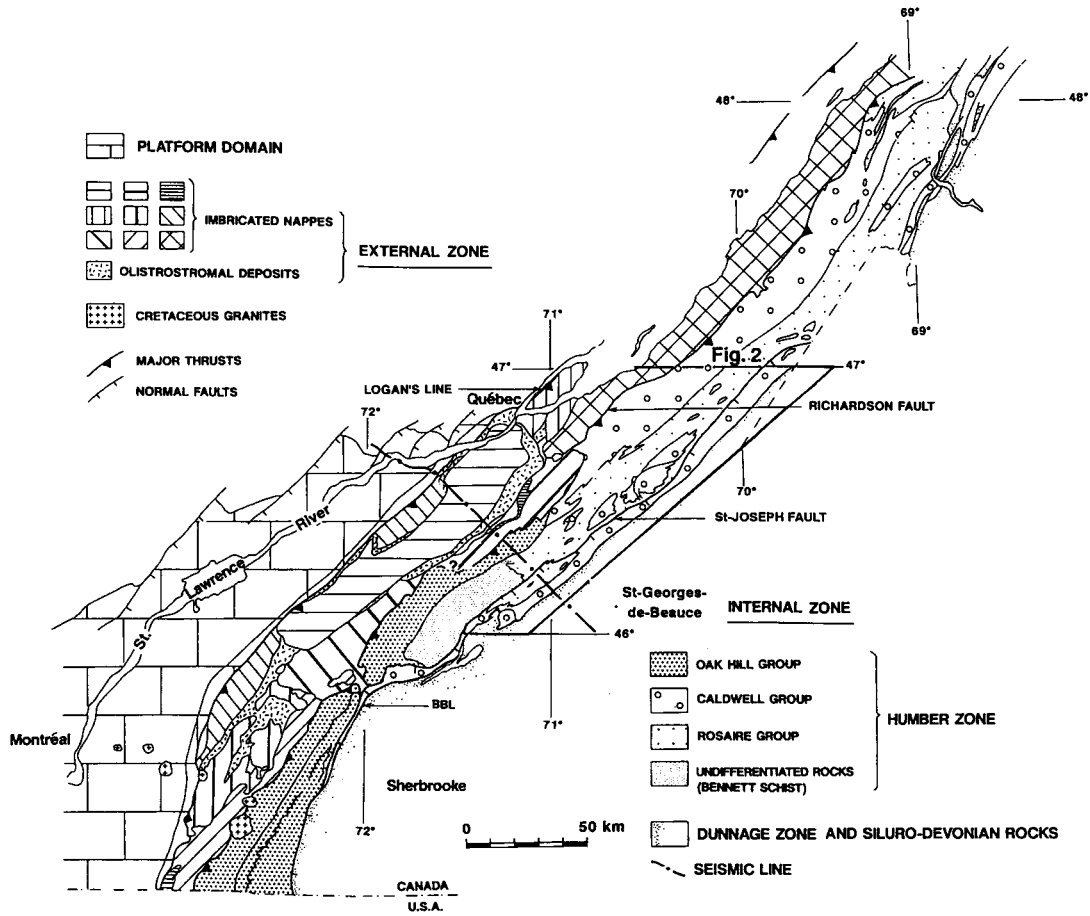


Fig. 2.1: Geologic map of the Humber zone in the southern Québec Appalachians. The map shows the imbricated nappe edifice of the Taconian external zone (adapted from St-Julien and Slivitzky, 1985) and the lithological distribution in the Taconian internal zone. The 2001 seismic profile is located on the map. See text for discussion. BBL, Baie Verte-Brompton line.

grade in the core of dome structures adjacent to the Baie Verte-Brompton Line (Sutton-Notre-Dame mountains anticlinorium; SNDA). This paper aims to document the structural and metamorphic history of rocks that belong to the Laurentian margin (Humber zone) of the Taconian internal zone, and to discuss its regional significance and tectonic implications. Our field work was mainly focused along the western flank of the SNDA (Fig. 2.2), where we recognize the existence of late Taconian backthrusts and backfolds that have previously been poorly documented in that area.

2.2 STRATIGRAPHY

Rock units of the studied area are divided into three main lithostratigraphic units (Figs. 2.2 and 2.3): the Oak Hill, Caldwell (and correlative St-Roch Group, see below) and Rosaire groups.

The Oak Hill Group (Fig. 2.3) represents the most complete rift-and drift-related sequence of the Laurentian margin preserved in the southern Quebec Appalachians. It records the progressive development of a continental shelf and slope system along a subsiding passive margin from Early Cambrian to early Middle Ordovician times (Charbonneau, 1980; Colpron, 1990; Marquis, 1991). It consists of mafic volcanics, calcareous rocks, quartzites and slates. The age of the lower unit of the Oak Hill Group (Early Cambrian) is defined by a U/Pb zircon age of 554 Ma from volcanic rocks of the Tibbit Hill Formation (Kumarapeli et al., 1989). The age of the upper part of the Oak Hill Group (Melbourne Formation) is believed to be late Arenigian to early Llanvirnian on the basis of conodonts described by Marquis and Nowlan (1991).

The Caldwell Group (Fig. 2.3) comprises quartzo-feldspathic greenish sandstone, which is associated with subordinate lava flows and interbedded red and green slates (St Julien, 1987; Cousineau, 1990). The abundance of coarse sandstone in poorly-sorted, meter-thick beds suggests a high-relief proximal source. A greenish mudrock ascribed to the top of the Caldwell Group was used as a stratigraphic marker during our study. In

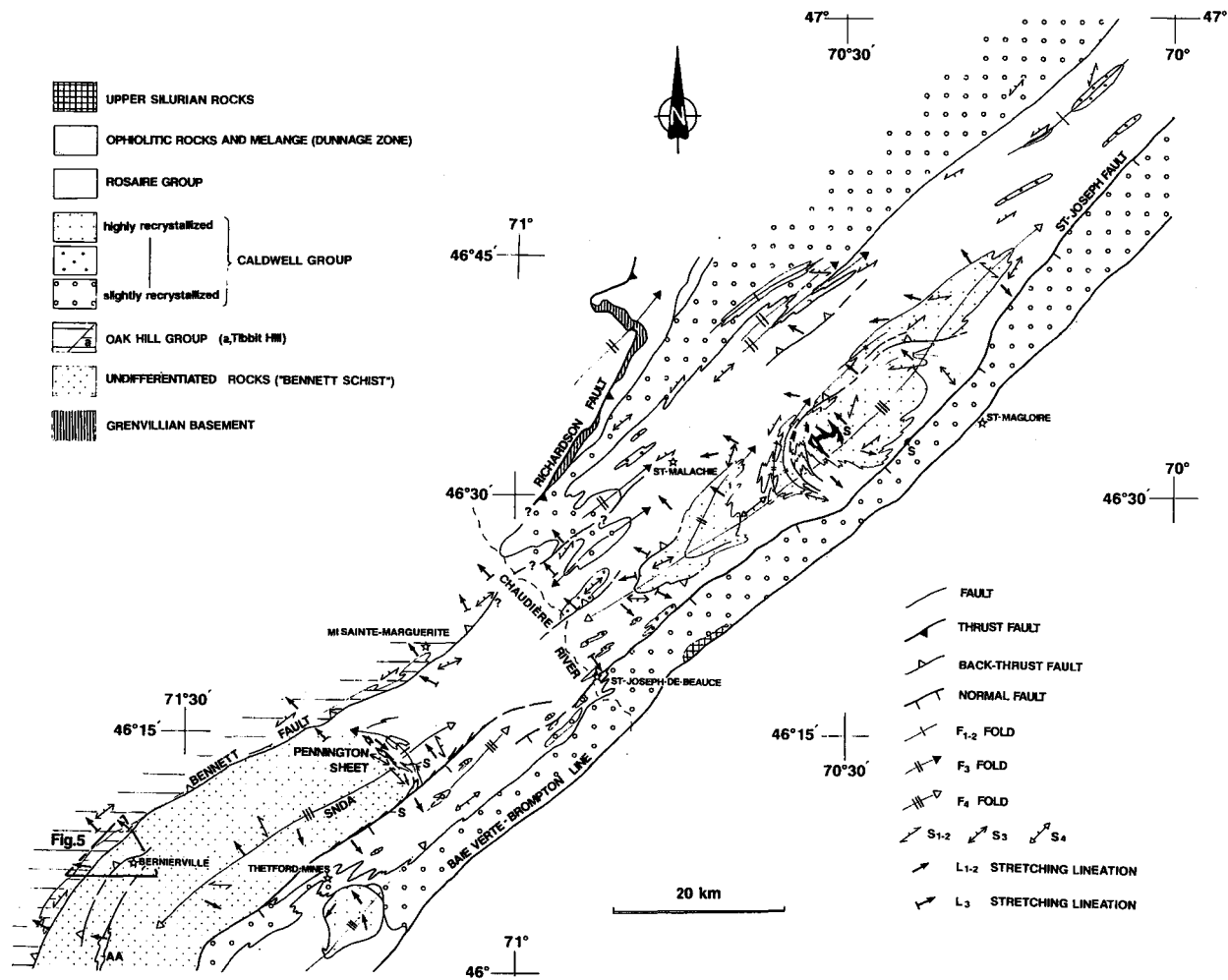


Fig. 2.2: Geologic map of the Taconian internal zone of parts of the southern Québec Appalachians (see Figure 1 for location). The Caldwell Group (and the correlative St-Roch Group) has been subdivided according to increasing metamorphism and recrystallization shown by these rocks. Geology from St-Julien and Slivitzky (1985) and this study. SNDA; Sutton-Notre-Dame mountains anticlinorium; AA, Arthabasca amphibolite; S, serpentinite.

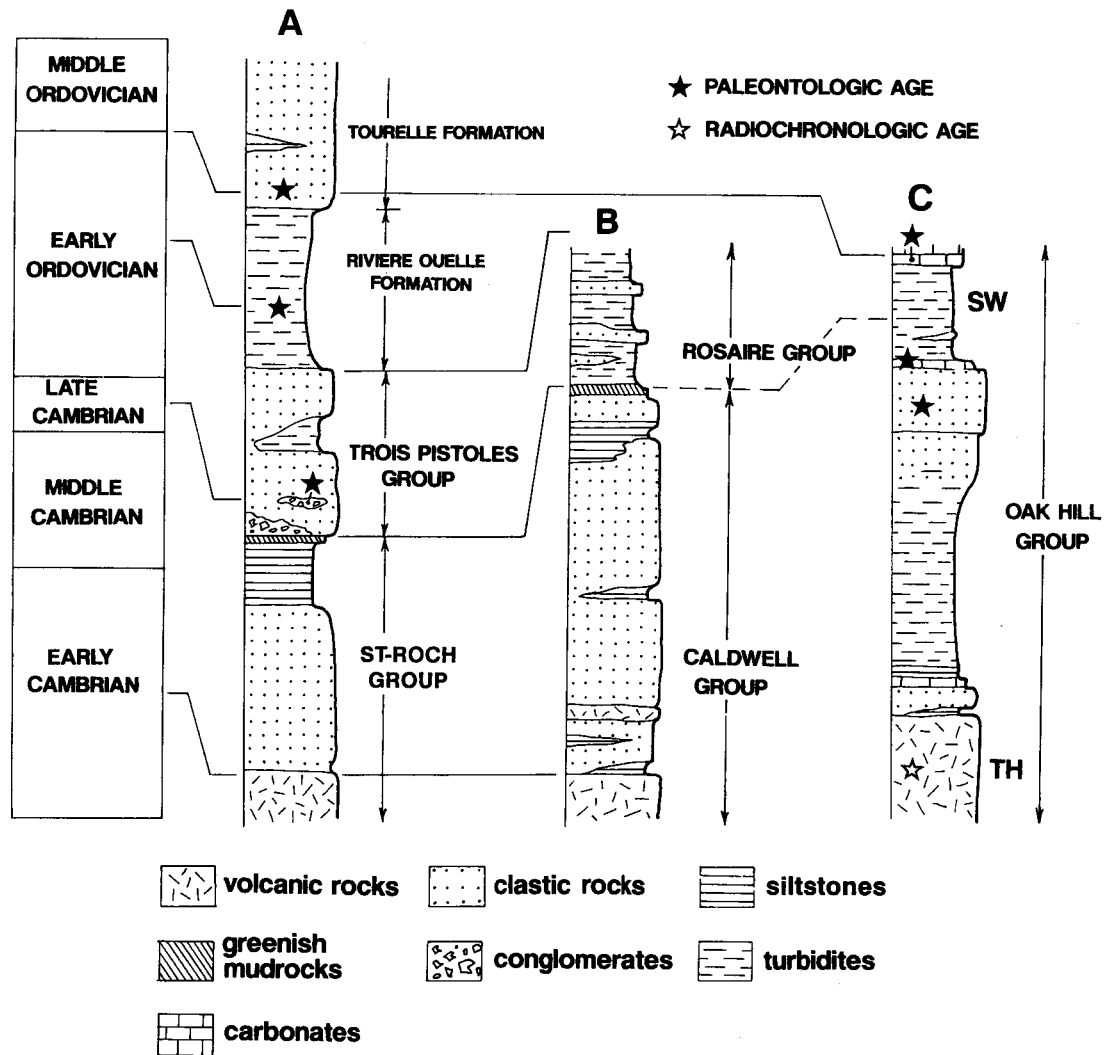


Fig. 2.3: Schematic lithostratigraphic columns of the Taconian internal zone in the Chaudière river area (stratigraphic columns B and C adapted from Charbonneau (1980) and Cousineau (1990) respectively); and in the Rivière-du-Loup area (Taconian external zone, column A adapted from Vallières (1984)). SW; Sweetburg Formation. TH; Tibbit Hill Formation.

several localities, the Caldwell Group is conformably overlain by the Rosaire Group (Fig. 2.3) which is made up of black shale and quartzite recording the deepening of the sedimentary basin. Following Vallières (1984), we correlate the Caldwell and Rosaire groups respectively with the St-Roch (Early Cambrian) and the Trois-Pistoles groups (Late Cambrian to Early Ordovician?) which are defined in the Taconian external zone, north of the studied area (Fig. 2.3; Hubert, 1967). Such correlation is consistent with the similar transition from coarse and greenish sandstone (Caldwell and St-Roch) to white quartzite and black shale (Rosaire and Trois-Pistoles), and with the presence of mafic volcanic rocks in both the Caldwell and St-Roch groups. The variation in the geochemical signature of the mafic volcanic rocks from alkaline (intra-plate basalts) in the St-Roch Group (Lamothe and Lebel, 1991) to tholeiitic (ocean floor basalts) in the Caldwell Group (Gariépy, 1978), is interpreted as an evidence for a more distal continental margin setting for the Caldwell Group compared to the St-Roch Group. According to available stratigraphic data and lithologic correlations, the Caldwell Group is believed to be chronologically equivalent to the lower part of the Oak Hill Group, from the volcanics of the Tibbit Hill Formation to the grey and black slate of the Sweetsburg formation (Sw, Fig. 2.3).

In the strongly metamorphosed and previously less studied areas of the Taconian internal zone (e.g., SNDA), metamorphic equivalents of the units described above have been historically undifferentiated and named the Bennett Schist (Knox, 1917) or the Sutton-Bennett Schist (St-Julien and Hubert, 1975). However, recent studies and mapping within the SNDA (Caron, 1982; Colpron, 1990; Marquis, 1991; Bardoux, 1994; Tremblay and Pinet, 1994a; Castonguay et al., 1995a; this study) have identified within the Bennett Schist, facies that are equivalent to the Oak Hill, Rosaire and Caldwell groups.

2.3 STRUCTURAL GEOLOGY

Multiple deformational events are recognized west of the axis of the SNDA that defines a NE-SW doubly-plunging dome structure. Several generations of small-scale structures (D_{1-2} , D_3 , and D_4) have been identified on the basis of their crosscutting relationships, structural style and orientation (Fig. 2.4; Tremblay and Pinet, 1994a). The nature of large-scale structures related to various deformational episodes is inferred from the correlation of structural elements and from available stratigraphic data. Variations in the intensity and/or orientation of specific structures are attributed to an inhomogeneous strain distribution during the development of the regional deformation.

The oldest structural fabric (S_{1-2}) is regionally developed. The composite nature of the fabric is clear only in zones of intense D_{1-2} deformation (e.g., core of the SNDA), where S_1 is the dominant cleavage and is involved in curvilinear F_2 folds that are attributed to a progressive D_{1-2} deformation. Metamorphism associated with D_{1-2} structures is of lower to upper greenschist facies as indicated by the occurrence of minerals such as muscovite, and locally biotite, epidote, green amphiboles and sphene. Blue amphiboles (crossite) are locally present in metavolcanic rocks of the Tibbit Hill Formation (Trzcienski, 1976; Caron, 1983; Marquis, 1991; Tremblay unpublished data). Trzcienski (1976) interpreted these occurrences as evidence for blueschist metamorphism, but Marquis (1991) stressed that they were mainly controlled by the alkaline composition of the Tibbit Hill metabasalts and are not representative of regional high pressure-low temperature metamorphism. Presently, the fact that high pressure assemblages have not been described in the neighboring pelitic units favors Marquis' hypothesis. However, mineral assemblages (glaucophanes, omphacite) indicative of blueschist metamorphism are described in the Humber zone of northern Vermont (Laird et al., 1984).

In most outcrops, S_{1-2} is a closely-spaced schistosity, defined by alignment of phyllosilicates and/or by compositional layering. S_{1-2} is most commonly sub-parallel to bedding and axial planar to isoclinal, and frequently intrafolial, F_{1-2} folds. L_{1-2} stretching

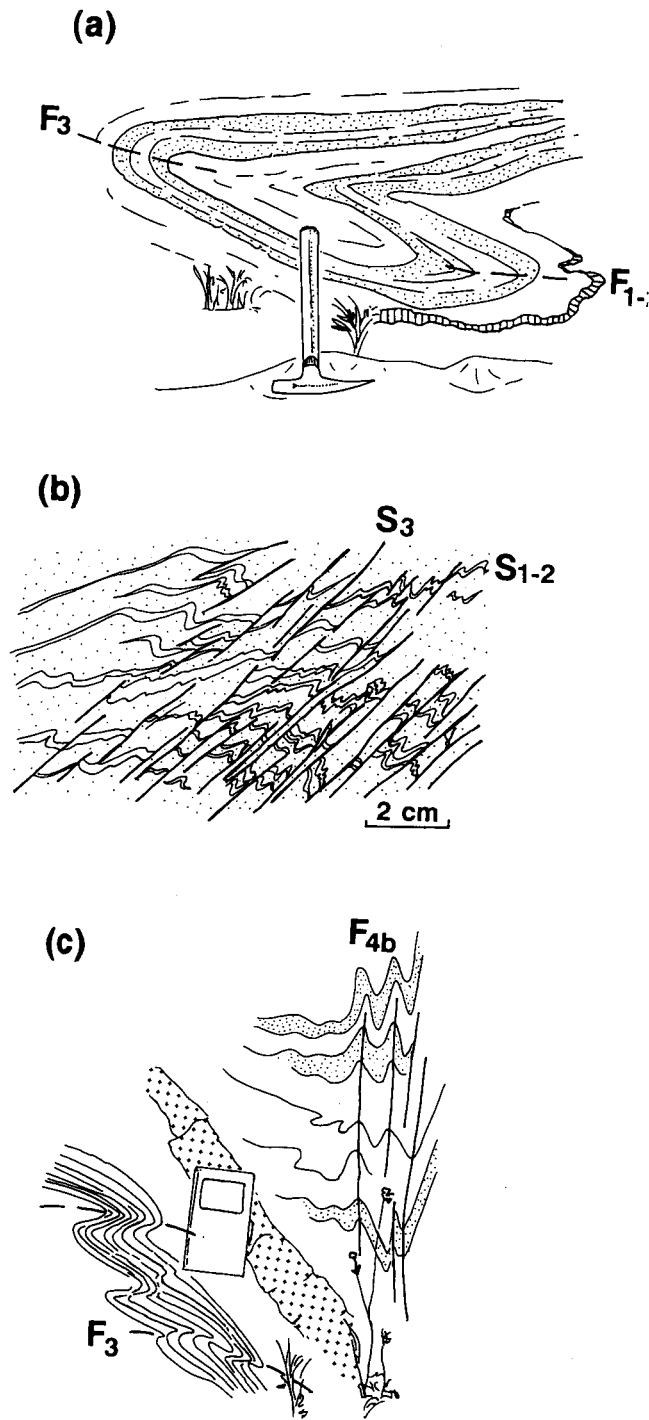


Fig. 2.4: Field sketches of structural relationships between the various deformational events of the Chaudière river area. (a) D_{1-2}/D_3 fold interference pattern; (b) S_3 crenulation cleavage overprinting the S_{1-2} metamorphic layering; (c) F_3 and F_4 folds; the field book is 12 cm wide.

or mineral lineation is defined by phyllosilicate minerals and by quartz rods. The original trend of L_{1-2} stretching lineation is NW-SE, as suggested by its mean orientation in areas where it has been only slightly affected by younger deformation (Tremblay and Pinet, 1994b). L_{1-2} has a very steep pitch on S_{1-2} . Shear sense indicators such as pressure shadows, rotation of winged inclusions and grain shape fabrics in quartz ribbons are consistent with a NW-directed thrust motion. In less deformed domains (e.g., the Chaudière river valley; Fig. 2.2) that are interpreted to represent upper levels of the D_{1-2} metamorphic pile, L_{1-2} is nearly perpendicular to F_{1-2} fold axes, whereas in domains of intense D_{1-2} deformation (e.g., core of the SNDA; Fig. 2.2), L_{1-2} and F_{1-2} fold axes are mostly collinear. Such variations in the angular relationship between folding and stretching lineations are interpreted to be the result of the reorientation of fold axes (Cobbold and Quinquis, 1980) in the more ductile level of D_{1-2} thrust sheets formed during a progressive NW-SE shortening.

Regionally, the interpretation of D_{1-2} fabrics is difficult because of the superposition of structures (see below). The stacking of several D_{1-2} nappes is, however, well exemplified east of the Bennett fault, in the Bernierville area (Fig. 2.5). A D_{1-2} fault (fault *a* on Fig. 2.5) is inferred to be at the base of the Tibbit Hill metavolcanics in order to explain their superposition over younger rocks of the upper Oak Hill Group. The Oak Hill Group thus appears to be detached from the underlying Grenvillian basement. Near that fault, the S_{1-2} is underlined by an unusually centimeter-thick, biotite-rich metamorphic layering. To the southeast, another D_{1-2} fault (fault *b* on Fig. 2.5) juxtaposes Oak Hill rocks to Rosaire-Caldwell lithologies that crop out in the core of the SNDA. That contact is clearly related to D_{1-2} , as shown by the absence of younger fabrics. F_{1-2} fold axes within the Rosaire Group are nearly parallel to the contemporaneous stretching lineation.

D_{1-2} structures are overprinted by a S_3 crenulation cleavage that has a millimetric to centimetric spacing and is commonly marked by recrystallization of phyllosilicates (Fig. 2.4a). Syn- D_3 metamorphism is characterized by minerals such as chlorite,

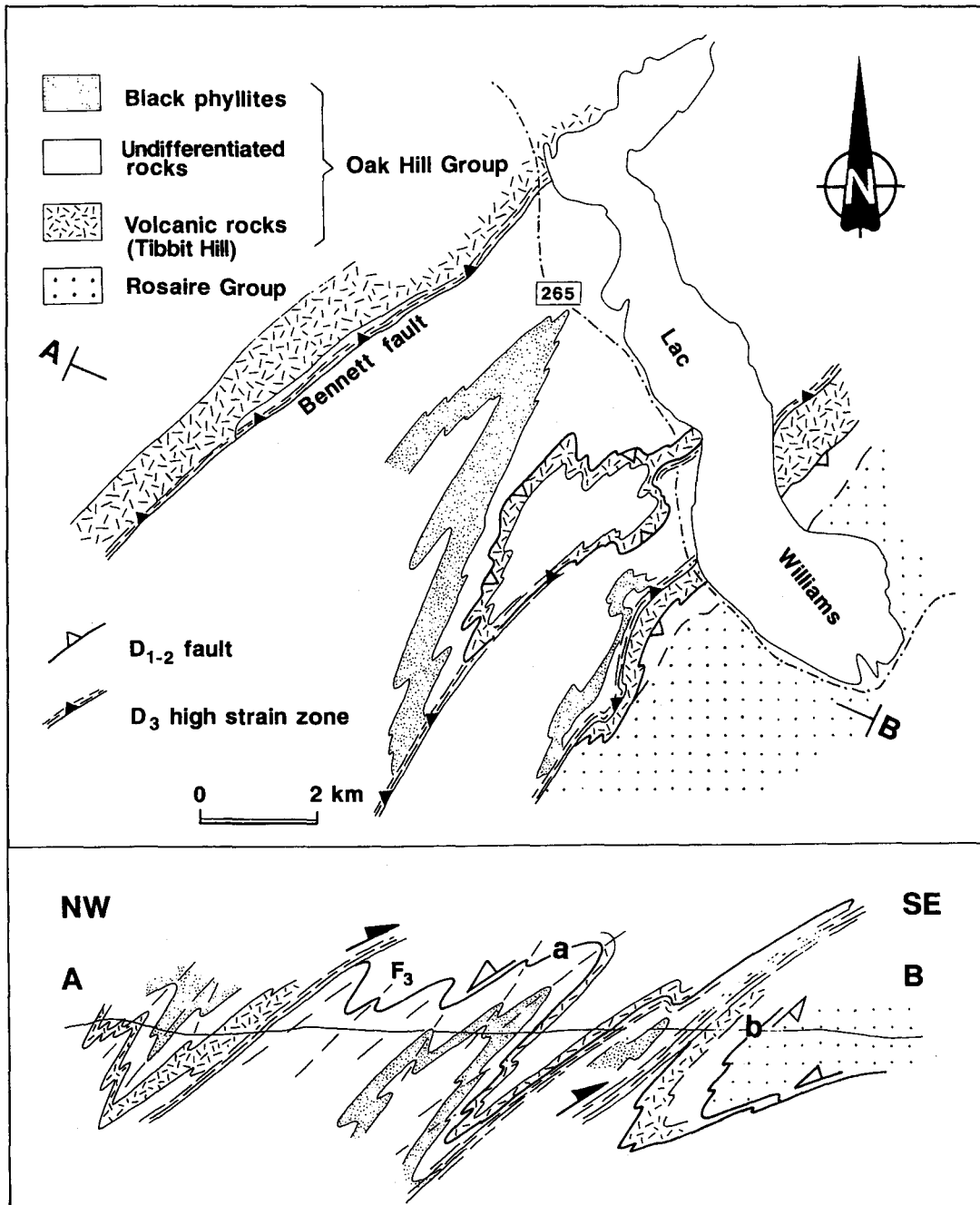


Fig. 2.5: Schematic geologic map and cross-section of the Bernierville area (see Fig. 2.2 for location). A D_{1-2} faulted contact that lies at the base of volcanic rocks of the Tibbit Hill Formation is involved in the F_3 folding. Rock units that lie southeast of the Bennett fault have been historically undifferentiated and ascribed to the Bennett schist (like in Figs. 2.1 and 2.2), however original facies are recognized in this study. See text for discussion. A and b, faults.

muscovite, hematite, and locally chloritoid, that are oriented parallel to the S_3 plane. In high-strain zones related to D_3 , the S_3 foliation forms a metamorphic layering, which obscures older fabrics (Fig 2.6b). Aspect variations of D_3 fabrics attest to an inhomogeneous strain distribution during that deformational event. Away from D_3 high strain zones, S_3 is axial-planar to NE- and SW-plunging F_3 folds (Figs. 2.4a and 2.6a). Fold asymmetry is most frequently toward the southeast. North of the Chaudière river, the NW-directed Richardson fault outlines a fold related to a F_3 anticline (Fig. 2.2; Vallières, 1971). Rocks that belong to the eastern flank of this anticline are overturned and exhibit a NW-dipping S_3 cleavage that crenulates the steeply-dipping S_{1-2} dominant schistosity.

High-strain zones related to D_3 correspond to northwest-dipping shear zones along the eastern flank of regional-scale, SE-verging antiforms. The entire western limb of the SNDA is bounded by a hinterland-directed shear zone, the Bennett fault (Fig. 2.2; Bardoux, 1994), which overprints the D_{1-2} nappe edifice. In the Mont Sainte-Marguerite area (Fig. 2.2), this fault marks the backthrusting of the Early Cambrian Tibbit Hill Formation over the Late Cambrian to Early Ordovician Rosaire Group (Charbonneau, 1981). In the Bernierville area (Fig. 2.5), the Bennett fault juxtaposes different units of the Oak Hill Group which have recorded different metamorphic and deformational histories. In the fault vicinity, the S_3 fabric evolves from a crenulation cleavage to a metamorphic layering (Fig. 2.6b). Syn-shearing isoclinal F_3 folds (Fig. 2.6a) show a large dispersion of plunging directions, indicating that F_3 fold axes are curvilinear. Shear sense indicators, such as pressure fringes showing displacement-controlled rigid fibres (Fig. 2.6c), C/S fabrics and shear bands (Fig. 2.6d) in highly deformed rocks of the Oak Hill Group, clearly show a SE-directed sense of shear. The Bennett fault is also characterized by discontinuous serpentinite slivers that are outlined by conspicuous magnetic anomalies (Geological Survey of Canada, 1954, Map 160G). Stretching lineations (L_3) are observed in zones of intense D_3 shearing. The trend of the L_3 stretching lineation is similar to L_{1-2} lineations (NW-SE; mostly down-dip onto S_3 planes; Tremblay and Pinet, 1994b), but combined with associated shear sense indicators and with the structural vergence of F_3

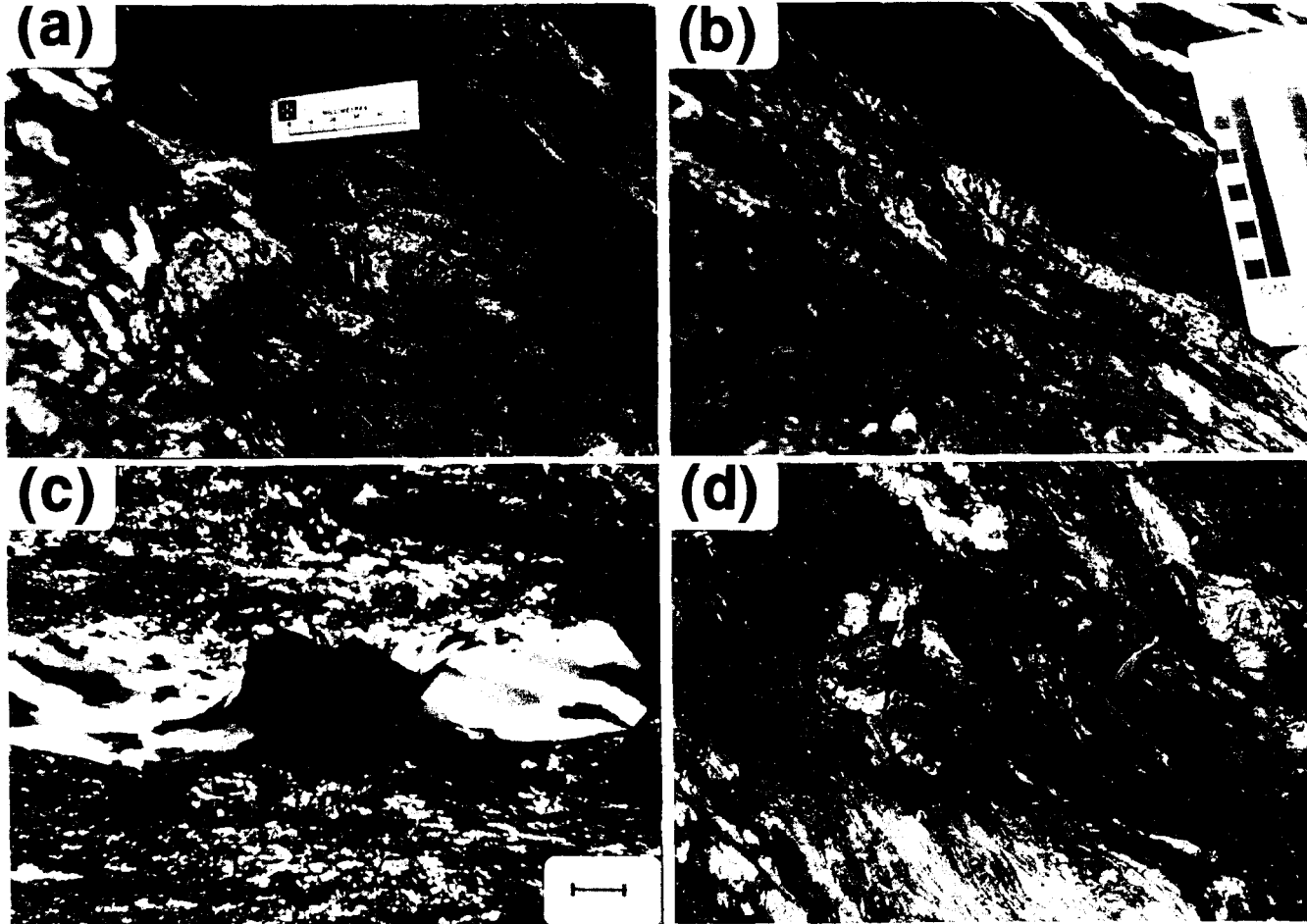


Fig. 2.6: Field photographs and microphotographs of thin sections from the Bernierville area. (a) SE-verging F_3 folds that affect the S_{1-2} metamorphic layering marked by biotite-rich lenses (arrow). (b) Penetrative S_3 schistosity that transposed the S_{1-2} foliation, and led to the formation of a composite S_3 foliation in high strain zones. (c) Microphotograph of pressure fringes showing displacement-controlled rigid fibres in high strain zones related to D_3 . Scale bar is 1.0 mm. (d) Field photograph of C/S fabrics and shear bands. The dominant foliation is S_3 . All photographs are SE-NW oriented subvertical sections. In (c) and (d), shear sense is left-handed (i.e., toward the SE).

folds, L_3 lineations are interpreted to record the direction of transport related to a SE-directed backthrusting motion.

Angular relationships between S_{1-2} and S_3 fabrics vary according to the original trend of the S_{1-2} schistosity. In upper levels of the D_{1-2} metamorphic pile, the angle between S_{1-2} and S_3 fabrics is higher than in structurally lower levels which are characterized by a relatively flat-lying S_{1-2} schistosity. The geometrical relationships between D_{1-2} and D_3 structures are illustrated schematically in Figure 2.7, at three different levels of the tectonic pile. Structures associated with both NW- and SE-directed sense of motion are shown as highly variable. F_{1-2} folds geometry changes gradually with increasing depth from inclined to recumbent, whereas D_3 folds and shear zones are localized and attest of an inhomogeneous strain distribution.

Outcrop-scale F_4 folds (Fig. 2.4c) have sub-vertical axial-planar cleavages that strike to the northeast ($N030^\circ$). They form open structures, which vary in profile from parallel to kink folds. F_4 folds plunge slightly to moderately toward the NE and the SW, and are better developed in the core of the SNDA.

2.4 DEFORMATION HISTORY OF THE TACONIAN INTERNAL ZONE

In this section, we will discuss the significance, the relative chronology and age constraints of the three generations of structures that are present in the Taconian internal zone, west of the SNDA axis. The first deformational event (D_{1-2}) is characterized by northwest-directed folding and faulting. D_{1-2} deformation and metamorphism clearly postdated the deposition of both the Melbourne Formation (middle Arenig to early Llanvirn) that is involved in F_{1-2} folds (Marquis, 1991), and the Caradocian rock units which are upthrust by the D_{1-2} Richardson fault (Vallières, 1971). Such timing is consistent with thermochronologic studies from sedimentary rocks in the Thetford Mines area (460 ± 3 Ma; Whitehead et al., 1995) and from correlative rocks in the New England

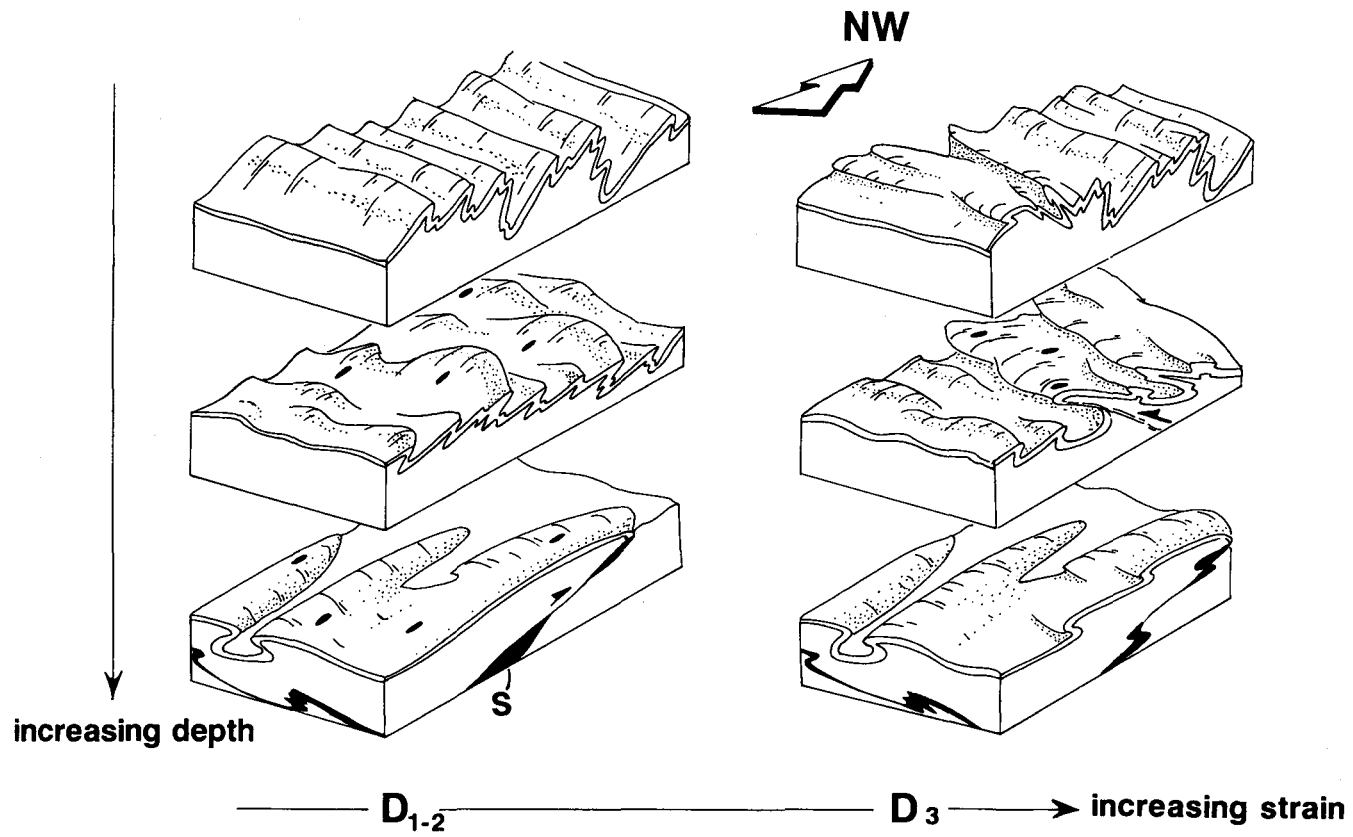


Fig. 2.7: Schematic block diagrams showing the structural style of F_{1-2} and F_3 folds, and variations in their mutual angular relationships as well as with the stretching lineation (black ellipses) for three different levels of the metamorphic pile. S; serpentinite.

Appalachians, where Taconian peak metamorphic conditions vary between 475 and 445 Ma (Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985).

The southeastward vergence of F_3 folds and associated high strain zones indicate that the D_3 deformational event is characterized by backthrusting motion. Regional stratigraphic and structural relationships (Pinet and Tremblay, 1995a) suggest that backthrusting of parts of the Taconian orogenic wedge has been contemporaneous with the deposition of Caradocian to lower Llandoveryan (?) flysch deposits of the Dunnage zone (i.e., upper part of the Magog Group and correlatives units; Roy, 1989; Cousineau, 1990). In addition, step heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages on muscovite from samples collected in the vicinity of the Bennett fault (D_3) give Early Silurian ages (Castonguay et al., 1995b). We believe that this Early Silurian deformational stage should be attributed to the Taconian orogeny, rather than a distinct orogenic episode (i.e., Salinian orogeny of Dunning et al., 1990 and Cawood et al., 1994), in light of the following observations: (1) The D_3 deformation and M_3 metamorphism are restricted to orogen-parallel corridors, and are confined to the continental margin rocks of the internal part of the Humber zone; (2) there is no major unconformity of Lower Silurian age present or preserved in the southern Quebec Appalachians; (3) the L_{1-2} and L_3 stretching lineations have similar trends which attest for a constant tectonic transport direction.

The D_4 deformational event is characterized by NE-trending upright folds. F_4 folds are similar in orientation and structural style to Acadian-related regional folds that affect the Magog Group and the overlying Silurian and Devonian rock units (Tremblay, 1992; Cousineau and Tremblay, 1993). The D_4 -related regional folding in the Humber zone can thus be ascribed to the Acadian orogeny (Tremblay and Pinet, 1994a). East of the BBL, the geometry of F_4 folds suggests a significant tectonic shortening (in the order of 50% or more), whereas in the core of the SNDA, D_4 folds and fabrics are of lesser importance on the regional distribution of rock units. Such an inhomogeneous strain distribution can be explained because (1) there is an overall increase of the D_4 strain intensity toward the southeast (Tremblay and Pinet, 1994a), and because (2) the

continental margin rocks which occur in the core of the SNDA were previously metamorphosed and reacted as a relatively rigid body during D₄ deformation.

2.5 DISCUSSION

In the southern Quebec Appalachians, rocks ascribed to the Humber zone extend at depth under the Dunnage zone, and higher grade metamorphic rocks are probably covered by oceanic units of the Dunnage zone as well as by post-Taconian, Late Silurian and Devonian deposits of the Gaspé belt (Spencer et al., 1989; Pinet and Tremblay, 1995a). D₁₋₂ fabrics and structures were associated with foreland-directed thrusting during which the continental margin rocks were displaced along a basal thrust dipping toward the rear of the accretionary wedge. During this tectonic event, rocks underwent a prograde metamorphic evolution that produced the upper greenschist grade M₁₋₂ mineral assemblages of the Taconian internal zone. A minor tectonic exhumation during D₃ is suggested by the systematic absence of biotite in M₃ mineral paragenesis, and is attributed to backthrusting motion of the accretionary wedge. Taking into account that L₁₋₂ and L₃ stretching lineations are mostly parallel, D₁₋₂ and D₃ stages are both compatible with a NW-SE oriented shortening direction.

In southern Quebec, the Humber zone exhibits late Taconian backthrusting structures that are presently not described or absent in the correlative strongly metamorphosed rocks of the New England Appalachians. On the basis of seismic reflection data from southern Quebec, St-Julien et al. (1983) have shown that the top of the Grenvillian basement, which marks the lower décollement of the Taconian tectonic wedge, dips slightly southeastward (10°) below the Taconian external zone. Seismic data suggest that, beneath the axial trace of the SNDA, the basement has been involved in the deformation. A strong positive gravimetric anomaly located along the axis of the SNDA (Haworth et al., 1980) is in agreement with the uplift of basement rocks. Following Colpron (1990), Marquis (1991), Bardoux (1993, 1994) and Castonguay et al. (1995a),

we believe that the backfolds and backthrusts of the Taconian internal zone are the crustal response to the tectonic wedging of basement rocks that occurred at depth.

From southern Quebec to New England, the style of Taconian deformation varies significantly along the strike of the orogen (Fig. 2.8; Colpron and Warren, 1993). In southern Vermont, Taconian-related metamorphism is at higher metamorphic grade and the deformation is much more ductile. Metamorphic and basement rocks have been involved in large-scale structural nappes such as the Green Mountain massif and the Chester dome (Stanley and Ratcliffe, 1985). Backthrusting structures have not been described in that part of the Taconian orogen. According to our interpretation of the deep structure of Taconian rocks of southern Quebec, the lack of backthrusting structures in Vermont can be attributed to the fact that such structures are well above the present-day erosional surface of the Taconian orogen in that region.

2.6 CONCLUSION

In the southern Quebec Appalachians, Cambro-Ordovician continental margin rocks that belong to the Taconian internal zone underwent multiple deformational events. Early Taconian deformation is characterized by northwest-directed faulting and syn-metamorphic folding, whereas probable late Taconian structures (Early Silurian) correspond to SE-verging backthrusts and backfolds that are not described in New England. This duality of structural vergence is probably induced by the progressive tectonic wedging of basement rocks during a nearly constant NW-SE Taconian shortening. Middle to Late Devonian Acadian deformation is expressed by upright folds which significantly decrease in intensity from east to west.

Acknowledgements

This work was initiated during a post-doctoral fellowship held at l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Géoresources) by N. Pinet. Financial support was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council as an operating grant (PG-105669) to A. Tremblay, and a post-graduate scholarship to S. Castonguay. We are indebted to Paul Sacks and Donna Kirkwood for the critical revision of an earlier version of the manuscript, and to Marc Sosson for his comments during fieldwork. We also thank J.W.F. Waldron, Shoufa Lin and an anonymous referee for their comments and suggestions.

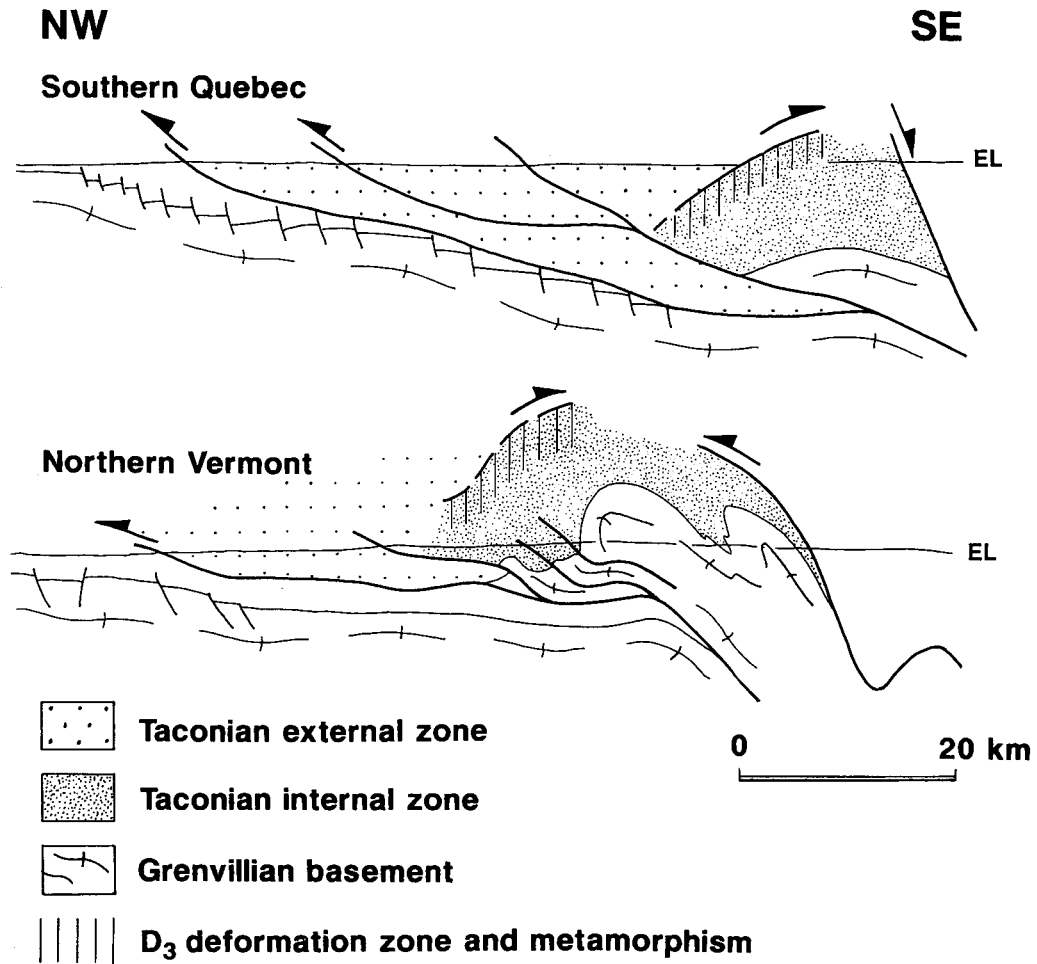


Fig. 2.8: Schematic cross-section of the southern Québec and northern Vermont Appalachians (based on Stanley and Ratcliffe 1985) showing the variations in structural style, tectonic thickening and level of present-day erosional surface. Taconian internal zone includes Grenvillian rocks. E.L.; erosional level.



Chapitre 3

ORDOVICIAN AND SILURIAN METAMORPHIC COOLING AGES ALONG THE LAURENTIAN MARGIN OF THE QUEBEC APPALACHIANS: BRIDGING THE GAP BETWEEN NEW ENGLAND AND NEWFOUNDLAND

Sébastien Castonguay, Alain Tremblay,
Institut National de la Recherche Scientifique-Géoressources,
C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada

Gilles Ruffet, Gilbert Féraud,
UMR-Géosciences Azur, Centre National de Recherche Scientifique-
Université de Nice-Sophia Antipolis, 06108, Nice, Cedex 02, France

Nicolas Pinet,
C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada

and Marc Sosson
UMR-Géosciences Azur, Centre National de Recherche Scientifique-
Université de Nice-Sophia Antipolis, 06560, Valbonne, France

Article soumis au journal **Geology** en décembre 1996, accepté en mars 1997 et publié en
juillet 1997: vol. 25, no. 7, p. 583-586.

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article. Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante :

Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud, G., Pinet, N. et Sosson, M. Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland. *Geology* Volume 25, Issue 7, July 1997, Pages 583-586



Chapitre 4

TECTONOMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE SOUTHERN QUEBEC APPALACHIANS: $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ EVIDENCE FOR ORDOVICIAN CRUSTAL THICKENING AND SILURIAN EXHUMATION OF THE INTERNAL HUMBER ZONE

Sébastien Castonguay,

Centre Géoscientifique de Québec, Institut National de la Recherche Scientifique-
Géoressources, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada

scastong@nrcan.gc.ca

Gilles Ruffet,

UMR-Géosciences Azur, Centre National de la Recherche Scientifique-Université de
Nice-Sophia Antipolis, 06108, Nice, Cedex 02, France

Alain Tremblay,

Centre Géoscientifique de Québec, Institut National de la Recherche Scientifique-
Géoressources, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada

and Gilbert Féraud,

UMR-Géosciences Azur, Centre National de la Recherche Scientifique-Université de
Nice-Sophia Antipolis, 06108, Nice, Cedex 02, France

Version modifié d'un manuscrit soumis au journal *Geological Society of America Bulletin* en janvier
1999 et actuellement en revision.

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article. Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante :

Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., et Féraud, G. Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec appalachians : 40Ar/39Ar evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian–Early Devonian exhumation of the internal Humber zone. *GSA Bulletin*; January 2001; v. 113; no. 1; p. 144-160

[http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0144:TEOTSQ>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0144:TEOTSQ>2.0.CO;2)

Chapitre 5

TECTONIC EVOLUTION OF THE INTERNAL HUMBER ZONE (QUEBEC APPALACHIANS) AND CONTRASTING GENETIC MODELS FOR SILURIAN-EARLY DEVONIAN EXTENSIONAL DEFORMATION

Sébastien Castonguay,

Centre Géoscientifique de Québec, Institut National de la Recherche Scientifique-
Géoressources, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada; and Université de
Nice-Sophia Antipolis, Nice, France.

scastong@X1.nrcan.gc.ca

and Alain Tremblay

Centre Géoscientifique de Québec, Institut National de la Recherche Scientifique-
Géoressources, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada.

Résumé

Les Appalaches du sud du Québec possèdent de bonnes caractéristiques pour étudier l'évolution tectonique pré-acadienne de la marge laurentienne (zone de Humber) au sein des Appalaches du Nord. Par opposition aux Appalaches de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Angleterre, la déformation et le métamorphisme acadiens sont peu pénétratifs au Québec et ne modifient pas la configuration tectonique pré-Dévonien moyen de façon significative. L'histoire tectonique précoce comprend la mise en place vers le nord-ouest de nappes de chevauchement en séquence progressive sur l'avant-pays, et un métamorphisme régional prograde contemporain de l'obduction de grandes nappes ophiolitiques sur la marge laurentienne. Dans la zone de Humber interne, cet épisode est daté par des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites et amphiboles à 462 ± 3 Ma, et est interprété comme enregistrant le pic métamorphique taconien. Les structures superposées sont à vergence sud-est, vers l'arrière-pays et sont accompagnées par un rétrométamorphisme. Ces dernières ont été séparées en structures de compression et d'extension et délimitent respectivement les flancs nord-ouest et sud-est de l'anticlinorium des monts Notre-Dame, qui représente le cœur métamorphique de la zone de Humber interne dans le sud du Québec. Les contraintes géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la déformation à vergence sud-est comprennent des âges plateau sur amphiboles, biotites et muscovites variant entre 431 et 411 Ma (Silurien-Dévonien précoce). Deux modèles portant sur l'évolution tectonique siluro-dévonienne sont confrontés. Le premier modèle implique du rétrochevauchement et une extension crustale syn- à tardi-compression en réponse à la mise en place d'un poinçon de socle, induisant la délamination des roches supracrustales. Le deuxième modèle invoque plutôt l'exhumation tectonique par l'effondrement en extension de la zone de Humber interne. Ce dernier modèle procure un cadre viable et innovateur pour expliquer les éléments tectoniques observés dans la région d'étude, qui rappellent la géométrie et quelques caractéristiques d'un *metamorphic core complex* des cordillères. Les deux modèles procurent le mécanisme nécessaire à la création et la mise en place des bassins successeurs siluro-dévonien de la ceinture de Gaspé, dont la formation et la genèse tectonique sont énigmatiques et mal comprises.

Abstract

The southern Quebec Appalachians display good characteristics to investigate the pre-Acadian tectonic evolution of the Laurentian margin (Humber zone) along the northern Appalachians. There, by opposition with the New England and Newfoundland Appalachians, Acadian deformation and metamorphism are of limited importance and do not significantly alter the pre-Middle Devonian tectonic configuration. The early tectonic history comprises foreland-propagating, northwest-directed thrust faulting, nappe emplacement, and regional prograde metamorphism coeval with the obduction of large ophiolitic nappes onto the Laurentian margin. In the internal Humber zone of southern Quebec, this phase is dated by muscovite and amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses at 462 ± 3 Ma (late Middle Ordovician) and is interpreted to represent the Taconian peak metamorphism. Superimposed features are hinterland-directed structures that are accompanied by retrograde metamorphism. These latter structures have been separated into compressional and extensional and respectively delimit the northwestern and southeastern limb of the Notre-Dame mountains anticlinorium, which represents parts of the metamorphic core in the internal Humber zone of southern Quebec. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the timing of hinterland-directed deformation comprise amphibole, biotite and muscovite plateau ages, which vary from 431 to 411 Ma. Two models for the Silurian-Early Devonian evolution are confronted. The first involves backthrusting and syn- to post-compressional crustal extension in response to the tectonic wedging of a basement-cored duplex that induced delamination of supracrustal rocks. The second model rather advocates for the tectonic exhumation by extensional collapse of the internal Humber zone. This latter model provides a viable, thought-provoking setting for the tectonic features observed in the study area, which are reminiscent of the geometry and some characteristics of Cordilleran metamorphic core complexes. Both alternative models also provide the necessary framework for the creation and establishment of the Late Silurian-Devonian successor basins of the Gaspé Belt, which formation and tectonic setting have been enigmatic and poorly understood.

5.1 INTRODUCTION

The southern Quebec Appalachians represent a privileged sector to study the Early Paleozoic tectonic history of the continental margin of Laurentia (Humber zone of Williams, 1979). There, by opposition with the New England and Newfoundland Appalachians, Acadian deformation and metamorphism are of limited importance and do not significantly alter the pre-Middle Devonian tectonic configuration. Because of its well-preserved continental margin/oceanic unit relationships and the record of both Middle Ordovician and Silurian orogenic activity, the southern Quebec Appalachians bring a better perspective on the Middle Ordovician-Early Devonian tectonic evolution of the northern Appalachians.

Different models have depicted the Early Paleozoic geodynamic evolution of the northern Appalachians, but they may be grouped into two categories: the first category encompasses the classical model which attributes the Taconian orogeny (Middle to Late Ordovician) to a collision between the Laurentian continental margin and an island-arc terrane developed over an east-facing (Osberg, 1978; Doolan et al., 1982; Stanley and Ratcliffe, 1985; Ratcliffe et al., 1998) or northwest-facing (St-Julien and Hubert, 1975; van Staal et al., 1998) subduction zone. However, the structural and metamorphic characteristics of the Humber zone in Quebec and New England, as well as the current disposition of Ordovician ophiolites, mélanges, arc volcanic rocks and flysch deposits (i.e., Dunnage zone) along the Taconian orogen suggest that plate convergence was mainly accommodated by a subduction zone dipping away from Laurentia (Osberg, 1978; Stanley and Ratcliffe, 1985; Kusky et al., 1997; Robinson et al., 1998). The second category of models rather advocates for the attempted subduction of the Laurentian continental margin beneath the Iapetus oceanic plate (Tremblay and St-Julien, 1990; Colpron, 1990; Tremblay, 1992), or simply to the obduction of large-scale ophiolitic nappes, without the intervention of a significant volume of volcanic arc massifs (Pinet and Tremblay, 1995a, 1995b). The processes involved in the two categories are however

not mutually exclusive and may have occurred simultaneously or diachronously along the strike of the orogen.

Recently acquired Silurian age data on metamorphism and plutonism, especially in Newfoundland, have brought forward hypotheses of the occurrence of a distinct period of orogenesis during the Silurian, termed the Salinic (Dunning et al., 1990) or Salinian (Cawood et al., 1994, 1995) orogeny. In that scheme, the Taconian orogeny in Newfoundland has been rendered almost “inconsequential” as it is restricted to ophiolite obduction and westward emplacement of Taconian allochthons at high crustal levels, apparently without leaving significant metamorphic or deformational imprint in the rock record (Cawood et al., 1994, 1995). In western New England, the effects and consequences of Taconian tectonism are not debated, but its timing has received recent attention as it has been reevaluated and bracketed between 455 and 442 Ma (Late Ordovician), slightly younger than age data from Quebec. In southern Quebec, precise late Middle Ordovician $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on Taconian metamorphism clearly indicate that the Taconian orogeny represent a significant tectonic event (Whitehead et al., 1996; chaps. 3 and 4).

In recent years, long after the milestone contribution of St-Julien and Hubert (1975), a fair amount of regional studies have improved our comprehension of the tectonic evolution of the southern Quebec Appalachians (e.g., Tremblay, 1992; Tremblay and Pinet, 1994a; Pinet and Tremblay, 1995a; Hibbard et al., 1995; Tremblay et al., 1995; Bourque et al., 1995; Pinet et al., 1996b; chap. 2). However, these studies and proposed tectonic models severely lack absolute timing constraints on regional deformation and metamorphism. This paper attempts to integrate parts of these studies with recently acquired geochronological data (Whitehead et al., 1996; chaps. 3 and 4) to elaborate a model for the Middle Ordovician to Early Devonian tectonic evolution of the internal Humber zone of southern Quebec, and to compare it with the current understanding of northern Appalachian tectonics.

Our main focus is on the tectonic evolution of the internal Humber zone in pre-Acadian time (pre-Middle Devonian). Acadian-related structures occurring in the study area are addressed, but the Acadian orogeny is excluded from the discussion as it is relatively well constrained and has been the subject of recent attention by Tremblay et al. (1995, 1999). Geochronological data and the kinematic analysis of regional deformation show the evolution of the study area as one that involves the interaction of crustal thickening by Middle Ordovician foreland-directed deformation and Silurian-Early Devonian hinterland-directed deformation, accompanied by syn- (to post-) compressional extension. An alternative model for the latter part of the tectonic history, which depicts the tectonic exhumation of the internal Humber zone by extensional collapse is also proposed, and used to confront the former and previously published models.

5.2 GEOLOGICAL SETTING

The southern Quebec Appalachians comprise three main lithotectonic assemblages (Fig. 5.1): the Cambro-Ordovician Humber and Dunnage zones and the Silurian-Devonian successor basin deposits of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (Williams, 1978, 1979). The Humber and Dunnage zones represent, respectively, a continental margin sequence and an assemblage of ophiolites, oceanic volcanic rocks and marine syn-orogenic deposits. The boundary between these two tectonostratigraphic zones is the Baie Verte-Brompton line (Williams and St-Julien, 1982). The Humber zone is separated into external and internal subzones on the basis of contrasting deformational and metamorphic style. This study centers on the internal Humber zone, which represents the metamorphic core of the southern Quebec Appalachians. It comprises the Notre-Dame mountains anticlinorium (NDMA) and the Bécancour and Carineault antiforms (Figs. 5.1 and 5.2). The latter antiforms lie about 4 km southeast of the NDMA, but share the level of structural and metamorphic complexity present within the NDMA (Tremblay and Pinet, 1994a; Birkett, 1981). The Bécancour and Carineault antiforms are structural windows, which crop out through units of the Dunnage zone and of faintly metamorphosed Humber zone rocks that contain structural characteristics similar to those

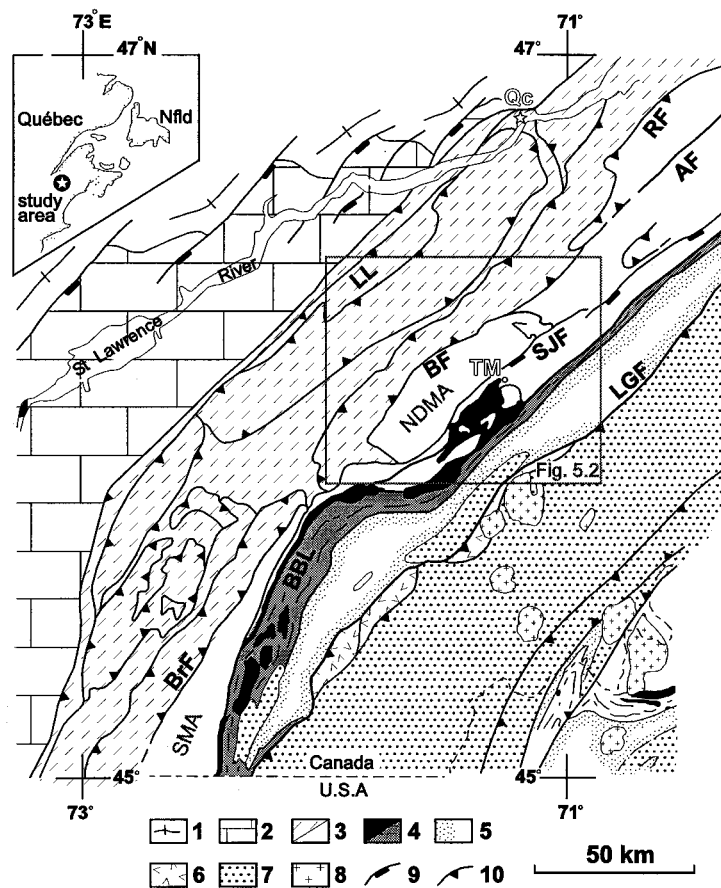


Figure 5.1. Geologic map of southern Quebec Appalachians. Modified from Castonguay et al. (chap. 3). 1-Grenvillian rocks; 2-Cambrian-Ordovician rocks of the autochthonous platform sequence; 3-fault-imbricated continental margin rocks (Humber zone; external domain is dashed); 4-ophiolitic rocks (in black) and mélanges units (St-Daniel mélanges; in gray); 5-syn-Taconian flysch deposits (Magog Group); 6-arc-related volcanic rocks; 7-post-Taconian, Late Silurian and Devonian rocks (e.g. Gaspé belt); 8-syn- to post-Acadian intrusive rocks; 9-normal fault; 10-thrust fault. AF-Abénakis fault; BBL-Baie Verte-Brompton line; BF-Bennett fault; BrF-Brome fault; LGF-La Guadeloupe fault; LL-Logan's Line; RF-Richardson fault; SJF-St-Joseph fault; NDMA-Notre-Dame Mountains anticlinorium; SMA-Sutton Mountains anticlinorium; Qc-Quebec City; TM-Thetford Mines. See inset for location.

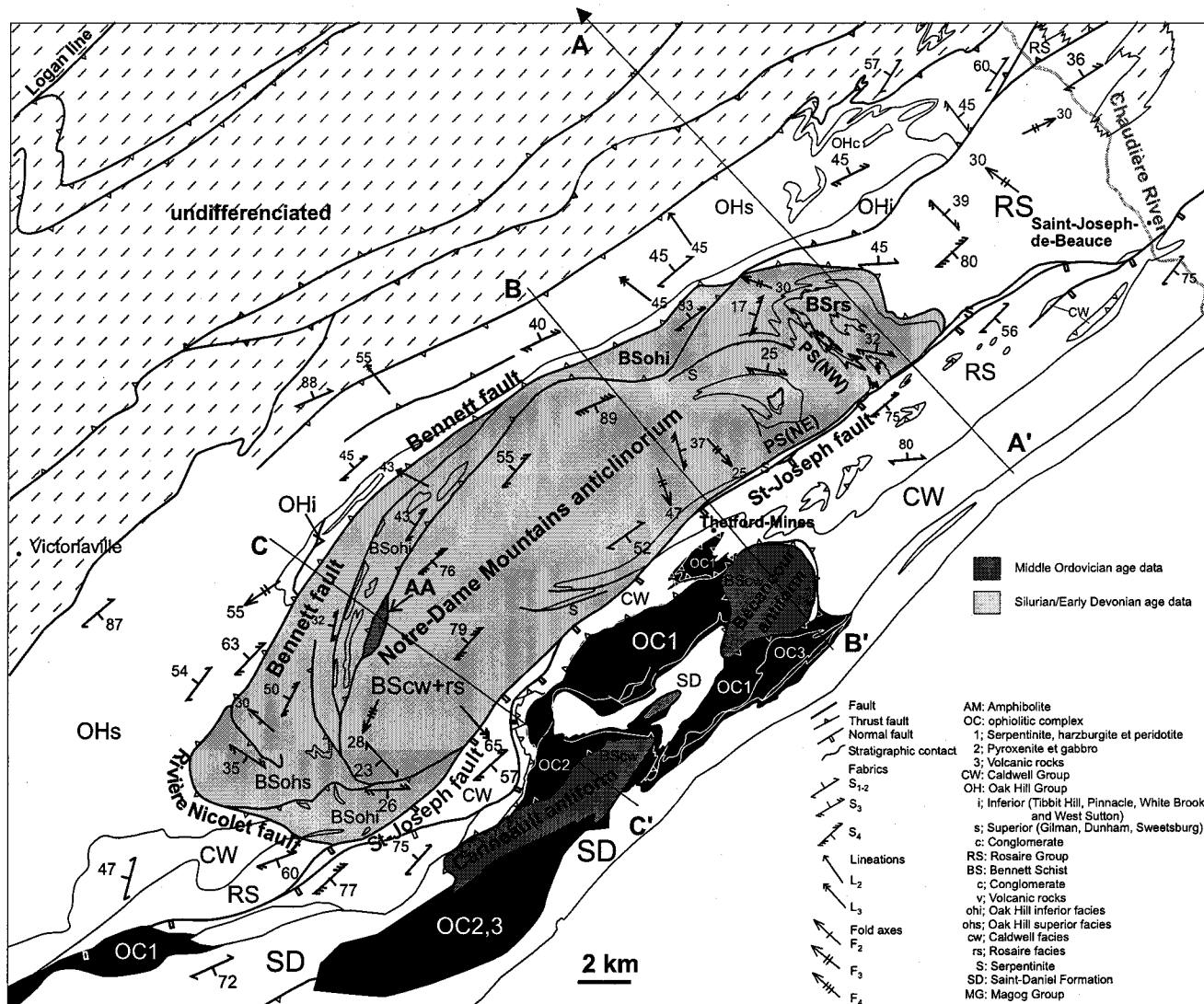


Figure 5.2. Simplified geologic map of internal Humber zone and parts of the Dunnage zone, in southern Quebec, with structural data and geochronological domains. Modified from Castonguay et al. (chap. 4). See Figure 5.1 for location. AA-Arthabasca amphibolite; PS-Pennington sheet (NW-northwest branch; NE-northeast branch). Units of the external zone are undifferentiated.

of the external zone. Although traditionally undifferentiated as the Bennett schists, three lithologic facies of the external Humber zone are recognized within the internal zone: the Oak Hill, Caldwell and Rosaire facies (Early Cambrian to Early Ordovician; St-Julien and Hubert, 1975; Kumarapeli et al., 1989). In the external zone, the Oak Hill Group is made up of mafic volcanic rocks (Tibbit Hill Formation), quartzites, schists and slates, which represent a rift- and drift-related sequence. Quartzo-feldspathic sandstone with subordinate volcanic rocks and green and red slates characterize the Caldwell Group. The latter is overlain by the Rosaire Group, which consists of quartzite and black slates. The Caldwell and Rosaire groups are interpreted as continental slope and rise deposits (St-Julien and Hubert, 1975).

In the study area (Fig. 5.2), the Dunnage zone comprises the Thetford Mines ophiolitic Complex, the St-Daniel Mélange and the Magog Group, which have been interpreted as remnants of Iapetus oceanic crust, as an oceanic accretionary complex, and as a forearc sequence, respectively (St-Julien and Hubert, 1975; Cousineau, 1990; Tremblay et al., 1995). The Thetford Mines ophiolitic Complex consists of a well-preserved succession of tectonic peridotite, mafic/ultramafic cumulates and volcanic rocks that are thought to be Early Ordovician in age (Dunning et al., 1986; Tremblay et al., 1995). The St-Daniel Mélange is an orogen-scale unit made up of decameter-scale olistoliths and tectonic slices of various rock types within a pebbly mudstone or a black shale matrix. It is believed to be Early to Middle Ordovician (St-Julien and Hubert, 1975; St-Julien et al., 1983). The Magog Group is a Middle to Late Ordovician turbiditic sequence preserved in the St-Victor synclinorium (Fig. 5.1; St-Julien and Hubert, 1975; Cousineau, 1990; Tremblay et al., 1995).

The Connecticut Valley-Gaspé synclinorium is part of the Gaspé belt (Fig. 5.1; Bourque et al., 1995). It comprises fine- to very coarse-grained siliciclastic rocks, various types of limestones, and felsic to mafic volcanic rocks. In southern Quebec, these rocks vary in age from Late Silurian (Pridolian) to Devonian (Bourque et al., 1995). They

unconformably overlies or tectonically juxtaposes Cambro-Ordovician rocks of the Dunnage zone along the La Guadeloupe fault (Fig. 5.1; Bourque et al., 1995).

Major faults of the southern Quebec Appalachians are (Figs. 5.1, 5.2, and 5.3): (1) the Logan Line, which defines the limit between the allochthons of the external Humber zone and parautochthonous and autochthonous rocks of the St-Lawrence platform (St-Julien and Hubert, 1975); (2) the Richardson fault, interpreted as the boundary between the external and internal Humber zones (St-Julien and Hubert, 1975); (3) the Bennett fault, a major southeast-directed fault that delineates the northwestern limb of the NDMA (chap. 2); (4) the St-Joseph fault (SJF) marks the southeastern limb of the NDMA. It has been traditionally considered to represent a thrust fault (St-Julien, 1987; Cousineau, 1990), but has recently been shown as a major southeast-dipping normal fault (Pinet et al., 1996b); and (5) the La Guadeloupe fault is an Acadian southeast-dipping high-angle reverse fault (Tremblay et al., 1989) separating the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium from units of the Dunnage zone. Among these faults, the Bennett and St-Joseph faults characterize strong metamorphic breaks, with low-grade to sub-greenschist grade rocks in their hanging wall and middle-greenschist to lower-amphibolite grade rocks in their footwall (i.e., within the NDMA).

5.3 DISTRIBUTION, CHARACTER AND TIMING OF TECTONIC EVENTS

In the internal Humber zone of southern Quebec, Tremblay and Pinet (1994a) have documented three groups of fabrics and structures attributed to distinct tectonic events: (1) $D_{1,2}$ events are essentially compressional, foreland-directed structures associated to the regional prograde metamorphism; (2) D_3 events comprise hinterland-directed structures and localized retrogressive metamorphism; and (3) D_4 events are associated to folding and doming of earlier structures and attributed to the Acadian orogeny. Castonguay et al. (chaps. 3 and 4) have shown that metamorphic minerals associated to each of these events yield different brackets of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, which correspond to Middle Ordovician ($D_{1,2}$), Silurian to Early Devonian (D_3), and Middle to

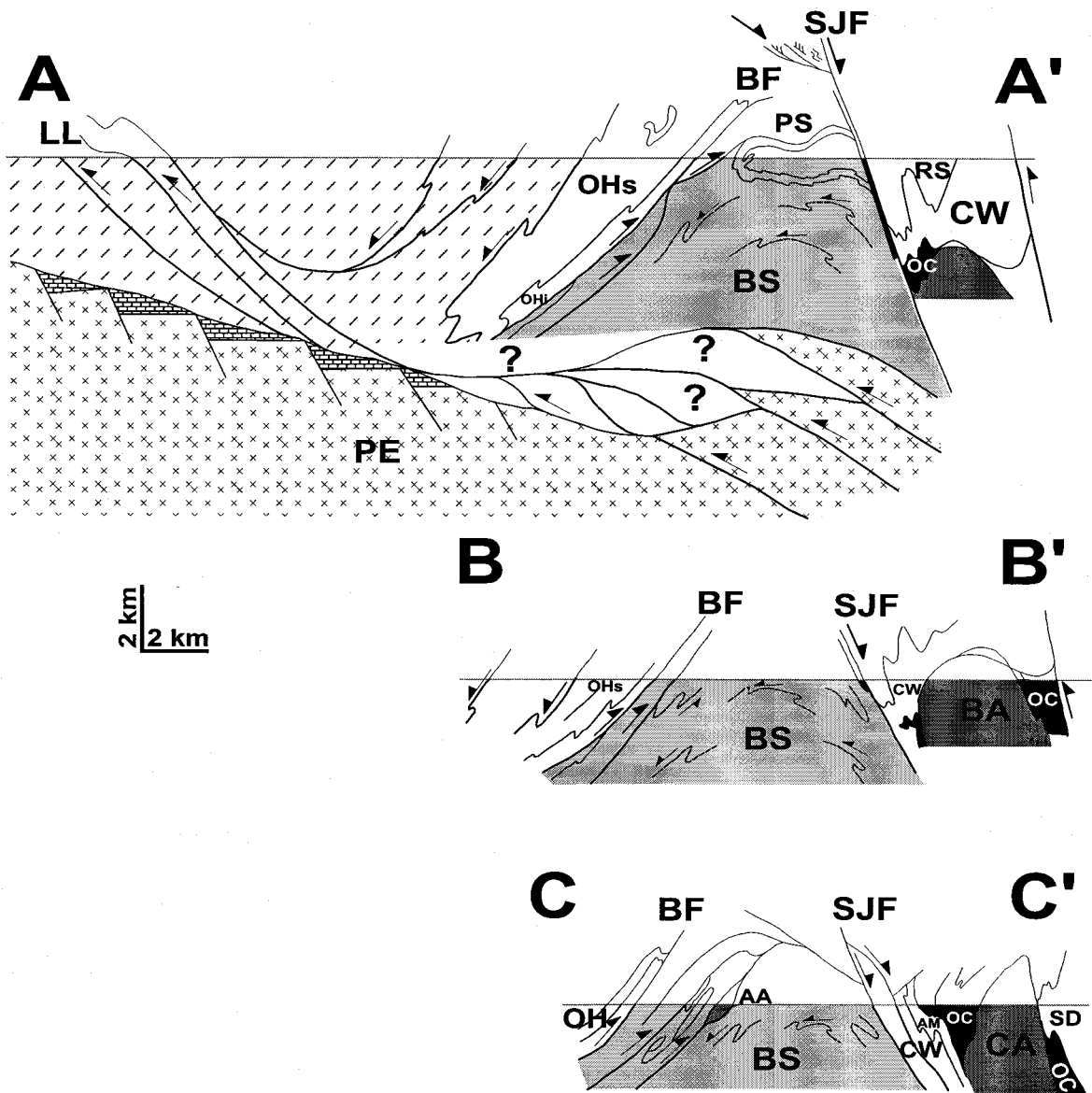


Figure 5.3. Simplified vertical cross-sections along the Notre-Dame Mountain anticlinorium. See Fig. 5.2 for locations and legend. PE- Grenvillian basement; BA- Bécancour antiform; Ca- Carineault antiform. Section A-A' is parallel and modified from the section (i.e., seismic line 2001) in St-Julien et al. (1983).

Late Devonian (D_4). In the following section, the principal structural and metamorphic characteristics of each event are briefly described along with a synthesis of the available age constraints. The metamorphic, kinematic and age data are then used to constrain the tectonic setting and timing of regional deformation in the internal Humber zone of southern Quebec.

5.3.1 Middle to Late Ordovician events

D_{1-2} represents the main compressional phase and is regionally developed (Tremblay and Pinet, 1994a). In the external Humber zone, this deformational phase is characterized by an outer zone of thrust-imbricated nappes and an inner zone of northwest-directed nappes and northwest-verging folds (St-Julien and Hubert, 1975). Thrust faults are often marked by olistostromal mélanges. The regional slaty cleavage is axial-planar to open to closed folds (Fig. 5.4a) that are mostly perpendicular to the mineral lineation. Metamorphism increases southeastward from prehnite-pumpellyite in the northwest, to lower greenschist grade near the Bennett fault (St-Julien and Hubert, 1975; Birkett, 1981).

Within the internal Humber zone, the D_{1-2} phase is associated with greenschist to locally epidote-amphibolite facies metamorphism (Birkett, 1981) as mafic rocks locally contain chloritoid, hornblende and biotite. Highly retrogressed, sub-millimetric porphyroblastic garnet is also documented in metasedimentary rocks of the Notre-Dame mountains anticlinorium (Birkett, 1981) and in the Bécancour and Carineault antiforms. Chloritoid and sphene are common, and white mica and chlorite are virtually ubiquitous in most rock types. Although the kinematics of D_{1-2} deformation within the internal zone is less constrained than in correlative structures of the external zone, it is also thought to be dominated by northwest-directed thrust sheet emplacement (Figs. 5.1, 5.2 and 5.3; St-Julien and Hubert, 1975; chap. 2). The composite nature of the fabrics (S_{1-2}) is often recognized within the internal zone, especially in areas of limited D_3 structural overprinting. In such cases, the S_1 cleavage is involved in curvilinear and intrafolial F_2

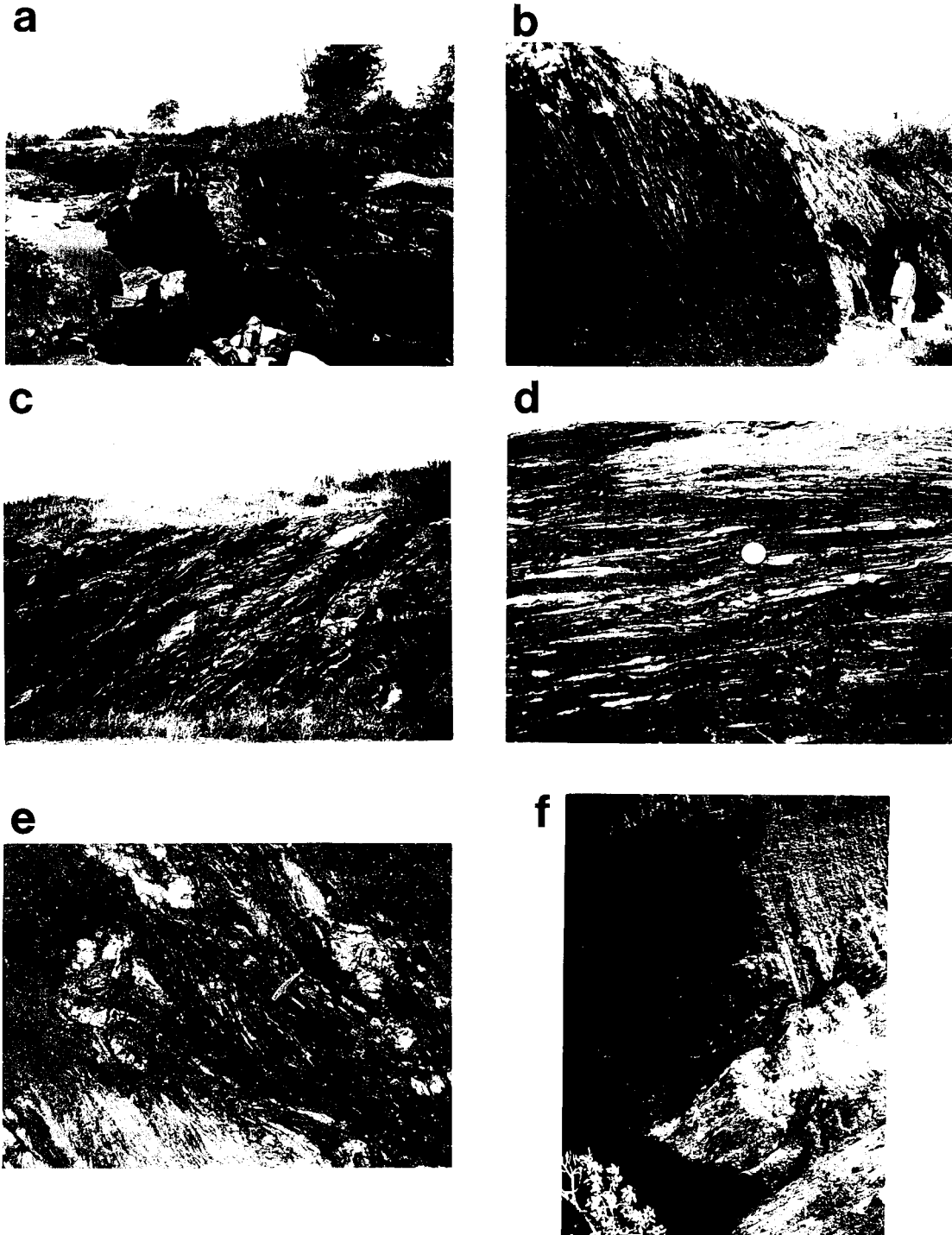


Figure 5.4. Field photographs of representative structural and kinematic elements. (a) typical deformational style in the external Humber zone. (b) Typical F_3 fold in the external Humber zone. (c) Brittle-ductile D_3 structures located along the footwall of the St-Joseph fault in the Chaudière River area. (d) Typical strong S_3 schistosity that transposed the $S_{1,2}$ foliation. (e) C/S fabrics and shear bands in the Bennett fault zone, shear sense to the southeast. (f) The St-Joseph fault trace marked by the Pennington Sheet, which has been exploited for asbestos and talc. Photographs are oriented SE-NW, except photograph c, which is oriented NW-SE.

folds that are attributed to a progressive and incremental D_1/D_2 deformation. Elsewhere, the $S_{1,2}$ fabric is a closely spaced northeast-southwest-trending schistosity, which wraps around the NDMA (Figs. 5.2 and 5.5) and is defined by a metamorphic differentiation and the alignment of white mica or locally biotite. A northwest-southeast-trending mineral and/or stretching lineation ($L_{1,2}$) is generally down-dip onto $S_{1,2}$ (Fig. 5.5). F_2 folds are closed to isoclinal and their axes are often curvilinear (i.e., sheath folds; Fig. 5.5). Within the NDMA, the identification of $D_{1,2}$ shear zones is rendered difficult by the intensity and homogeneity of $D_{1,2}$ fabrics and by intense superposed deformation (i.e., D_3). Recognition of $D_{1,2}$ shear zones is inferred in the field by stratigraphic cutoffs and the presence of serpentinite slivers (Tremblay and Pinet, 1994a; chap. 2). The Caldwell and Rosaire facies are thought to mostly be in $D_{1,2}$ tectonic contact within the NDMA (St-Julien, 1987). The northwest-southeast-trending branch of the Pennington sheet (Fig. 5.2; St-Julien, 1987) is interpreted as a complex $D_{1,2}$ fault zone containing mylonitized and brecciated serpentinite (Tremblay and Pinet, 1994a). For clarity, most of these early faults have been omitted on the geologic map and cross-sections (Figs 5.2 and 5.3), some are schematically shown to illustrate the overall structural style.

Geochronological constraints for the $D_{1,2}$ event are based on paleontological dating in the external zone and isotopic dating in the internal zone. In the external Humber zone, graptolite fauna found in the matrix and in olistoliths of mélanges at the base of thrust nappes indicate a foreland-verging thrust system (i.e., piggyback), active from latest Middle Ordovician (*Nemagraptus gracilis* Zone) to Late Ordovician (*Corynoides americanus* and *Orthograptus ruedemanni* Zones; St-Julien and Hubert, 1975). Foreland limestones (Trenton Group) and syn-orogenic flysch deposits (Utica shale and Sainte-Rosalie Group) both yielding *Orthograptus ruedemanni* Zone graptolites (Riva et al., 1977), clearly record the Late Ordovician deepening of the Taconian foreland basin (St-Julien and Hubert, 1975).

In the internal Humber zone, muscovites forming the dominant $S_{1,2}$ fabric within the Bécancour and Carineault antiforms have yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages ranging

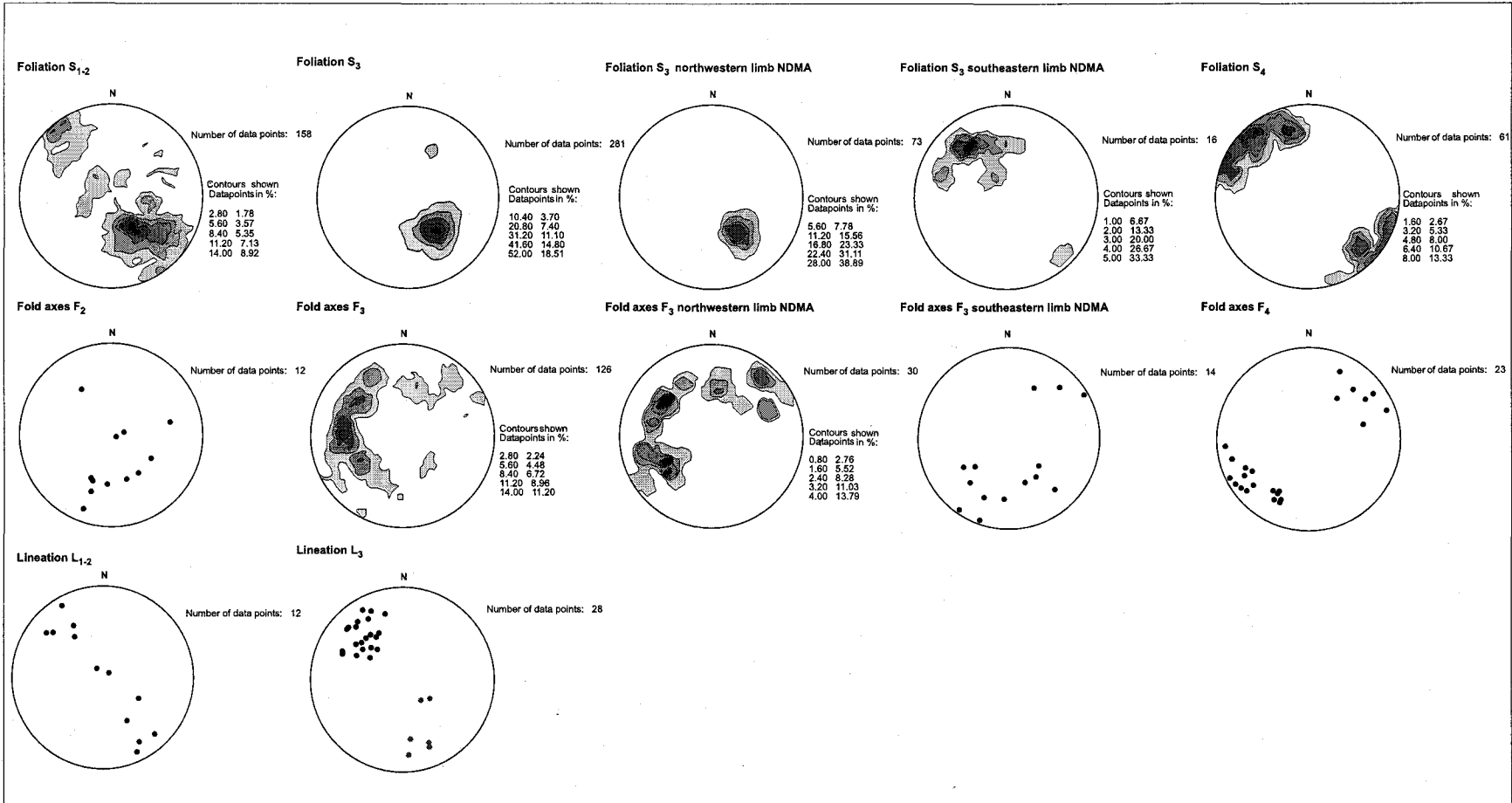


Figure 5.5. Stereographic projections from the lower hemisphere of major structural elements within and around the Notre-Dame Mountain anticlinorium. See text for discussion.

between 469 ± 1 and 461 ± 1 Ma (Whitehead et al., 1996; chaps. 3 and 4). Apparent ages displayed by high-temperature steps from partly retrogressed amphiboles within the NDMA (i.e., Arthabasca amphibolite; Fig. 5.2) have also displayed Middle Ordovician ages of 461 ± 2 that have been interpreted to date the $M_{1,2}$ Taconian metamorphic pulse (chap. 4). Age data from the Arthabasca amphibolite represent the only remaining constraint unequivocally showing that Middle Ordovician metamorphism has affected rocks of the NDMA, and that subsequent metamorphism is effectively a D_3 -related overprint (see below).

5.3.2 Silurian-Early Devonian events

Within and around the NDMA, $D_{1,2}$ structures are overprinted by a southeast-directed D_3 deformational event (Tremblay and Pinet, 1994a). In the external Humber zone, D_3 structures decrease in intensity northwestward away from the Bennett fault. The S_3 fabric evolves rapidly from a penetrative metamorphic schistosity along the Bennett fault, to a crenulation cleavage, until becoming a fracture cleavage less than 10 km northwest of the Bennett fault. F_3 fold asymmetry in that part of the external zone is southeast-verging (Fig. 5.4b), and is well exemplified south of Quebec City, where the Richardson fault is folded by a regional F_3 anticline (Fig. 5.1; Vallières, 1971; chap. 2).

On the basis of style and kinematics, Pinet et al. (1996b) have separated D_3 features of the southeastern Humber zone into compressional D_{3west} and extensional D_{3east} structures. Their description was based on a section along the Chaudière River (Figs. 5.1 and 5.2), which corresponds to a periclinal structural depression of the internal Humber zone where only upper-crustal levels crop out. D_{3west} fabrics have been attributed to southeast-directed faults, such as the Bennett fault, and D_{3east} fabrics have been described as a pressure-solution cleavage related to an anastomosed network of brittle-ductile low- and high-angle normal faults and associated boudins and folds (Fig. 5.4c) that are found in the footwall of the SJF (Pinet et al., 1996b). Together, the St-Joseph fault (sensu stricto) and its footwall structures (D_{3east}) can be referred to as the St-Joseph fault system.

Southwestward across the deeper structural levels of the NDMA, D_3 features are penetrative, complexly and heterogeneously developed. Along the northwestern limb of the NDMA, the S_3 fabric dips moderately to the northwest and is axial planar to northeast-southwest plunging, southeast-verging regional-scale F_3 folds (Figs. 5.2, 5.3 and 5.5). In high-strain deformation zones related to the Bennett fault, the S_3 foliation forms a metamorphic layering that obscures older fabrics (Fig. 5.4d), and mesoscopic fold axes are mostly parallel to a L_3 stretching and/or mineral lineation (Fig. 5.5). Kinematic indicators found within these high-strain zones, such as C/S and shear band fabrics (Fig. 5.4e), and pressure-fringes are systematically southeast-directed (chap. 2). D_3 metamorphism and deformation have produced a combination of neo- and re-crystallized white micas, and also induced partial to complete retrogression of pre-existing amphibole (e.g., along the Arthabasca amphibolite; Birkett, 1981; chap. 4). Shear zones related to the Bennett fault can be traced for 150 km, from the southwestern part of the NDMA where it merges with the Rivière Nicolet fault (Fig. 5.2; Caron, 1983), to northeast of the Chaudière River where it probably joins the Abénaquis fault (Fig. 5.1; Lebel and Hubert, 1993). The Bennett fault has been traditionally interpreted as a folded northwest-directed fault (St-Julien and Hubert, 1975). Recent studies have however clearly established that it is a southeast-directed fault interpreted as a backthrust (chap. 2) or as a rotated extensional mid-crustal detachment (chap. 3; Tremblay et Pinet, 1998). Similar hinterland-verging folds and shear zones have been recognized southwestward (Colpron, 1990; Marquis, 1991), especially along the Brome thrust, which delineates the northwestern limb of the Sutton mountains anticlinorium (Fig. 5.1), a structure correlative to the NDMA.

Along the southeastern limb of the NDMA, the St-Joseph fault (Figs. 5.1, 5.2 and 5.3) separates polydeformed, metamorphic units of the NDMA to the northwest from faintly metamorphosed and deformed correlative lithologies to the southeast, which attest for a higher structural level prior to normal faulting (Pinet et al., 1996b). The SJF is locally delineated by slivers of sheared serpentinite along the northeast/southwest-

trending branch of the Pennington sheet (Figs. 5.2 and 5.4f; Kirkwood and Tremblay, 1994; St-Julien, 1987). Along the Pennington sheet, D_3 structures are less distinctive than those described northeastward (i.e., $D_{3\text{east}}$) by Pinet et al. (1996b) and are characterized by brittle-ductile to brittle high-angle normal faults corresponding to the SJF (*sensu stricto*). There, the S_3 fabric is a southeast-dipping pressure-solution crenulation cleavage (Fig. 5.5), which contains generally less neo-crystallized minerals than that of the northwestern limb and associated folds often have a kink-like geometry, with sub-horizontal northeast-southwest-trending axes (Fig. 5.5). In several localities of the Pennington Sheet, stretching lineations and slickenlined surfaces are well-developed and southeast-directed normal motion is evidenced by a schistosity drag along fault walls and pervasive C/S fabrics.

In the immediate hanging wall of the SJF, the rock sequence vary from inverted to normal (Cousineau, 1990) due to a pre-existing phase of recumbent folding (St-Julien, 1987) but, the regional structural style is dominated by upright northeast-trending folds with a sub-vertical, axial-planar cleavage (D_4 of Tremblay and Pinet, 1994a; see below). Folds of similar style and orientation found southeastward in the Magog Group and Gaspé belt have been attributed to the Middle to Late Devonian Acadian orogeny (Tremblay and Pinet, 1994a). Upper crustal units along the immediate hanging wall of the SJF have been considered as part of the internal zone (St-Julien and Hubert, 1975), but based on the data above, their structural and metamorphic characteristics as well as their location are better explained otherwise. The presence of a pre-existing phase of recumbent folding in these rocks may have been associated to upper-crustal southeast-directed faulting that would have brought external Humber zone facies southeastward, which would have subsequently been juxtaposed to the NDMA (i.e., internal Humber zone facies) by further southeast-directed normal motion along the SJF.

Along the axis region of the NDMA, the structure is sub-horizontal, lithologic marker horizons and overprinted features are rare, rendering the generation and the kinematics of the dominant structural fabric uncertain. S_{1-2} might be dominant, and in

such case D_3 features would be virtually absent. Alternatively, it is not excluded that S_3 is dominant and so penetrative that it would have completely transposed and overprinted $D_{1,2}$ features. Crosscutting relationships between D_3 fabrics from both limbs of the NDMA have not been observed. This lack of visible structural relationships and the practically indiscernible $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data set (see below) bring forward the possibility that D_3 structures from both sides of the NDMA belong to the same event of incremental, progressive deformation. Nevertheless, map-scale relationships at the axial terminations of the NDMA (Figs. 5.2, 5.3 and 5.6; see below) suggest that at least the high-angle brittle structures of the SJF (*sensu stricto*) postdated those of folded fault splays genetically related to the Bennett fault.

Both axial terminations of the NDMA are structurally complex, but represent key areas. The northeastern region of the NDMA (Fig. 5.6a) is delineated by the Pennington sheet where interaction of $D_{1,2}$ and D_3 structures produce large refolded recumbent folds that are subsequently affected by open F_4 folds (see below), which plunge ca 25° northeastward (St-Julien, 1987). Along the hanging wall of the Bennett fault, D_3 features are northeast/southwest-trending, dip moderately (ca 45°) to the northwest and do not wrap around the NDMA. The Bennett fault carries lower Oak Hill Group in its hanging wall against Rosaire, lower Oak Hill and Caldwell facies of the Bennett schist to the southwest and against the Rosaire Group northeastward. Footwall structures bend over an east-west and then a northwest-southeast direction along with a footwall subsidiary splay of the Bennett fault that marks the northeastern termination of the NDMA. The southwestern termination of the NDMA (Fig. 5.6b) is delineated by the Rivière Nicolet fault (Caron, 1983), which branches off the Bennett fault and swings ca 120° southeastward to meet at a considerable angle with the SJF. It separates Oak Hill facies of the NDMA from low-grade Caldwell and Oak Hill groups to the southwest. As for the northeastern termination, $D_{1,2}$ and D_3 structures are involved in open F_4 folds plunging moderately to the southwest. In that region, the St-Joseph fault is composed of two moderately to steeply southeast-dipping fault splays isolating a wedge of Caldwell Group lithologies, which have preserved primary sedimentary features such as graded-bedding,

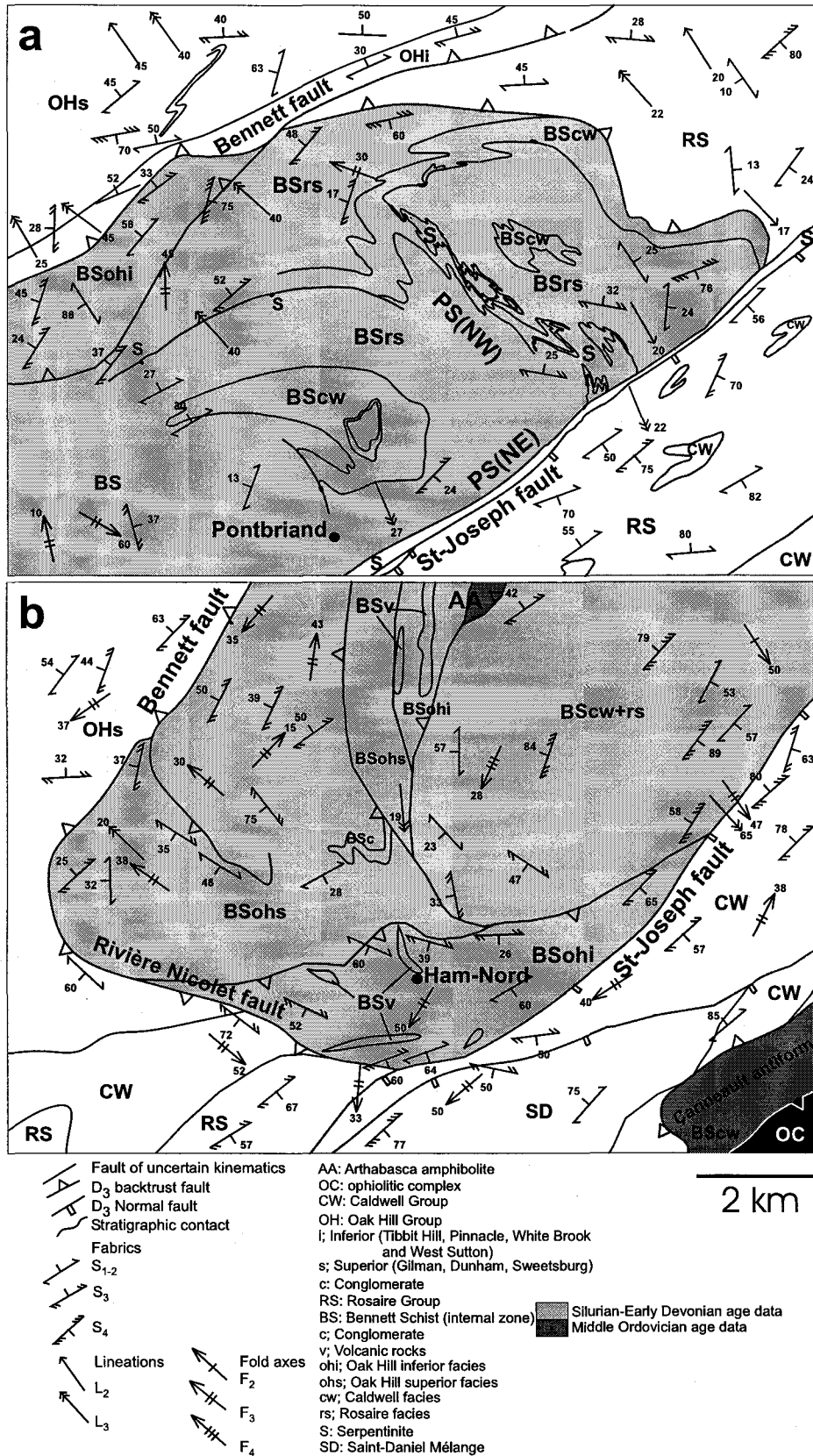


Figure 5.6. Geologic maps of the Notre Dame Mountains anticlinorium axial terminations. (a) northeastern termination. (b) southwestern termination. Note the angular relationship and the apparent cut-off of the backthrusting-related structures by the extensional structures of the St-Joseph fault. See text for discussion.

and from which Castonguay et al. (chap. 4) have obtained a Precambrian (detrital?) muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age. High-angle structural map relationships between the Rivière Nicolet fault and the St-Joseph Fault (*sensu stricto*) indicate that part of the movement on the SJF clearly postdates D_3 structures of the NDMA.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating age constraints on the timing of the D_3 phase are manifold within the NDMA (chaps. 3 and 4). They comprise plateau or low-temperature apparent step ages of retrogressed amphibole (containing biotite intergrowths) ranging from 429 to 424 Ma, and biotite plateau ages varying between 420 and 411 Ma. In addition, numerous muscovites, taken mostly from S_3 shear fabrics have plateau ages that vary from 431 to 411 Ma. Among the muscovite data, significant age differences are observed, and there is no conspicuous and systematic geographical repartition of plateau ages. However, when all muscovite spectra are looked at statistically by illustrating the weighted importance of every medium- to high-temperature apparent step ages, the data show an irregular younging of weighted apparent age maxima from northwest to southeast across the NDMA (chap. 4). Apparent age maxima decrease from 426 Ma along the Bennett Fault, to 424-416 Ma in the axial area of the NDMA, to a spread of relatively low frequency maxima between 417 and 429 Ma in the vicinity of the St-Joseph fault, to finally attain 423 Ma in its immediate footwall. Castonguay et al. (chap. 4) have suggested that the spread of plateau age results and the apparent age decrease across the NDMA records a heterogeneously developed deformational event that caused the progressive and diachronous southeastward exhumation of parts of the internal Humber zone in response to extension along the St-Joseph fault and its footwall structures.

In summary, the St-Joseph fault conspicuously separates two distinct geochronological domains: Ordovician ages in structural windows of its hanging wall and mainly Silurian-Early Devonian ages along its footwall, within the NDMA. Middle Ordovician events are regionally developed and have affected the entire internal Humber zone, whereas, Silurian-Early Devonian events seem to have been exclusively "geochronologically" recorded in rocks northwest of the SJF. The SJF juxtaposes upper

crustal (external Humber zone equivalent) units of the Caldwell and Rosaire groups along its hanging wall (Figs 5.1, 5.2 and 5.3) against correlative units inferred to have acquired many of their characteristics at deeper, mid-crustal levels. The combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results and distinct metamorphic and structural styles across the SJF indicate a significant contrast in tectonic history between rocks of its hanging wall and footwall.

5.3.3 Middle to Late Devonian events

The internal Humber zone of southern Quebec is part of the Acadian external zone of Tremblay and Pinet (1994a) as it has been variously overprinted by structures related to the Acadian orogeny. The regional structure (i.e., D_4 of Tremblay and Pinet, 1994a) translates into northeast/southwest-trending upright open folds (Fig. 5.5) associated to the development of a non-metamorphic axial-planar crenulation cleavage. Similarly to the Sutton mountains anticlinorium (Fig. 5.1), which shares analogous structural features (see Colpron, 1990), the initial geometry of the NDMA has probably been accentuated during D_4 deformation to form the actual doubly-plunging anticlinorium. Intensity of D_4 structures and metamorphism increases both south- and eastward (Osberg et al., 1989; Armstrong et al., 1992; Tremblay et Pinet, 1994a). In the Sutton mountains anticlinorium and parts of New England, the S_4 fabric becomes associated with significant metamorphic crystallization and M_4 metamorphism has partially to completely overprinted previous metamorphic assemblages (Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985; Hames et al., 1991; Armstrong et al., 1992). Southward, in the Dunnage zone, regional metamorphism and folding are dominantly Acadian-related (Tremblay et al., 1995).

Castonguay et al. (chap. 4) and Tremblay et al. (2000) have recently acquired age constraints on D_4 in southern Quebec. Disturbed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra obtained from cleavage-forming muscovite at the edge of the Bécancour antiform yielded Middle to Late Devonian ages (387.0 ± 4.1 and 376.4 ± 27.0 Ma; chap. 4). In Dunnage zone, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses from greenschist-grade Ordovician volcanic and plutonic rocks of the Ascot

complex (Fig. 5.1; Tremblay et al., 1995) indicate that Acadian metamorphism and deformation peaked at ca 380-375 Ma (Tremblay et al., 2000).

5.4 TECTONIC EVOLUTION OF THE LAURENTIAN MARGIN

On the basis of structural, kinematic and metamorphic characteristics, the evolution of the Humber zone can be segmented into two distinct tectonic events of Middle Ordovician and Silurian-Early Devonian age respectively. The tectonic evolution of the internal Humber zone may thus be separated into two main orogenic phases. The Middle Ordovician phase is consistent with the structure and metamorphism attributed to the Taconian orogeny elsewhere in the Appalachian orogen, whereas two alternative models are considered to account for Silurian to Early Devonian tectonism.

5.4.1 Middle to Late Ordovician tectonism: the Taconian orogeny

The tectonic style of that phase appears to be rather constant throughout the northern Appalachians, even if variations in the metamorphic intensity do occur along-strike. The overall structural framework is compatible with the destruction of the Humber zone (i.e., Laurentian continental margin) by northwestward translation, in response to the accretion of the oceanic Dunnage zone. The deformation style is initially thin-skinned, foreland- (as in Quebec and Newfoundland; Hibbard et al., 1995) or hinterland-propagating (as in western New England; Stanley and Ratcliffe, 1985) as the Taconian wedge increases in thickness, and it is accompanied by regional prograde metamorphism.

In the internal Humber zone of southern Quebec, structural fabrics yielding Middle Ordovician ages are related to mid-crustal structures that are considered to be the equivalents of foreland-directed folds and thrust sheets of the external Humber zone, and are therefore attributed to the Taconian orogeny. This phase is strongly overprinted by younger tectonism within parts of the internal zone, but its imprint is locally preserved in amphibole of the NDMA and within structural windows in the hanging wall of the SJF.

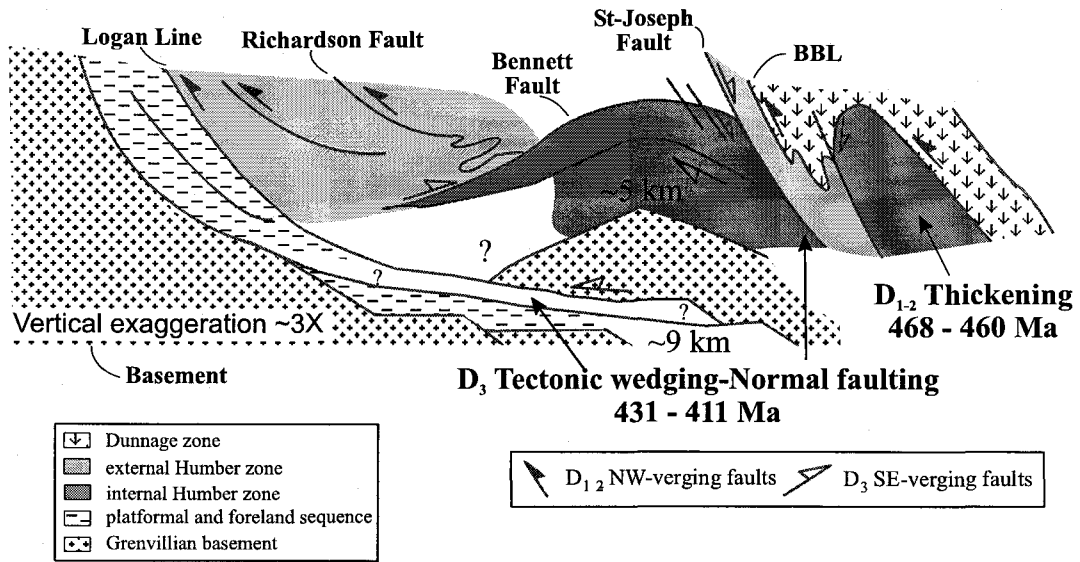
The occurrence of a Taconian tectonic event in southern Quebec is indisputable. Paleontological and isotopic age constraints on nappe emplacement in the external Humber zone and on structures and metamorphism in the internal Humber zone are concordant and attest for significant orogenic-scale tectonic activity during the Middle to Late Ordovician.

5.4.2 Silurian-Early Devonian tectonism

In the Canadian Appalachians, Silurian-Early Devonian tectonism recorded in the internal Humber zone has been attributed to either late stages of the Taconian orogeny (chaps. 2 and 3) or to a distinct collisional and thermal event known as the Salinian orogeny in Newfoundland (Cawood et al., 1994, 1995). In the internal Humber zone of southern Quebec, structural fabrics yielding Silurian to Early Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are superposed on earlier structures and die out progressively northwestward into the external zone. They are clearly associated to hinterland-directed folds and shear zones and to deformation and retrograde alteration of older metamorphic paragenesis, and therefore, most probably represent deformation and metamorphic retrogression age data. This contradicts and rectifies the previous interpretation of Castonguay et al. (chap. 3), who regarded these Silurian to Early Devonian data as metamorphic cooling ages.

The hinterland-directed deformation of southern Quebec may be integrated into two alternative models (Fig. 5.7). The first model views the Bennett fault as a compressional southeast-directed backthrust that is accompanied by syn- (to post-) compressional extension along the St-Joseph fault, both faults responding to the formation of basement-cored duplexes at depth (thick-skinned deformation). The second model rather envisages the Bennett fault as an exposed mid-crustal detachment genetically and kinematically associated to the St-Joseph fault and depicts the extensional collapse of the internal Humber zone.

A Model 1: Back-thrusting and syn- to post-compressional extension



B Model 2: Crustal extension and orogenic collapse

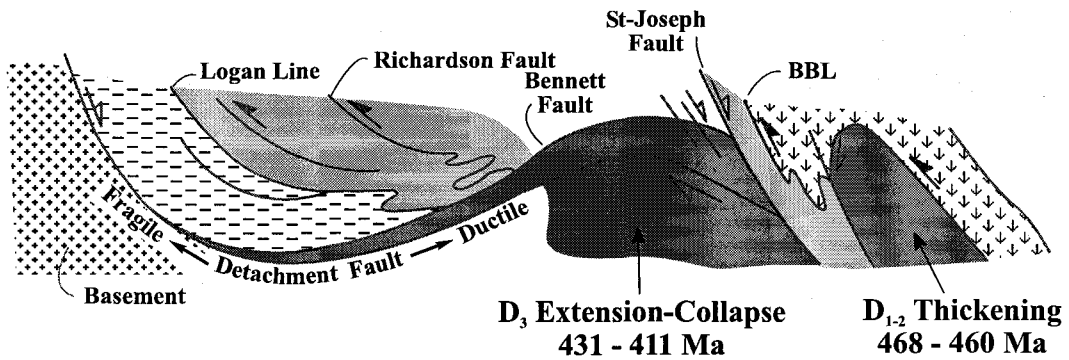


Figure 5.7. Schematic alternative models for the Silurian/Early Devonian tectonic evolution the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians. A- back thrusting, tectonic wedging and syn- to post-compressional extension. B- crustal extension and orogenic collapse. Not to scale. See text for discussion.

5.4.2.1 Model 1: Back thrusting and syn- to post-compressional extension

In the scheme of that model, deformation was mostly accommodated by backthrusting and backfolding along the western part of the internal zone (i.e., northwestern limb of the NDMA). It occurred probably at the expense of thrust faulting in the external zone, where no evidence for Silurian deformation has been yet documented. According to previous studies, which have suggested that the Grenvillian basement has been involved in the compressive deformation (St-Julien et al., 1983; Bardoux and Marquis, 1989), hinterland-directed deformation may thus be interpreted to record the supracrustal response to the tectonic wedging of Grenvillian crust, at depth below the NDMA (Bardoux and Marquis, 1989; chaps. 2 and 3). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data suggest that backthrusting would have been initiated at around 431 Ma and later interacted with extension along the SJF. In this model, extensional deformation occurred mostly east of the basement wedge apex, above the wedge footwall ramp (Pinet et al., 1996b). The extension recorded by the SJF system would have proceeded diachronously southeastward, and terminated with high-angle brittle faulting along the SJF (*sensu stricto*) at ca 410 Ma.

Some facts are however in apparent conflict with those predicted in this model: (1) Genetically relating basement imbrication with Silurian hinterland-directed deformation of the internal Humber zone should necessitate a protracted and continuous compressional and metamorphic history from the Middle Ordovician until the Early Devonian, which should also be reflected in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data. It is not the case as age constraints seem to rather record two time-separated and kinematically unlinked tectonic events (chaps. 3 and 4). (2) The occurrence of Grenvillian basement tectonic slivers along the $D_{1,2}$ Richardson fault (Fig. 5.1; Vallières et al., 1978; Castonguay, unpublished data) suggests basement involvement during the Middle to Late Ordovician structural imbrication of the external Humber zone. Although this may be resulting from the original basement topography and the implication of basement highs in the deformation, it still militates against a strong and unique genetic link between Silurian-Early Devonian hinterland-directed deformation and the formation of basement duplexes in the internal zone.

5.4.2.2 Model 2: Crustal extension and orogenic collapse

An alternative model would be to depict the Silurian-Early Devonian tectonic evolution of the Laurentian margin as a period of extensional collapse following the Taconian orogeny. In such model, the Bennett fault would represent an extensional fault in the middle crust that is kinematically related to the SJF system. The Bennett fault would delineate a low-angle detachment, which has been rotated and folded in response to isostatic rebound during crustal extension. The detachment would have thus become convex, ceased to be active, which consequentially forced extensional strain to be transferred eastward along upper-crustal high-angle normal faults of the SJF system (Fig. 5.7 and 3.3). This alternative model is reminiscent of features associated with the development of Cordilleran metamorphic complexes (Lister and Davis, 1989), and provides a viable and thoughts-provoking setting for the tectonic features observed in the study area. Metamorphic core complexes result from tectonic denudation caused by excision of a crustal section in response to isostatic readjustment of the footwall sequence following crustal thickening stages. A key feature of such structures is the occurrence of asymmetric isotopic age patterns in the footwall of extensional faults, with ages becoming progressively younger in the direction of tectonic transport (e.g., Lee and Sutter, 1991; McGrew and Snee, 1994; among others). In mature metamorphic core complexes, this apparent age decrease is often interpreted as the result of progressive unroofing of footwall rocks in the direction of hanging wall (extensional) transport, which is similar to the interpretative model of Castonguay et al. (chap. 4) for the NDMA. This model would also provide an alternative explanation for the characteristic positive gravity anomaly field centered on the internal Humber zone of southern Quebec (Haworth et al., 1980) that is currently attributed to the presence of mafic volcanic rocks (Kumarapeli et al., 1981; Seguin, 1982), but may in fact be reflective of lower crust rebound (readjustment) following extensional collapse of the upper/middle crust.

Key elements that commonly characterize metamorphic core complexes are however lacking in the southern Quebec Appalachians or contradict those predicted by this model. (1) Metamorphic core complexes register high cooling and unroofing rates

(>>100°C; e.g., Hill et al., 1992). Silurian-Early Devonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from southern Quebec cannot be used to constrain cooling rates as they are not simple cooling ages, but rather seem to record complex and heterogeneously-developed deformation and recrystallization (chap. 4). (2) Metamorphic core complexes are also characterized by extensive granitic plutonism that is due to magmatism provoked by uplift of hot asthenospheric mantle. Although, Silurian-Early Devonian plutons do crop out elsewhere, in New England, where they are interpreted as subduction-related (Stanley and Ratcliffe, 1985), or in Newfoundland, where they are thought to be result of collisional tectonics (Cawood et al., 1995), none occur in Quebec. (3) The model also requires that the Bennett detachment fault would merge northwestward with upper crustal normal faults that have yet to be recognized. Numerous normal faults do occur at the edge of the Appalachians and the St-Lawrence Platform (Fig. 5.1), but have traditionally been attributed to rifting of Iapetus (St-Julien and Hubert, 1975) that have been reactivated in response to thrust loading during the Taconian orogeny (i.e., Late Ordovician; Utica shale time), and possibly reactivated again in the Mesozoic due to the opening of the North Atlantic (Glasmacher et al., 1998). (4) The dominant deformational style is conspicuously different from both fault zones surrounding the NDMA: northwestern structures (e.g. Bennett fault) are exclusively layer-compressional, whereas southeastern structures (i.e., St-Joseph fault system) are dominantly layer-extensional, which makes difficult direct genetic and kinematic correlations across the NDMA.

5.5 DISCUSSION

Ambivalence between the two proposed models mainly concerns the genetic origin, tectonic regime and kinematics of the Bennett fault and its relationships with the St-Joseph fault and its footwall structures. Unequivocal genetic or cross-cutting relationships between fabrics and structures associated to the Bennett fault (i.e., $D_{3\text{west}}$ of Pinet et al., 1996b) and those in the footwall of the St-Joseph fault (i.e., $D_{3\text{east}}$ of Pinet et al., 1996b) are lacking. Age constraints on both types of structures are provided by the same dataset, which appears to show the progression and evolution of the deformation, but cannot be used to isolate their individual absolute timing. This lack of observed distinctive criteria might reflect a progressive and relative decrease in compressional strain caused by the relaxation of compressional forces, and a relative increase of extensional strain provoked by gravitational forces related to crustal thickening. Available seismic reflection data (e.g., St-Julien et al., 1983) does not permit to clearly decipher the nature and extent of Grenvillian basement implication at depth below the NDMA, and criteria for deciphering between an extensional (rotated detachment) and a compressional (backthrust) origin (e.g., Wheeler and Butler, 1994; Butler and Freeman, 1996) may not be sufficient at this point. In view of the recently acquired structural, metamorphic and geochronological data along the internal Humber zone, further studies within and at the edge of the Quebec external Humber zone and reprocessing or acquisition of new geophysical data are needed to confront the proposed tectonic models. Nevertheless, the evidence for Silurian-Early Devonian extensional tectonics in the Humber zone is critical and as such, both models provide the tectonic setting needed for the deposition of the Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt.

In the Appalachians, extensional episodes following the Acadian and Alleghanian orogenies are well-documented (McCutcheon and Robinson, 1987; Goldstein, 1989; Cawood, 1989; Snoke and Frost, 1990; Getty and Gromet, 1992; Lynch and Tremblay, 1994; among others). Stratigraphic and structural evidence for pre-Devonian extension along the Humber/Dunnage boundary zone and at the edge of the Connecticut Valley-

Gaspé synclinorium have only been recently documented (Lavoie, 1992; Bourque et al., 1995, 2000; Pinet et al., 1996b). In the Gaspé Belt of eastern Quebec, evidence for Silurian extension is mostly stratigraphic (e.g., abrupt lithostratigraphic thickness variations, shelf faulting and block tilting; Lavoie, 1992; Bourque et al., 1995, 2000), and is also reflected by the Salinic disturbance described in Maine and eastern Quebec (Boucot, 1962). In most localities, structural evidence for extension that should be preserved in the pre-Silurian basement rocks of Siluro-Devonian deposits has probably been covered by the extensive Siluro-Devonian sedimentary cover or obliterated by important Acadian transpressional deformation in eastern Quebec (Malo and Kirkwood, 1995), and annihilated by penetrative Acadian metamorphism and deformation in New England. When tracking the SJF southward, it follows the southeastern limb of the Sutton mountains anticlinorium and merges with the Baie Verte-Brompton Line, where normal faults (Smith, 1982; Rose, 1993), sharp breaks of metamorphic grade (Martin, 1983), and Silurian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Castonguay, unpublished data) have been documented. In southern Quebec, the juxtaposition of greenschist and higher grade rocks in the footwall of the SJF with prehnite-pumpellyite-grade correlative rocks along the immediate footwall, the contrasting geochronological results on both sides, and clear kinematic indicators attest for significant extension along the SJF system. The onset of extension (ca. <431-411 Ma) is coeval with the early sedimentation in the Gaspé Belt of southern Quebec, which is characterized by coarse-grained Ludlovian/Pridolian (Late Silurian; ca. 424-418 Ma) deposits disconformably overlying the deep-water marine deposits of the Dunnage zone (Bourque et al., 1995). In chronology and nature of the rock sequence, the Gaspé belt is a suitable recipient for the product of tectonic denudation of the internal Humber zone.

The significance of the time period between the end of the Taconian orogeny and the onset of hinterland-directed deformation (roughly Ashgillian to Llandoveryan) is critical, but problematic. Amphibole and mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data from Quebec and adjacent New England apparently record two tectonic pulses (Ordovician and Silurian-Early Devonian) with no intermediate results. The timing estimate for Taconian

metamorphism varies from 462 to 445 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite and/or amphibole data; chap. 4 and Whitehead et al., 1996; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole data; Sutter et al., 1985 and Hames et al., 1991, cited in Ratcliffe et al., 1998) and the oldest constraint attributed to hinterland-directed deformation is 431 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite data; chap. 4), thus defining a minimum “time gap” of ca 14 Ma. Due to its higher Ar retentivity and higher isotopic closure temperature towards Ar (ca 500°C; Harrison and McDougall, 1980; Siebel et al., 1998), amphibole more likely records and retains imprints of significant metamorphic events compared to other apparently less retentive minerals such as micas, which are however more sensitive to deformation and Ar loss (e.g., Lips et al., 1998). Consequently, the inferred time gap in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data and the conspicuously different deformational style of the two phases are not consistent with a period of protracted cooling and continuous deformation in the internal Humber zone from the Middle Ordovician to Early Devonian, but more likely reflect the absence of significant tectonic and/or thermal activity during that interval. It further confirms that the two orogenic events are chronologically and kinematically unlinked, the latter of which culminated with extensional tectonism that contributed to the formation of the adjacent sedimentary basins (i.e., Gaspé Belt) during the Late Silurian-Early Devonian. In the scheme of our first model (back thrusting /tectonic wedging), this time interval may reflect the blockage of upper-crustal foreland-directed deformation and a consequential stress build-up period necessary to implicate Grenvillian basement in the deformation. In the scheme of our second model, the interval would reflect the transition period between compressional and extensional tectonics in the middle/upper crust.

Similar time intervals are documented in other orogenic belts. For example, the onset of extension in parts of the Cordillera of western North America did not follow directly after the end of compression as appreciable extensional strain did not occur until 10 to 70 Ma after compressional strain ended (Sonder et al., 1987) This time interval between the end of compression and the onset of extension depends on the time required for thermal relaxation and, to a lesser extent, on the amount of excess potential energy stored in the thickened lithosphere.

5.5.1 Correlations along the northern Appalachian Humber zone

5.5.1.1 *Western New England*

In western New England (Fig. 5.8), the deformational style appears to be different from the foreland-propagating thrust sheet emplacement of Quebec and Newfoundland (Stanley and Ratcliffe, 1985). The emplacement of the Taconic allochthons (i.e., external Humber zone) has been interpreted as hinterland-propagating (i.e., easterly-younging out-of-sequence thrusting), and culminated with the involvement of Grenvillian basement during late stages of the Taconian orogeny (Group 3 slices of Stanley and Ratcliffe, 1985). On the basis of faunal control and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age data, the emplacement of the Taconic allochthons and their subsequent metamorphism cannot be older than late Caradocian, ca 450 Ma (see discussion in Hames et al., 1991 and Ratcliffe et al., 1998). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar geochronological constraints for the timing of Taconian metamorphism in the internal Humber zone of western New England range from 471 to 439 Ma (Lanphere and Albee, 1974; Dallmeyer and Sutter, 1976; Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985; Hames et al., 1991), but are locally clearly affected by the Acadian overprint. The most cited estimates proposed by Sutter et al. (1985) at 465 ± 5 Ma and Laird et al. (1984) at 460 ± 10 Ma have however been recently questioned (Tucker and Robinson, 1990; Hames et al., 1991; Armstrong et al., 1992) and reinterpreted at between 455 and 442 Ma (Ratcliffe et al., 1998; Robinson et al., 1998). Doubts on Sutter et al. (1985) data concern the likely presence of unresolved inherited (Proterozoic) argon from analyzed hornblendes of the Berkshire massif. Nevertheless, Laird et al. (1984) have provided $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ total fusion and plateau ages of amphibole and muscovite from Cambro-Ordovician mafic schists varying between 471 ± 10 to 439 ± 10 , and which is consistent with the occurrence of Middle Ordovician regional metamorphism in the internal Humber zone of western New England, similar to southern Quebec.

Hinterland-directed structures, correlative to the D_3 deformation of southern Quebec have been recognized in northwestern New England, where west-dipping faults delineating the western flank of the Green mountain anticlinorium have brought less-

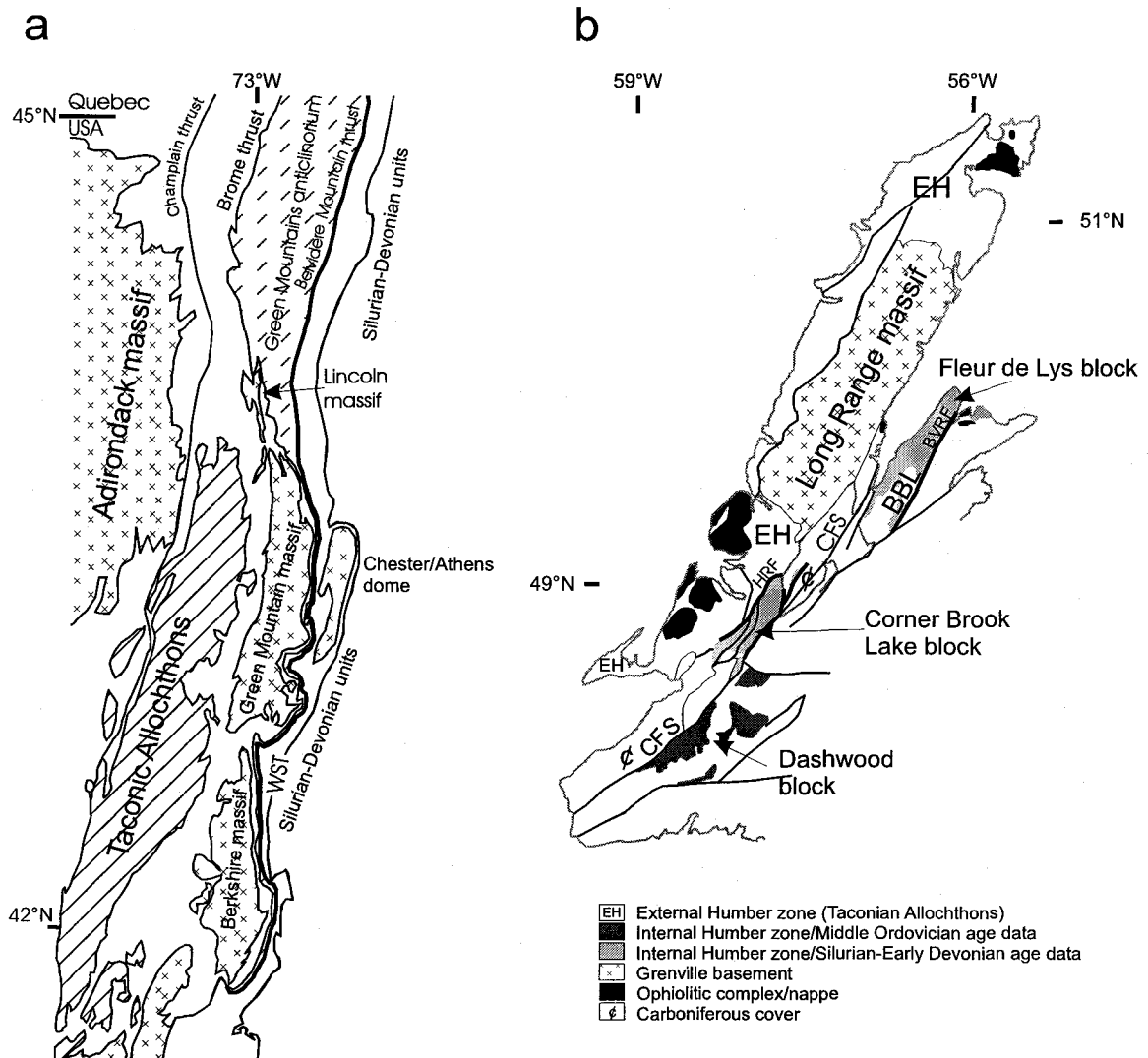


Figure 5.8. Simplified map showing geological zones and features of northwestern (a) New England and (b) Newfoundland, which are discussed in the text. CFS- Cabot fault system; BBL- Baie verte-Brompton line; BVRF- Baie Verte River fault; HRF- Humber River fault; WST- Whitecomb Summit thrust. Thicker lines illustrate faults with documented or probable evidence of extensional movement.

metamorphosed rocks to the west against intensely deformed and more metamorphosed units to the east. (Fig. 5.8; Brome thrust or West Fletcher fault of Doolan et al., 1987; Honey Hollow fault of Thompson et al., 1999; Doolan, 1989; Thompson and Thompson, 1989). The apparent absence of such structures southward in New England has been interpreted as the result of steep basement infrastructures inherited from the Iapetus rift geometry, which acted as a buttress and forced a more vertical out-of-sequence thrust stacking (Warren and Stanley, 1990). Alternatively, it may be argued that hinterland-directed structures were situated well above the present-day erosional surface (chap. 2). Crustal level exposures deepen southward along the internal Humber zone (Stanley and Ratcliffe, 1985; chap. 2), and the NDMA is an up-plunge equivalent to the Sutton mountains anticlinorium and its US counterpart, the Green mountain anticlinorium, where Grenvillian basement crops out and is known to be involved in the regional deformation (Ando et al., 1984; Stanley and Ratcliffe, 1985). The timing of basement thrust slice emplacement in western New England is loosely constrained at Middle to Late Ordovician (Stanley and Ratcliffe, 1985), which in the scheme of our first model, seems to be slightly older than in southern Quebec.

In northwestern New England, no direct data (geochronological or structural) is available to document extension during the Silurian. The actual deeper exposed structural level and strong deformational and metamorphic Acadian overprint have probably annihilated such evidence, and available geochronological constraints prevent analogies. However, when tracking the SJF southward along the Sutton mountains anticlinorium, it merges within the Baie Verte-Brompton Line, and in western New England, it correlates with the Belvidere Mountain-Whitecomb Summit thrust (Fig. 5.8; Doolan et al., 1982; Stanley and Ratcliffe, 1985), which also separates domains of contrasting metamorphic characteristics. It could also reflect extensional faulting along the Humber/Dunnage boundary zone of western New England, as documented in southern Quebec, and may provide a suitable tectonic setting for the deposition of Silurian-Devonian rocks of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs to the east.

5.5.1.2 Western Newfoundland

In western Newfoundland (Fig. 5.8), Ordovician tectonism was associated with ophiolite obduction and westward emplacement of Taconian allochthons (Stevens, 1970; Williams, 1979; Cawood and Suhr, 1992). Timing of deformation and peak metamorphism of the internal Humber zone has been considered to be Middle Ordovician (Hibbard et al., 1995), but recent studies rather advocate for a Silurian age, during which, tectonism was interpreted as the result of a full-scale continental collision between the Laurentian and Gondwanan margins (i.e., the Salinian orogeny of Cawood et al., 1994, 1995). According to Cawood et al. (1995), the early stages of that collision have involved northwest-directed tectonic transport and regional metamorphism at ca 435-430 Ma, followed by southeast-directed heterogeneous deformation at ca 430-425. Like in southern Quebec, southeast-directed structures are mostly located along the external-internal Humber zone boundary. This latter hinterland-directed deformation has been attributed to delamination in response to westward basement tectonic wedging during the Silurian Salinian orogeny (Cawood et al., 1995, 1996).

Humber zone rocks of Newfoundland lying in a structural context similar to the Notre-Dame mountains anticlinorium of southern Quebec (i.e., Corner Brook Lake and Fleur de Lys blocks; Cawood et al., 1995) mainly record Silurian metamorphism and structures (437±6 to 413±3 Ma; Cawood et al., 1994, 1995). However, an exception to that scheme is found in the Dashwoods block (Cawood et al., 1995; Williams, 1995a), where tectonism and granitoid emplacement are dated between 488±3 and 456±3 Ma (Dunning et al., 1989), and assigned to the Taconian orogeny. The Dashwoods block is an outlier of Humber zone rocks that lies southeast of the Baie Verte-Brompton line like the Bécancour and Carineault antiforms of southern Quebec, and likewise, does not show evidence of Silurian metamorphic overprint (Cawood et al., 1995). Therefore, although compelling regional tectonic constraints, such as ophiolitic mélangé and early high-pressure metamorphism in the northwestern Newfoundland argue for intense deformation of the internal Humber zone during the Taconian Orogeny (Hibbard et al., 1995), Middle Ordovician isotopic age constraints, like those of southern Quebec, seem to be only

locally preserved in areas that have escaped younger tectonic activity, possibly in the footwall (upper plate) of extensional structures.

As in mainland Canada, evidence for extensional faulting along parts of the Humber/Dunnage boundary zone have also been documented in Newfoundland (Bosworth, 1985; Waldron and Milne, 1991; Jamieson et al., 1993a, 1993b; Cawood et al., 1995; Piasecki, 1995), and most of the normal faults (Fig. 5.8) define major breaks in metamorphic and deformational styles, not unlike the St-Joseph fault of southern Quebec. Some of these faults have a Carboniferous movement component (e.g. Cabot fault system; Cawood et al., 1996), but they globally are thought to reflect the extensional collapse of the Laurentian margin orogenic wedge during the latter stages of Salinian orogenesis (i.e., ca 413 Ma; Jamieson et al., 1993a, 1993b; Cawood et al., 1995, 1996). Most Siluro-Devonian rocks of western Newfoundland occur within the Springdale belt (Williams, 1995b), which is located along the northern termination of the Baie Verte-Brompton line, but also overlaps it and rests unconformably on both Humber and Dunnage zone lithologies. The Springdale Belt contains extensive bimodal terrestrial volcanic and conglomeratic sedimentary rocks, which have been suggested to reflect an extensional tectonic setting (Williams, 1995b). Consequently, isotopic, metamorphic, structural and lithologic arguments may be invoked to propose the occurrence of a similar period of Silurian-Early Devonian extensional tectonics along the eastern flank (i.e., BBL area) of the Newfoundland internal Humber zone.

Structural, metamorphic and geochronological characteristics of northwestern New England and western Newfoundland show conspicuous similarities with those described in southern Quebec and could reflect similar deformational styles. In New England, hinterland-directed faults are recognized along the northwestern limb of the Green mountain anticlinorium, but are apparently absent or eroded southward. The eastern limb of the Green mountain anticlinorium is marked by the Belvidere Mountain thrust, which defines an apparent break in metamorphic conditions attesting for probable east side down normal faulting. In Newfoundland, backthrust faults are documented at the

external-internal Humber zone boundary and extensional deformation have been locally documented along the Baie Verte-Brompton line, which separates domains of contrasting isotopic age results. Actual data regarding extensional deformation along the internal Humber zone of the western New England and Newfoundland are sparse, or were obliterated by younger deformation and metamorphism, or have been simply overlooked. A reexamination of the kinematics, structural, metamorphic and geochronological relationships may reveal the presence of concealed Silurian-Early Devonian extensional faulting along the Humber/Dunnage boundary zone of western New England and Newfoundland, as documented in southern Quebec, which would bring forward an orogenic-scale period of extension in the northern Appalachians and may also provide a suitable tectonic setting for the deposition of Silurian-Devonian units lying in various basins to the east.

5.6 CONCLUSION AND IMPLICATIONS FOR NORTHERN APPALACHIAN TECTONICS

The Middle Ordovician tectonic evolution of the internal Humber zone of southern Quebec is comparable to those of the western New England and Newfoundland Appalachians. It is the classical Taconian event and comprises foreland-directed thrust faulting, nappe emplacements, and regional metamorphism coeval with the obduction of large ophiolitic nappes onto the Laurentian margin. In the internal Humber zone of southern Quebec, this event is late Middle Ordovician and dated by muscovite and amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses at 462 ± 3 Ma.

The Silurian-Early Devonian tectonic evolution of the internal Humber zone of southern Quebec is regarded in terms of two alternative geodynamic mechanisms. The first model invokes the vergence reversal of regional deformation by hinterland-directed backthrusting in response to the tectonic wedging of a basement-cored duplex, which induced delamination of supracrustal rocks. Coeval and subsequent extension along the St-Joseph fault system would have occurred mostly east of the tectonic wedge along

structures dipping in a direction opposite to that of the backthrust shearing planes. The second model rather advocates for the crustal-scale exhumation by extensional collapse of the internal Humber zone following the Taconian orogeny. In such model, the Bennett fault would represent a detachment in the middle crust, kinematically associated to the St-Joseph fault system. Together the Bennett fault and low-angle ductile structures of the SJF would depict a low-angle normal fault (detachment) that has been folded and rotated in response to isostatic rebound during crustal extension. In southern Quebec, this phase is constrained with numerous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on amphibole, biotite and principally muscovite ranging from 431 to 411 Ma. Both alternative models provide the necessary framework for the creation and establishment of the Late Silurian-Devonian successor basins of the Gaspé Belt, which formation and tectonic setting have been problematic and poorly understood.

In southern Quebec, the presence of a significant Middle Ordovician Taconian event is unequivocal and is not consistent with the apparently superficial, almost inconsequential correlative event suggested for Newfoundland, but more likely represent the results equivalent to the more deeply-eroded Taconian orogeny of western New England. The characteristics of the deformational and metamorphic event of "Salinian" age in southern Quebec are difficult to reconcile with the processes involved in a continent-continent collision as suggested in Newfoundland. Instead of reflecting significant crustal thickening during that period, they rather advocate for significant crustal extension of the upper/middle crust. In Newfoundland, the bases for the Salinian orogeny are viable, but should be reexamined in views of a plausible period of regional extensional deformation during the Silurian-Early Devonian, in which isotopic ages and magmatism would be related to extensional collapse rather than collisional tectonics and thickening of the Laurentian orogenic wedge. This event of Silurian-Early Devonian age has not been yet formally recognized in western New England, principally because of intense superposed deformation, metamorphism and thermal resetting during the Middle to Late Devonian Acadian orogeny. However, the correlation of structures and metamorphic terranes across the international border suggest that it may be present.

More work is needed in southernmost Quebec and northwestern New England to decipher the real extent of this Silurian-Early Devonian imprint and its real significance in the northern Appalachian tectonic evolution. The reexamination of structuro-metamorphic relationships and geochronological constraints along the northern Appalachian internal Humber zone should take into account the strong body of evidence for Silurian-Early Devonian hinterland-directed deformation and the occurrence of extensional tectonics as documented in southern Quebec.

Acknowledgments

This paper synthesizes the Ph.D. dissertation of the first author undergone jointly at INRS-Géoresources and the Université de Nice/Sophia Antipolis. The Natural Science and Engineering Council of Canada (NSERC) and the Fonds pour la formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche du Québec (FCAR) have provided postgraduate scholarships to S. Castonguay and research grants to A. Tremblay (NSERC# PG105669; FCAR-Équipe# 95ER2270).

Chapitre 6

CONCLUSION

6.1 CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette thèse est la première étude régionale portant sur la géochronologie de la déformation et du métamorphisme dans la zone de Humber interne du sud du Québec. Couplées à une étude structurale, cinématique et métamorphique, les données géochronologiques absolues procurent une contribution significative au raffinement des modèles tectoniques des Appalaches du sud du Québec et permettent une meilleure corrélation avec le reste de l'orogène Nord Appalachien. Parmi les points marquants de cette étude notons la caractérisation de trois épisodes tectonométamorphiques ayant affecté les roches de la zone de Humber interne dans le sud du Québec :

- L'épisode taconien, daté par analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograins d'amphibole et muscovite à 462 ± 3 Ma, est responsable de la mise en place de nappes de chevauchement à vergence nord-ouest dans la zone externe, de failles ductiles accompagnées d'un métamorphisme prograde du faciès des schistes verts dans la zone interne, mais atteignant localement celui des amphibolites. Cet épisode est enregistré par des données sur amphiboles au sein de l'anticlinorium des monts Notre-Dame et sur muscovites provenant de fenêtres structurales de la zone de Humber interne situées dans le toit (i.e., au sud-est) de la faille St-Joseph, une faille normale importante dans le sud du Québec.
- Un épisode d'âge Silurien/Dévonien précoce mis en évidence par des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograins d'amphibole, biotite et muscovite provenant de l'anticlinorium des monts Notre-Dame et s'étendant de 431 à 411 Ma. Cet épisode est marqué par une rétromorphose métamorphique et une déformation à vergence structurale vers le sud-est, principalement localisée sur les flancs de l'anticlinorium

des monts Notre-Dame, le long de deux zones de failles importantes (Figs. 1.1 et 3.1) : la faille Bennett, sur le flanc nord-ouest est interprétée comme une faille ductile d'apparence rétrochevauchante qui est associée à des structures en contraction; le long du flanc sud-est, la faille St-Joseph est interprétée comme une faille normale fragile-ductile génétiquement associée à des structures essentiellement en extension localisées dans le mur de celle-ci. La faille St-Joseph sépare deux domaines de roches possédant des caractéristiques structurales et métamorphiques très différentes et ayant fourni des données géochronologiques distinctes (Fig. 4.1; Ordovicien moyen versus Silurien/Dévonien précoce), ce qui souligne son rôle déterminant dans la structuration de l'orogène.

- L'épisode acadien, semble avoir localement affecté le chronomètre K/Ar de certains minéraux, comme la muscovite. L'âge de cette perturbation est estimé à ca. 387-376 Ma. Par contre, cet épisode ne représente pas un événement métamorphique important dans la région d'étude, et n'est associé à aucune recristallisation significative des paragenèses métamorphiques antérieures. Du point de vue structural, cet épisode est associé à l'accentuation des structures dômales et à la géométrie actuelle de l'anticlinorium des monts Notre-Dame et des antiformes de Bécancour et de Carineault.

Dans le sud du Québec, l'épisode taconien est interprété comme ayant été provoqué par la mise en place de grandes nappes de roches ophiolitiques sur la marge laurentienne lors d'une tentative de subduction de cette dernière sous un complexe d'arcs volcaniques. Les données géochronologiques obtenues sont compatibles avec celles de la zone de Humber des Appalaches de l'ouest de la Nouvelle-Angleterre et enregistrent le métamorphisme régional taconien.

L'épisode tectonométamorphique d'âge Silurien/Dévonien précoce est documenté pour la première fois dans le sud du Québec. Les données géochronologiques obtenues sont similaires à celles provenant de la zone de Humber interne des

Appalaches de Terre-Neuve, mais sont interprétées différemment. Les données du Québec sont interprétées comme enregistrant la progression d'un front de déformation (et non un refroidissement post-métamorphique sensu stricto) lors d'un événement tectonique de relativement longue durée (431 à 411 Ma). Cette période est interprétée selon deux modèles tectoniques contrastés (Fig. 5.7) :

- (1) le premier implique la formation d'un poinçon tectonique de socle grenvillien situé sous l'anticlinorium des monts Notre-Dame. La progression du poinçon vers le nord-ouest induit la délamination des unités supracrustales par rétrochevauchement, principalement le long de la faille Bennett. Dans ce schéma, la période d'extension serait pénécotemporaine (à légèrement postérieure) aux rétrochevauchements et culminerait par le développement de la faille St-Joseph.
- (2) le deuxième modèle envisage la possibilité d'une période d'effondrement orogénique de la zone de Humber interne. Dans ce schéma, la faille Bennett représente une faille de détachement en extension génétiquement associée à la faille St-Joseph et progressivement plissée par le rebondissement isostatique causé par l'excision de la croûte moyenne. Ce modèle contraste avec les modèles en compression pure ou en extension syn-compressif et rappelle la géométrie et quelques-unes des caractéristiques de la formation d'un *metamorphic core complex*.

La différence majeure entre les deux modèles proposés provient principalement de l'origine génétique, du régime tectonique (extension vs. compression) de la faille Bennett et des ses relations avec la faille St-Joseph et ces structures associées. Des relations génétiques ou de recoupement claires entre ces deux types de structures n'ont pas été observées, et leurs contraintes d'âge proviennent du même groupe de données géochronologiques qui semble indiquer une progression de la déformation dans l'espace et le temps, mais qui ne permet pas d'isoler l'âge absolu des deux grands types de

structures. Par exemple, une des lacunes du modèle de poinçon tectonique sous l'AMND (modèle 1 du chap. 5) est que la création et propagation d'un tel poinçon devraient nécessiter une tectonique compressive constante et ininterrompue, de l'Ordovicien au Dévonien précoce. Cependant, les données d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et l'évolution métamorphique régionale semblent plutôt enregistrer deux événements tectonométamorphiques distincts et séparés dans le temps. Pour ce qui est du deuxième modèle (chap. 5) décrivant l'effondrement tectonique de la zone interne, plusieurs éléments caractérisant les *metamorphic core complex* des Cordillères sont absents ou non-observés jusqu'à maintenant. Par exemple, l'absence de plutonisme granitique d'âge Silurien-Dévonien précoce et le faible grade métamorphique régional dans le sud du Québec sont à noter. L'absence apparente de structures en extension dans le toit du détachement (i.e., zone externe) reste également problématique.

Néanmoins, l'énoncé de ces deux modèles et la caractérisation géochronologique des structures en extension dans le sud du Québec procurent un processus viable pour expliquer l'origine et les mécanismes de formation des bassins successeurs siluro-dévonien de la ceinture de Gaspé.

À l'issue de cette recherche, il apparaît impératif d'effectuer un réexamen des relations structuro-métamorphiques et des modèles tectoniques de la zone de Humber interne des Appalaches du nord en prenant en considération la déformation rétrochevauchante et en extension d'âge Silurien/Dévonien précoce telle que nous l'avons documentée dans le sud du Québec.

6.2 QUESTIONS EN SUSPENS

Le présent travail de recherche a contribué à une meilleure compréhension de l'évolution tectonique de la zone de Humber interne dans le sud du Québec. Les résultats, interprétations et les modèles proposés suscitent quant à eux de nouvelles interrogations et maintes questions demeurent sans réponses. Quelques-unes d'entre elles sont énumérées ci-dessous et servent d'emblée à orienter de futurs travaux de recherche qui permettront éventuellement de discriminer les modèles proposés ou de présenter une alternative actualisée.

Régime tectonique de la faille Bennett

L'ambivalence dans le choix des deux modèles proposés concerne principalement le régime (ou l'origine) tectonique de la faille Bennett. Malgré le fait que la déformation reliée à la faille Bennett soit essentiellement compressive à vergence sud-est, il est toutefois possible que celle-ci représente une faille de détachement postérieurement plissée en réponse à une période d'extension crustale. Les relations génétiques et la chronologie entre les structures de la faille Bennett et les structures en extension localisées dans le mur de la faille St-Joseph (voir plus bas) doivent être clairement documentées. L'apport de nouvelles données sismiques à travers la zone interne, ou du moins le retraitement des lignes sismiques existantes (i.e., ligne M2001; MRNQ, 1978; St-Julien et al., 1983), serait souhaitable afin d'obtenir des informations sur la géométrie et l'enracinement de la faille Bennett en profondeur, ainsi que sur l'implication du socle sous l'anticlinorium des monts Notre-Dame.

Relation entre les structures ductiles du toit de la faille St-Joseph et celles associées à la faille Bennett

Malgré le fait que les deux groupes de structures affectent les structures anciennes, des relations d'entrecouplement claires entre celles-ci n'ont toujours pas été observées. Une étude détaillée des fabriques associées à différents niveaux structuraux est nécessaire.

Affinement des contrôles structuraux et géochronologiques de la zone de Humber externe et du front des Appalaches

Le deuxième modèle proposé implique la présence de structures en extension dans la zone externe s'enracinant dans le détachement de la faille Bennett. Or, mis à part les failles bordant le socle grenvillien (e.g. faille Montmorency) qui sont interprétées comme des failles normales à histoires complexes et à chronologie mal définie, aucune évidence d'extension n'est documentée au nord-ouest de la faille Bennett. L'étendue de l'influence structurale et métamorphique de l'épisode silurien/dévonien précoce au sein de la zone de Humber externe demande aussi à être étudiée.

Caractérisation et portée de la recristallisation statique et dynamique des minéraux sur les résultats géochronologiques

La recristallisation partielle ou totale des minéraux datés lors de cette étude est inférée par l'analyse structurale et métamorphique. Le peu de données chimiques acquises lors de cette étude n'a pas réussi à caractériser de façon satisfaisante la présence de variations chimiques au sein de ceux-ci. Une série d'études microstructurales, par microsonde détaillée et par microscope électronique à balayage sont nécessaires pour documenter la présence et caractériser de telles recristallisations. L'influence de celles-ci et d'autres phénomènes (provoquant la perte ou le gain d'argon) sur les résultats géochronologiques obtenus par la méthode des paliers de température pourrait être identifiée par l'acquisition de données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par point de fusion.

Meilleur contrôle géochronologique des autres secteurs de la zone de Humber interne au Québec

De nouvelles données géochronologiques précises, par exemple au sein de l'anticlinorium des monts Sutton dans l'extrême sud du Québec; de la nappe du mont Logan et du dôme de Maquereau en Gaspésie, permettraient une meilleure compréhension de l'évolution de la zone interne dans son ensemble.

L'examen des structures en position similaire à la faille de St-Joseph dans les autres parties des Appalaches du Nord

Dans les Appalaches de Terre-Neuve et de l'ouest de la Nouvelle-Angleterre, de forts contrastes métamorphiques et des données géochronologiques différentes proviennent de part et d'autres de failles occupant une position structurale similaire à la faille St-Joseph (i.e. bordant ou définissant la ligne Baie Verte-Brompton). Le réexamen de ces structures doit considérer la possibilité de la présence de failles normales de type St-Joseph ailleurs dans l'orogène.



RÉFÉRENCES CITÉES

- Ando, C. J., et al., 1984, Crustal profile of mountain belt: COCORP deep seismic reflection profiling in New England Appalachians and implications for architecture of convergent mountain chains: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 819-837.
- Armstrong, T. R., Tracy, R. U., et Hames, W. E., 1992, Contrasting styles of Taconian, eastern Acadian and western Acadian metamorphism, central and western New England: Journal of Metamorphic Geology, v. 10, p. 415-426.
- Baldwin, S. L., Harrison, T. M., et Fitz Gerald, J. D., 1990, Diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 105, p. 691-703.
- Bardoux, M., 1993, Tectonostratigraphic evolution of the Humber and Dunnage zones at the northern end of the Québec reentrant, northern Appalachians : Abstracts with programs, Geological Society of America annual meeting, v. 25, p. A179.
- Bardoux, M., 1994, Stratigraphie, structure et minéralisation des antifformes de Saint-Ferdinand et de Stoke, Appalaches du sud du Québec : La Revue géologique, v. 1, p. 10-15.
- Bardoux, M., et Marquis, R., 1989, L 2001: a new interpretation of northeasterly-dipping reflectors above the basement-cored Sutton-Notre-Dame anticlinorium near Thetford-Mines, Québec, *dans* Colpron, M., et Doolan, B., éd., Proceedings of the Quebec-Vermont Appalachian workshop: Vermont Geological Society, Vermont Geology, v. 6, p. 41-42.
- Barton, E., 1973, The significance of Rb-Sr and K-Ar ages on selected sedimentary rock units, Eastern Townships, Quebec [Thèse de M.Sc.]: Montréal, Québec, McGill University.
- Beale, G. H., 1962, Age of authigenic biotite in the Utica Shale : American Mineralogist, v. 47, p. 971-974.
- Béland, J., 1957, Régions de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile, Districts électoraux de Dorchester, Bellechasse, Montmagny et l'Islet: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-76. 49p.
- Bevier, M. L. et Whalen, J. B., 1990, Tectonic significance of Silurian magmatism in the Canadian Appalachians : Geology, v. 18, p. 411-414.
- Bird, J. M. et Dewey, J. F., 1970, Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen : Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1031-1060.
- Birkett, T. C., 1981, Metamorphism of a cambro-ordovician sequence in south-eastern Quebec [Thèse de doctorat]: Montréal, Québec, Université de Montréal, 268 p.
- Booth, V. H., 1950, Stratigraphy and structure of the Oak Hill Group succession in Vermont. Geological Society of America Bulletin: 61, p. 1131-1168.
- Bosworth, W., 1985, East-directed imbrication and oblique-slip faulting in the Humber Arm Allochthon of western Newfoundland: structural and tectonic significance: Canadian Journal of Earth Science, v. 22, p. 1351-1360.
- Boucot, A. J., 1962, Appalachian Siluro-Devonian, *dans* Coe, K., éd., Some aspects of the Variscan fold belt: Manchester University Press, Manchester, England, p. 155-163.

- Bourque, P. -A., Malo, M., et Kirkwood, D., 2000, Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian-earliest Devonian time: the Gaspé Belt, Québec, Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 4-20.
- Bourque, P., Brisebois, D., et Malo, M., 1995, Gaspé Belt, *dans* Williams, H., éd., Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, v. 6, p. 316-351.
- Bradley, D. C., 1983, Tectonics of the Acadian orogeny in New England and adjacent Canada : Journal of Geology, v. 91, p. 381-400.
- Brereton, N. R., 1970, Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method : Earth and planetary Sciences Letters, v. 8, p. 427-733.
- Brown, E. H., 1977, The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism : Journal of Petrology, v. 18, p. 53-72.
- Butler, R. W. H., and Freeman, S., 1996, Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps: Journal of Structural Geology, v. 18, p. 909-923.
- Caron, A., 1982, Région d'Arthabaska (SE): Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte annotée, DP 83-07, échelle 1:20 000.
- Caron, A., 1983, Analyse structurale des tectonites de la région de Ham-Nord, Québec [Mémoire de maîtrise]: Sainte-Foy, Québec, Université Laval., 73p.
- Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud, G., Pinet, N., et Sosson, M., 1997, Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland: Geology, v. 25, p. 583-586.
- Castonguay, S., Tremblay, A., et Pinet, N., 1995a, Evidence for late- Taconian backthrusting in the Taconian internal zone of the Québec Appalachians: upper crustal response to tectonic wedging of basement rocks :Program and Abstracts; Geological Association of Canada annual meeting, v. 20, p. A14.
- Castonguay, S., Tremblay, A., Ruffet, G., Féraud, G., et Sosson, M., 1995b, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of Taconian deformation and metamorphism along the Laurentian margin of the Québec Appalachians, Canada: Middle Ordovician and Silurian : Abstracts with Programs, Geological Society of America annual meeting, v. 27, p. A225.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., et Féraud, G., en revision, Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber zone: Geological Society of America Bulletin.
- Cawood, P. A., 1989, Acadian remobilization of a Taconian ophiolite, western Newfoundland: Geology, v. 17, p. 257-260.
- Cawood, P. A., et Suhr, G., 1992, Generation and obduction of ophiolites: constraints from the Bay of Island complex, western Newfoundland: Tectonics, v. 11, p. 884-897.

- Cawood, P. A., van Gool, J. A. M., et Dunning, G. R., 1996, Geological development of eastern Humber and western Dunnage zones: Corner Brook–Glover Island region, Newfoundland: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 182-198.
- Cawood, P. A., van Gool, J. A. M., et Dunning, G. R., 1995, Collisional tectonics along the Laurentian margin of the Newfoundland Appalachians, *dans* Hibbard, J. P., et al., édés., *Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen*: Geological Association of Canada Special Paper 41, p. 283-301.
- Cawood, P. A., Dunning, G. R., Lux, D., et van Gool, J. A. M., 1994, Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician: *Geology*, v. 22, p. 399-402.
- Charbonneau, J. M., 1981, *Géologie du Groupe d'Oak Hill entre Saint-Sylvestre et Saint-Jacques de Leeds* : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-790, 32p.
- Charbonneau, J. M., 1980, *Région de Sutton (W)* : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-681, 89p.
- Charbonneau, J.-M. et St-Julien, P., 1981. Analyse structurale et relations déformation-métamorphisme, Groupe de Oak Hill, région du Mont Sainte-Marguerite, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*: 18, p. 1051-1064.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., et Bouillin, J. P., 1999, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of the Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences: *Tectonophysics*, v. 306, p. 97-116.
- Chopin, C., et Maluski, H., 1980, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : Evidence against the blocking temperature concept : *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 109-122.
- Clague, D., Rubin, J., et Brakett, R., 1981, The age and origin of the garnet amphibolite underlying the Thetford Mines ophiolite, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 469-486.
- Clark, T. H., 1936, A lower Cambrian series from southern Quebec: *Transactions of the Royal Canadian Institute*, v. 21, p. 135-151.
- Clark, T. H., 1934, Structure and stratigraphy of southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*: 45, p. 1-20.
- Clark, T. H., 1931, Lowest Cambrian of southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*: 17, p. 497-522.
- Cobbold, P. R., et Quinquis, H. 1980, Development of sheath folds in shear regime. *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 119-126.
- Colman-Sadd, S. P., 1982, Two-stage continental collision and plate-driving forces: *Tectonophysics*, v. 90, p. 263-282.
- Colpron, M., 1992, *Géologie de la région du lac Brome (Estrie)*: Ministère Énergie et Ressources du Québec, ET 90-09. 96p.
- Colpron, M., 1990, Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber zone, Brome Lake area, Québec [Mémoire de maîtrise]: Burlington, Vermont, University of Vermont, 278 p.

- Colpron, M., et Warren, M. J., 1993, Influence of rifted geometry on the variations in tectonic thickening between southern Québec and central Vermont : Abstracts with Programs, Geological Society of America, Northeastern section Annual Meeting, v. 25, p. 10.
- Colpron, M., Faure, S. et Dowling, W. M., 1994. Géologie de la région de Sutton (Montérégie): Ministère des Ressources Minérales, Québec, ET 92-05. 85p.
- Cook, F. A., 1984, Harmonic distortion on a seismic reflection profile across the Quebec Appalachians : relation to Bouguer gravity and implications for crustal structure : Canadian Journal of Earth Sciences. V. 21, p. 346-353.
- Cosca, M. A., et O'Nions, R. K., 1994, A re-examination of the influence of composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles: Chemical Geology, v. 112, p. 39-56.
- Cousineau, P. A., 1990, Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Ste-Sabine: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 87-02.
- Cousineau, P. A., et Tremblay, A., 1993, Acadian deformation in southwestern Québec Appalachians, *dans* Acadian orogeny: Recent studies in New England, Maritime Canada and the autochthonous foreland, *dans* D.C. Roy et S.J. Skehan, éd. : Geological Society of America, Special Paper 275, p. 85-99.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. et Varela, R., 1992, Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? : Geology, v. 20, p. 617-620.
- Dallmeyer, R. D., et Sutter, J. F., 1976, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental release ages of biotite and hornblende from variably retrograded basement gneisses of the northeasternmost Reading Prong, New York: their bearing on Early Paleozoic metamorphic history: American Journal of Science, v. 276, p. 731-747.
- Dalrymple, G. B., et Lanphere, M. A., 1969, Potassium-argon dating : Freeman Press, San Francisco.
- Dalrymple, G. B., et Lanphere, M. A., 1971, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating : A comparison with the conventional technique : Earth and Planetary Science Letters, v. 12, p. 47-55.
- Dalziel, I. W. D., Dalla Salda, L. H. et Gahagan, L. M., 1994, Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system : Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 243-252.
- Dana, J. D. 1895, Manual of Geology, 4th edition: American Book Company, New York, 1087p.
- Dana, J. D., 1873, On some results of the earth's contraction from cooling: Including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the earth's interior : American Journal of Science, v. 5&6, p. 423-443, 474-475, p. 6-14, 104-115, 161-172, 304, 381-382.
- David, J. et Gariépy, C., 1990, Early Silurian orogenic andesites from central Quebec Appalachians : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 632-643.
- David, J. et Marquis, R., 1994, Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: application aux roches de la zone de Dunnage : La Revue géologique du Québec, v. 1, p. 10-15.
- Dellorusso, V. et Stanley, R. S., 1986, Bedrock Geology of the northern part of the Lincoln Massif, central Vermont: Vermont Geological Survey, Special Bulletin 8, 56 p.

- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 40, p. 259-274.
- Doll, C. G., Cady, W. H., Thompson, J. B. J. et Billings, M. P., 1961, Centennial geological map of Vermont: Vermont Geological Survey, échelle 1 :250 000.
- Doolan, B., 1989, Hinterland tectonics of the Vermont-Québec Appalachian orogen, *dans* Colpron, M., et Doolan, B., éd., Proceedings of the Quebec-Vermont Appalachian workshop: Vermont Geological Society, Vermont Geology, v. 6, p. 37-40.
- Doolan, B., Mock, T., et McBean, A., 1987, Stratigraphy and structure of the Camels Hump Group along the Lamoille River transect, northern Vermont, *dans* Westerman, D. D., éd., Guidebook for fieldtrips in Vermont: New England Intercollegiate Geological Conference, Montpelier, Vermont, v. 2, p. 152-184.
- Doolan, B. L., Gale, M. H., Gale, P. N., et Hoar, R. S., 1982, Geology of the Quebec re-entrant: Possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentine belt, *dans* St-Julien, P., et Béland, J., éd., Major structural zones and faults of the northern Appalachians: Geological Association of Canada Special Paper 24, p. 87-116.
- Dostal, J., Wilson, R. A. et Keppie, J. D., 1989, Geochemistry of Siluro-Devonian Tobique volcanic belt in northern and central New Brunswick (Canada): tectonic implications : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1282-1296.
- Dowling, W. M., 1988, Depositional environment of the lower Oak Hill Group, southern Quebec: implications for the Late Precambrian breakup of North America in the Quebec reentrant [Thèse de M.Sc.]: Burlington, Vermont, University of Vermont, 186p.
- Dunlap, W. J., 1997, Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites: Chemical Geology, v. 143, p. 181-203.
- Dunlap, W. J., Teyssier, C., McDougall, I., et Baldwin, S., 1991, Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas: Geology, v. 19, p. 1213-1216.
- Dunning G. R., O'Brien, S. J., Colman-Sadd, S. P., Blackwood, R. F., Dickson, W. L., O'Neill, P. P., et Krogh, T. E., 1990, Silurian orogeny in the Newfoundland Appalachians: Journal of Geology, v. 98, p. 895-914.
- Dunning, G. R., Wilton, D. H. C., et Herd, R. K., 1989, Geology geochemistry and geochronology of a Taconic batholith, southwest Newfoundland: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, v. 80, p. 159-168.
- Dunning, G. R., Krogh, T. E., et Pedersen, R. B., 1986, U/Pb zircon ages of Appalachian-Caledonian ophiolites: Terra Cognita, v. 6, abstract L51.
- Essene, E. J., 1989, The current status of thermobarometry in metamorphic rocks, *dans* Daly, J. S., Cliff, R. A., et Yardley, B. W. D., éd., Evolution of metamorphic belts :Geological Society Special Publication 43, p. 1-44.
- Foland, K. A., 1983, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaus for biotites with excess argon : Isotopic Geoscience, v. 1, p. 3-21.
- Gariepy, C., 1978, Stratigraphie et géochimie des laves cambriennes (?) du groupe de Caldwell dans la région du Lac Etchemin, Appalaches du Québec. [Mémoire de maîtrise], Montréal, Québec, Université de Montréal, 161p.

- Geological Survey of Canada, 1954, St-Sylvestre: Aeromagnetic map, 160G.
- Getty, S. R., et Gromet, L. P., 1992, Evidence of extension at the Willimantic dome, Connecticut; implications for the Late Paleozoic tectonic evolution of the New England Appalachians: *American Journal of Science*, v. 292, p. 398-420.
- Glasmacher, U., Tremblay, A., et Zentilli, M., 1998, Post-Triassic thermotectonic evolution of the Laurentian margin in Quebec, Canada: GAC/MAC Joint Annual meeting, Quebec City, Quebec, Geological Association of Canada, Abstract volume, v. 23, p. A66.
- Goldstein, A. G., 1989, Tectonic significance of multiple motions on terrane-bounding faults in the northern Appalachians: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 927-938.
- Guidotti, C. V., 1984, Micas in metamorphic rocks, *dans* Bailey, S. W., éd., *Micas: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 357-468.
- Guidotti, C. V., Trzcieski, W. E., Holdaway, M. J., 1983, A northern Appalachian metamorphic transect – Eastern Townships, Quebec maine coast to central Maine coast, *dans* Schenk, P. E., éd., *Regional trend in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen : NATO ASI Series c : Mathematical and physical sciences*, v. 116, p. 235-247.
- Hames, W. E., et Cheney, J. T., 1997, On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 3863-3872.
- Hames, W. E., Tracy, R. J., Ratcliffe, N. M., et Sutter, J. F., 1991, Petrologic, structural and geochronologic characteristics of the Acadian metamorphic overprint on the Taconide zone in part of southwestern New England: *American Journal of Science*, v. 291, p. 887-913.
- Harrison, T. M., et McDougall, I., 1981, Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from the Broken Hill, New South Wales: Implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55, p. 123-149.
- Harrison, T. M. et McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zeland-II: diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in horblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis : *Geochimistry Cosmochimistry Acta*, v. 44, p. 2005-2020.
- Hatcher Jr., R. D., Thomas, W. A. et Viele, G. W., 1989, The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States, *The Geology of North America: Geological Society of America, Boulder, Colorado*, v. F-2, 767p.
- Haworth, R. T., Daniels, D. L., Williams, H., et Zietz, I., 1980, Bouguer gravity anomaly map of the Appalachian orogen: Memorial University of Newfoundland, Department of Geology, carte no. 3, échelle 1:2 000 000.
- Hayes, C. W., 1891. Overthrust faults of the Appalachians : *Geological Society of America Bulletin*, v. 2, p. 147-149.
- Hibbard, J. P., St-Julien, P., et Trzcieski, W. E., Jr., 1995, Humber Zone internal, *dans* Williams, H., éd., *Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, v. 6, p. 114-139.
- Hill, E. J., Baldwin, S. L., et Lister, G. S., 1992, Unroofing of active metamorphic complexes in the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea: *Geology*, v. 20, p. 907-910.

- Hiscott, R. N., 1978. Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for the initiation of the Taconic Orogeny : *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, p. 1579-1597.
- Hubert, C., 1967, Tectonics of part of the Sillery Formation in the Chaudière Matapedia segment of the Québec Appalachians : *Special Publication of the Royal Society of Canada*, v. 10, p. 33-41.
- Jäger, E., 1967, Die Bedeutung der biotit-Alterswerte, *dans* Jäger, E., Niggli, E., et Wenk, E., Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen : *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF*, v. 134, p. 28-31.
- Jamieson, R. A., 1990, Metamorphism of an Early Palaeozoic continental margin, western Baie Verte Peninsula, Newfoundland: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 8, p. 269-288.
- Jamieson, R. A., 1977, The first metamorphic sodic amphibole identified from the Newfoundland Appalachians- its occurrence, composition and possible tectonic implications : *Nature*, v. 265, p. 428-430.
- Jamieson, R. A., Anderson, S. D., McDonald, L., et Goodwin, L. B., 1993a, Silurian extension along the Humber-Dunnage boundary zone, Baie Verte Peninsula, Newfoundland, *dans* Seranne, M., et Malavieille, J., éd., *Late orogenic extension in mountain belts: BRGM, Abstract volume 219*, p.102.
- Jamieson, R. A., Anderson, S. D., et McDonald, L., 1993b, Slip on the Scrape – An extensional allochthon east of Baie Verte Line, Newfoundland: *GSA annual meeting, northeast section, Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 25, p. 26.
- Johnson, C., Harbury, N., et Hurford, A. J., 1997, The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain): *Tectonics*, v. 16, p. 189-204.
- Kane, M. F., Simmons, G., Diment, W. H., Fitzpatrick, M., M., Joyner, W. B., and Bromery, R. W., 1972, Bouguer gravity and generalized geologic map of New England and adjoining areas : *Geophysical Investigations Map*, U. S. Geological Survey.
- Karabinos, P., Samson, S. D., Hepburn, J. C., and Stoll, H. M., 1998, Taconian orogeny in the New England Appalachians : Collision between Laurentia and the Shelburne Falls arc : *Geology*, v. 26, p. 215-218.
- Kent, D. V. et Van der Voo, R., 1990, Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents, *dans* W. S. McKerrow et C. R. Scotese, éd., *Palaeozoic palaeogeography and biogeography: Geological Society of London; Memoir 12*, p. 49-56.
- Keppie, J. D., 1989, Northern Appalachians terranes and their accretionary history, R. D. Dallmeyer, éd., *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens: Geological Society of America, Special Paper 230*, p. 159-192.
- Kirkwood, D., et Tremblay, A., 1994, Structural and geometrical analysis of the Bennett schists, Taconic internal zone, Quebec Appalachians: *GSA annual meeting, northeast section, Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 26, p. 29.
- Kligfield, R., Hunziker, J., Dallmeyer, R. D., et Schamel, S., 1986, Dating deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques : results from the Northern Apennines : *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 781-798.

- Knight, R., 1976, A K-Ar study of rocks from the Sutton area in the Eastern Townships of Quebec [Mémoire de B.Sc.]: Kingston, Ontario, Queen's University, 34 p.
- Knox, J. K., 1917, Partie sud-ouest du district minier de Thetford-Black Lake : Commission géologique du Canada, rapport sommaire 1916, p. 229-245.
- Kumarapeli, P. S., Dunning, G. R., Pintson, H., et Shaver, J., 1989, Geochemistry and U-Pb age of comenditic metafelsites of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1374-1383.
- Kumarapeli, P. S., Goodacre, A. K., et Thomas, M. D., 1981, Gravity and magnetic anomalies of the Sutton mountains region, Quebec and Vermont: expression of rift volcanics related to the opening of Iapetus: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 680-692.
- Kusky, T. M., Chow, J. S., et Bowring, S. A., 1997, Age and origin of the Boil Mountain ophiolite and Chain Lakes massif, Maine: implications for the Penobscottian orogeny: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, p. 646-654.
- Laird, J., 1988, Arenig to Wenlock age metamorphism in the Appalachians, dans Harris, A. L., et Fettes, D. J., édés., The Caledonian-Appalachian Orogen: Geological Society Special Publication 38, p. 311-345.
- Laird, J., et Albee, A. L., 1981, High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont : American Journal of Science, v. 281, p. 97-126.
- Laird, J., Trzcieski, W. E. Jr., et Bothner, W. A., 1993, High-pressure, Taconian, and subsequent polymetamorphism of southern Quebec and northern Vermont : Field trip guidebook for the Northeastern United States, GSA annual meeting, v. 2, O1-O32.
- Laird, J., Lanphere, M. A., et Albee, A. L., 1984, Distribution of Ordovician and Devonian Metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont: American Journal of Science, v. 284, p. 376-413.
- Lamothe, D., et Lebel, D., 1991, Coupe lithogéochimique de la formation de la montagne St Anselme : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, dossier publique 91-26.
- Lanphere, M. A., et Albee, A. L., 1974, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age measurements in the Worcester Mountains: evidence of Ordovician and Devonian metamorphic events in northern Vermont: American Journal of Science, v. 274, p. 545-555.
- Lanphere, M. A., et Dalrymple, G. B., 1976, Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique: Earth and Planetary Science Letters, v. 32, p. 141-148.
- Laurent, R., 1975, Occurrences and origin of the ophiolites of southern Quebec, northern Appalachians : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 443-455.
- Laurent, R. et Baldwin, B., 1987, Thetford Mines ophiolite, Québec: Geological Society of America Centennial Field Guide-Northeastern Section, Geological Society of America, p. 369-372.
- Laurent, R., Hébert, R. et Hébert, Y., 1979, Tectonic setting and petrological features of the Québec Appalachian ophiolites, dans J. Malpas et R. W. Talkington, édés., Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals: Memorial University of Newfoundland, p. 53-77.
- Laurent, R., Taner, M. F. et Bertrand, J., 1984, Mise en place et pétrologie du granite associé au complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1114-1125.

- 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*, v. 31, p. 1309-1319.
- Lavoie, D., 1992, Carbonate sedimentation in an extensional tectonic regime: the Lower Devonian upper Gaspé limestones, Quebec Appalachians: *Canadian Journal of Earth Science*, V. 29, p. 118-128.
- Leake, B. E., 1978, Nomenclature of amphiboles: *Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 501-520.
- Lebel, D., et Hubert, C., 1993, Carte géologique de la région de Saint-Malachie: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-23, échelle 1:50 000.
- Lee, J., et Sutter, J. F., 1991, Incremental $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of mylonitic rocks from the northern Snake Range, Nevada: *Tectonics*, v. 10, p. 77-100.
- Leech, G. B., Lowdon, J. A., Stockwell, C. H., et Wanless, R. K., 1963, Age determinations and geological Studies (including isotopic ages- Report 4): Geological Survey of Canada, Paper 63-17.
- Lips, A. L. W., White, S. H., et Wijbrans, J. R., 1998, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe direct dating of discrete deformational events: A continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian Zone, NW Aegean area, Greece: *Tectonophysics*, v. 298, p. 133-150.
- Lister, G. S., et Davis, G. A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 65-94.
- Lo, C. -H., et Onstott, T. C., 1989, ^{39}Ar recoil artifacts in chloritized biotite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 2697-2711.
- Lo, C.-H., et Onstott, T. C., 1995, Rejuvenation of K-Ar systems for minerals in the Taiwan mountain belt: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 131, p. 71-98.
- Logan, W., 1849, Examen de la contrée du sud du St-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du Lac Champlain à la Rivière Chaudière: Commission Géologique du Canada, Rapport de progrès 1847-1848, p. 5-916.
- Lowdon, J. A., Stockwell, C. H., Tipper, H. W., et Wanless, R. K., 1963, Age determinations and geological Studies (including isotopic ages- Report 3): Geological Survey of Canada, Paper 62-17.
- Lux, D. R., 1984, A maximum age estimate for the emplacement of the Thetford Mines ophiolite: GSA annual meeting, Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 48.
- Lynch, G., et Tremblay, C., 1994, Late Devonian-Carboniferous detachment faulting and extensional tectonics in western Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada: *Tectonophysics*, v. 238, p. 55-69.
- Mackay, B. R., 1921, Beauceville map-area, Québec: Department of Mines, Canada, Memoir 127, 105p.
- Maclure, W., 1809, Observations on the geology of the United States, explanatory text of a geological map : American Philosophical Society Transactions, v. 6, p. 411-428.
- Malo, M., et Kirkwood, D., 1995, Faulting and progressive strain history of the Gaspé Peninsula in post-Taconian time: a review, *dans* Hibbard, J. P., et al., édés., Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen: Geological Association of Canada Special Paper 41, p. 267-282.

- Malo, M. et Bourque, P.-A., 1993, Timing of the deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula, *dans* D. C. Roy et J. W. Skehan, éd., The Acadian Orogeny: Recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochthonous foreland: Geological Society of America; Special Paper 275, p. 101-122.
- Malo, M. et Béland, J., 1989, Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Québec Appalachians : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1764-1777.
- Malo, M., Tremblay, A., Kirkwood, D. et Cousineau, P. A., 1995, Along-strike structural variations in the Acadian External Zone of the Québec Appalachians: Consequence of a collision along an irregular margin : Tectonics, v. 14, p. 1327-1338.
- Malpas, J. et Stevens, R. K., 1978., The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from western Newfoundland : Geotectonics, v. 11, p. 453-466.
- Maluski, H., 1978, Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in response to tectonic events with the ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometric method : Example of Corsican granite : Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 1619-1633.
- Marquis, R., 1991, Géologie de l'anticlinorium des monts Sutton (région de Richmond), Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-02, 86p.
- Marquis, R. et Kumarapeli, P. S., 1993, An Early Cambrian deltaic-fluvial model for an Iapetan rift-arm drainage system, southeastern Quebec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1254-1261.
- Marquis, R., et Nowlan, G. S., 1991, Stratigraphic position and conodonts of the early Middle Ordovician Melbourne Formation, Québec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, p. 816-821.
- Martin, L., 1983, Tectonic stratigraphy: The nature of the Bonsecours-Sweetsburg contact north of the lac Trouse near Eastman, Québec [Mémoire de maîtrise]: Burlington, Vermont, University of Vermont, 103p.
- McCutcheon, S. R., et Robinson, P. T., 1987, Geological constraints on the genesis of the Maritimes basin, Atlantic Canada, *dans* Beaumont, C., Tankard, A. J., éd., Sedimentary basins and basin-forming mechanisms: Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 12, Atlantic Geoscience Society, Special Publication 5, p. 287-297.
- McDougall, I. et Harrison, T. M., 1988, Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method : Oxford monographs on geology and geophysics, Oxford Press, v. 9, 212p.
- McGrew, A. J., et Snee, L. W., 1994, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronologic constraints on the tectonothermal evolution of the northern East Humboldt Range metamorphic core complex, Nevada: Tectonophysics, v. 238, p. 425-450.
- Merrihue, C., et Turner, G., 1966, Potassium-argon dating by activation with fast neutrons : Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 2852-2857.
- Miller, H. G., 1995, Geophysical characteristics, *dans* Williams, H., éd., Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland : Geological Survey of Canada, v. 6, p. 603-627.
- MRNQ, 1978, Acquisition et traitement de données sismiques; Basses-Terres du St-Laurent; lignes sismiques 2001, 2002 et 2003 : DP-665.

- Montigny, R., 1985, Méthode classique potassium-argon, *dans* É. Roth et B. Poty, édés., Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications: Masson; Série Scientifique, p. 309-340.
- Northrup, C. J., 1997, Timing structural assembly, metamorphism, and cooling of Caledonian nappes in the Ofoten-Efjorden area, north Norway: Tectonic insights from U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Journal of Geology*, v. 105, p. 565-582.
- Onstott, T. C., and Peacock, M. W., 1987, Argon retentivity of hornblendes: A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2891-2903.
- Onstott, T. C., Sisson, V. B., et Turner, D. L., 1989, Initial argon in amphiboles from the Chugach mountains, southern Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p.4361-4372.
- Osberg, P. H., 1978, Synthesis of the geology of northeastern Appalachians, U.S.A.: Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region: Geological Survey of Canada, Paper 78-13, p. 137-147.
- Osberg, P. H., Tull, J. F., Robinson, P., Hon, R., et Butler, J. R., 1989, The Acadian orogeny, *dans* Hatcher, R. D., Thomas, W. A., et Viele, G. W., édés., The Appalachian-Ouachita orogen in the United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. f-2, p. 179-232.
- Parrish, R. R., 1995, Thermal evolution of the southeastern Canadian Cordillera: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 1618-1642.
- Pavlidis, L., Boucot, A. J., et Skidmore, W. B., 1968, Stratigraphic evidence for the taconian orogeny in the northern Appalachians, *dans* Zen, E. A., et al., édés., Studies of Appalachian geology: New York, John Wiley and Sons, Interscience Publishers, p. 61-82.
- Piasecki, M. A. J., 1995, Dunnage zone boundaries and some aspects of terrane development in Newfoundland, *dans* Hibbard, J. P., et al., édés., Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen: Geological Association of Canada Special Paper 41, p. 323-347.
- Pinet, N., et Tremblay, A., 1995a, Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians: *American Journal of Science*, v. 295, p. 173-200.
- Pinet, N., et Tremblay, A., 1995b, Is the Taconian orogeny of southern Quebec the result of an Oman-type obduction: *Geology*, v. 23, p. 121-124.
- Pinet, N., Castonguay, S., et Tremblay, A., 1996a, Thrusting and backthrusting in the Taconian internal zone, southern Québec Appalachians: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1283-1293.
- Pinet, N., Tremblay, A., et Sosson, M., 1996b, Extension versus shortening model for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians: *Tectonophysics*, v. 267, p. 239-256.
- PDAC, 1999, Geologic time scale: Grant, B., compiler, The art and the Sciences of Writing Geoscience Reports, Prospectors and Developers Association of Canada.
- Rast, N., 1989, The evolution of the Appalachian chain, *dans* R. D. Hatcher Jr., W. A. Thomas et G. W. Viele, édés., The Geology of North America- An overview: Geological Society of America, v. A, p. 323-348.

- Ratcliffe, N. M., Hames, W. E., et Stanley, R. S., 1998, Interpretation of ages of arc magmatism, metamorphism, and collisional tectonics in the Taconian orogen of western New England: *American Journal of Science*, v. 298, p. 791-797.
- Renne, P. R., 1995, Excess ^{40}Ar in biotite and hornblende from the Noril'sk 1 intrusion, Siberia: implications for the age of the Siberian Traps: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 131, p. 165-176.
- Rex, D. C., Guise, P. G., and Wartho, J. -A., 1993, Disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar spectra from hornblendes: Thermal loss or contamination: *Chemical Geology (Isotopic Geoscience Section)*, v. 103, p. 271-281.
- Rickard, M. J., 1991, Stratigraphy and structural geology of the Cowansville-Sutton-Mansonville area in the Appalachians of southern Quebec: *Geological Survey of Canada, Paper 88-27*, 67 p.
- Rickard, M. J., 1965, Taconic orogeny in the Western Appalachians: experimental application of microtextural studies to isotopic dating : *Geological Society of America Bulletin*, v. 76, p. 523-536.
- Riva, J., Belt, E. S., et Mehrrens, C. J., 1977, The Trenton, Utica and flysch succession of the platform near Quebec City, Canada: *New England Intercollegiate Geological Conference, 69th Annual Meeting Guidebook*, p. A8-1-A8-37.
- Robinson, P., Tucker, R. D., Bradley, D., Berry, H. N., IV, et Osberg, P. H., 1998, Paleozoic orogens in New England, USA: *Transactions of the Geological Society in Stockholm, GFF*, v. 120, p. 119-148.
- Robinson, P. et Hall, L., 1978, Tectonic synthesis of southern New England, *dans* D. Wones, éd., *The Caledonides in the U.S.A.*: Virginia Polytechnic Institute, Blacksburg, Virginia: p. 73-82.
- Roddick, J. C., 1983, High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 887-898.
- Rose, H., 1993, Stratigraphy, characterization of metavolcanic rocks, and structural evolution, in a cross section through the Taconide zone, internal domain, Eastern Townships, southern Quebec :*Regional implications [Mémoire de maîtrise]* : Burlington, Vermont, University of Vermont, 276p.
- Rowley, D. B. et Kidd, W. S. F., 1981, Stratigraphic relationships and detrital composition of the medial Ordovician flysch of western New England: implications for the tectonic evolution of the Taconic Orogeny : *Journal of Geology*, v. 89, p. 199-218.
- Roy, D. C., 1989, The Depot Mountain Formation: transition from syn- to post-Taconian basin along the Baie Verte-Brompton Line in northwestern Maine : *Maine Geological Survey, Studies in Maine geology*, v. 2, p. 85-99.
- Ruffet, G., Cheilletz, A., Castonguay, S., et Féraud, G., 1998, Effects of deformation and recrystallization on the K-Ar isotopic system of white micas: a model of interpretation: *Mineralogical Magazine*, v. 62A, parts 1-3; *Goldschmidt Conference 1998, Toulouse, France, Abstract*, v. 3/3, p. 1301-1302.
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., et Philippot, P., 1997, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism: *Chemical Geology*, v. 141, p. 1-18.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., et Kiénast, J. -R., 1995, Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy): *Chemical Geology (Isotopic Geoscience Section)*, v. 121, p. 327-343.

- Ruffet, G., Féraud, G., et Amouric, M., 1991, Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1675-1688.
- Ruffet, G., Perroud, H., et Féraud, G., 1990, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of a Late Proterozoic paleomagnetic pole for the Armorican Massif (France): *Geophysical Journal International*, v. 102, p. 397-409.
- Scheuber, E., Hammerschmidt, K., et Friedrichsen, H., 1995, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atamaca fault zone, northern Chile: the age of deformation: *Tectonophysics*, v. 250, p. 61-87.
- Scotese, C. R. et McKerrow, W. S., 1990, Ordovician plate tectonic reconstructions, *dans* C. R. Barnes et S. H. Williams, éd., *Advances in Ordovician Geology*: Geological Survey of Canada, Paper 90-9, p. 271-282.
- Seguin, M. K., 1982, Geophysics of the Quebec Appalachians: *Tectonophysics*, v. 81, p. 1-50.
- Siebel, W., Henjes-Kunst, F., et Rhede, D., 1998, High-temperature memory in calcic amphiboles and constraints on compositional control of their $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages: *Geology*, v.26, p. 31-34.
- Simonetti, A. et Doig, R., 1990, U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians : *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 881-892.
- Slivitsky, A. et St-Julien, P., 1987, *Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce*: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-04, 40 p.
- Smith, G. T., 1982, *Bedrock geology within the Brompton-Baie Verte zone, Eastman, Québec [Mémoire de maîtrise]*: Burlington, Vermont, University of Vermont, 100p.
- Snoke, A. W., et Frost, B. R., 1990, Exhumation of high pressure pelitic schist, Lake Murray Spillway, south Carolina: evidence for crustal extension during Alleghanian strike-slip faulting: *American Journal of Science*, v. 290, p. 853-881.
- Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P., et Christiansen, R. L., 1987, A physical model for Cenozoic extension of western North America, *dans* Coward, M. P., Dewey, J. F., et Hancock, P. L., éd., *Continental extensional tectonics*: Geological Society, Special Publication 28, p. 187-201.
- Spear, F. S., et Harrison, T. M., 1989, Geochronologic studies in central New England I: evidence for pre-Acadian metamorphism in eastern Vermont: *Geology*, v. 17, p. 181-184.
- Spencer, C., Green, A., Morel-A-l'Huissier, P., et Milkereit, B., 1989, The extension of Grenville basement beneath the Northern Appalachians: results from the Québec-Maine reflection and refraction surveys : *Tectonics*, v. 8, p. 677-696.
- Stewart, D. B., Unger, J. D., Phillips, J., Goldsmith, R., Poole, W. H., Spencer, C. P., Green, A. G., Loiselle, C., et St-Julien, P., 1986, The Québec-Maine seismic reflection profile : Setting and first-year results, *dans* Barazangi, M., Brown, L., *Reflection Seismology : The continental Crust : AGU Geodynamic Series*, v. 14, p. 189-199.
- St-Julien, P., 1987, *Géologie des régions de St-Victor et de Thetford Mines (moitié est)*: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport MM 86-01, 66 p.
- St-Julien, P., et Hubert, C., 1975, Evolution of the Taconian Orogen in Quebec Appalachians: *American Journal of Science*, v. 275A, p. 337-362.

- St-Julien, P., et Slivitsky, A., 1985, Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte 2030, échelle 1:250 000.
- St-Julien, P., Slivitsky, A., et Feininger, T., 1983, A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec, *dans* Hatcher, R. D. et al., éd., Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains: Geological Society of America, memoir 158, p. 103-112.
- Stanley, R. S., et Ratcliffe, N. M., 1985, Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1227-1250.
- Stevens, R. K., 1970, Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean, *dans* Lajoie, J., éd., Flysch sedimentology in North America: Geological Association of Canada, special paper 7, p. 165-177.
- Sutter, J. F., Ratcliffe, N. M., et Mukasa, S. B., 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, v. 96, p. 123-136.
- Tauvers, P. R., 1982, Bedrock Geology of the Lincoln area, Vermont: Vermont Geological Survey, Special Bulletin 2. 8 p.
- Thomas, W. A., 1983, Continental margins, orogenic belts, and intracratonic structures : Geology, v. 11, p. 270-272.
- Thomas, W. A., 1977, Evolution of the Appalachian salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin : American Journal of Science, v. 277, p. 1233-1278.
- Thompson, P. J., Thompson, T. B., et Doolan, B. D., 1999, Lithotectonic packages and tectonic boundaries across the Lamoille River transect in northern Vermont, *dans* Wright, S. F., éd., New England Intercollegiate Geologic Conference Guidebook, v. 91, p. 51-94.
- Thompson, P. J., et Thompson, T. B., 1989, Geology of the Winooski River transect, north central Vermont, *dans* Colpron, M., et Doolan, B., éd., Proceedings of the Quebec-Vermont Appalachian workshop: Vermont Geological Society, Vermont Geology, v. 6, p. 67-70.
- Tremblay, A., 1992, Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians: American Journal of Science, v. 292, p. 229-252.
- Tremblay, A., et Pinet, N., 1998, Lithospheric delamination and crustal extension : a working hypothesis for Silurian-Early Devonian sedimentation, magmatism and plutonism in the northern Appalachians : GAC/MAC joint annual meeting, Geological Association of Canada, v. 23, p. A186.
- Tremblay, A., et Pinet, N., 1994a, Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 1172-1181.
- Tremblay, A., et Pinet N., 1994b, Signification des linéations d'allongement dans les Appalaches du sud du Québec : Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, série II, v. 319, p. 1079-1084.
- Tremblay, A., et St-Julien, P., 1990, Structural style and evolution of a segment of the Dunnage zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 1218-1229.

- Tremblay, A., Ruffet, G., et Castonguay, S., 2000, Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 136-146.
- Tremblay, A., Malo, M., et St-Julien, P., 1995, Dunnage zone-Québec, dans Williams, H., éd., Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, v. 6, p. 179-187.
- Tremblay, A., St-Julien, P., et Labbé, J. -Y., 1989, Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1932-1943.
- Trzcienski, W., 1976, Crossitic amphibole and its possible tectonic significance in the Richmond area, Québec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 711-714.
- Trzcienski, W., et Birkett, T. C., 1982, Compositional variations of pumpellyite along the western margin of the Quebec Appalachians : Canadian Mineralogist, v. 20, p. 203-209.
- Tucker, R. D., et McKerrow, W. S., 1995, Early Paleozoic chronology : a review in light of new U-Pb zircon âges from Newfoundland and Britain : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, p. 368-379.
- Tucker, R. D., et Robinson, P., 1990, Age and setting of the Bronson Hill magmatic arc: a re-evaluation based on U-Pb zircon ages in southern New England: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 1404-1419.
- Tucker, R. D., Bradley, D. C., Ver Straeten, C. A., Harris, A. G., Ebert, J. R., et McCutcheon, S. R., 1998, New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time : Earth and Planetary Science Letters, v. 158, p. 175-186.
- Turner, F. J., 1980, Metamorphic petrology : Mineralogical, field, and tectonic aspects : 2nd éd, McGraw-Hill international series in the earth and planetary sciences, New York, New York.
- Turner, G., Huneke, J. C., Podosek, F. A., et Wasserburg, G. J., 1971, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and cosmic ray exposure age of Apollo 14 samples: Earth and Planetary Science Letters, v. 12, p. 19-35.
- Turner, G., Miller, J. A., et Grasty, R. L., 1966, The thermal history of the Bruderheim meteorite : Earth and Planetary Science Letters, v. 1, p. 155-157.
- Vallières, A., 1984, Stratigraphie et structure de l'orogène taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec : [Thèse de doctorat], Sainte-Foy, Québec, Université Laval, 302p.
- Vallières, A., 1971, Relations stratigraphiques et structurales du Supergroupe de Québec dans la région de St-Malachie ouest: [Mémoire de maîtrise], Montréal, Québec, Université de Montréal. 100p.
- Vallières, A., Hubert, C., et Brooks, C., 1978, A slice of basement in the western margin of the Appalachian orogen, Saint-Malachie, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1242-1249.
- van der Pluijm, B. A., 1987, Timing and spatial distribution of deformation in the Newfoundland Appalachians: a "multi-stage collision" history : Tectonophysics, v. 135, p. 15-24.
- van der Pluijm, B. A. et van Staal, C. R., 1988, Characteristics and evolution of the Central Mobile Belt, Canadian Appalachians : Journal of Geology, v. 96, p. 535-547.

- Van Der Voo, R., 1988, Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns : Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 311-324.
- van Staal, C. R., 1994, Brunswick subduction complex in the Canadian Appalachians : Record of the Late Ordovician to Late Silurian collision between Laurentia and the Gander margin of Avalon : Tectonics, v. 13, p. 946-962.
- van Staal, C. R., 1993, Classification of structures in the Appalachians on the basis of absolute age - a dangerous legacy of fixism !: G.S.A. annual meeting, Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 25, p. A178.
- van Staal, C. R., et de Roo, J. A., 1995, Mid-Paleozoic tectonic evolution of the Appalachian Central Mobile Belt in northern New Brunswick, Canada : collision, extensional collapse and dextral transpression, *dans*, Hibbard, J. P., van Staal, C. R., and Cawwod, P. A., eds., Current perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen : Geological Association of Canada, Special Paper 41, p. 367-389.
- van Staal, C. R., Dewey, J. F., Mac Niocaill, C., et McKerrow, W. S., 1998, The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest pacific-type segment of Iapetus, *dans* Blundell, D. J. et Scott. A. C., eds., Lyell: the past is the key to the present: Geological Society of London, Special Publications, v. 143, p. 199-242.
- Villa, I. M., 1998, Isotopic closure: Terra Nova, v. 10, p. 42-47.
- Waldron, J. W. F., et Milne, J. V., 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 Science, v. 28, p. 398-410.
- Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R., et Delabio, R. N., 1979, Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 14: Geological Survey of Canada, Paper 79-2.
- Warren, M. J., 1990, Rift history and subsequent collisional behavior of the North American Iapetus margin, Lincoln Massif, central Vermont [Mémoire de maîtrise]: Burlington, Vermont, University of Vermont, 235 p.
- Warren, M. J., et Stanley, R. S., 1990, Tectonic evolution of the Lincoln Massif, central Vermont: basement influence on Taconian foreland and hinterland structural and metamorphic style: GSA annual meeting, northeast section, Syracuse, New York, Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 22, p. 77.
- Wartho, J. -A., 1995, Apparent argon diffusive loss $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra in amphiboles: Earth and Planetary Science Letters, v. 134, p. 393-407.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 108-125.
- West, D. P. Jr., et Lux, D. R., 1993, Dating mylonitic deformation by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: An example from the Norumbega fault zone, Maine : Earth and Planetary Science Letters, v. 120, p. 221-237.
- Wheeler, J., et Butler, R. W. H., 1994, Criteria for identifying structures related to true crustal extension in orogens: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 1023-1027.
- Whitehead, J., Reynolds, P. H., et Spray, J. G., 1996, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on Taconian and Acadian events in the Quebec Appalachians: Geology, v. 24, p. 359-362.

- Whitehead, J., Reynolds, P. H., et Spray, J. G., 1995, The sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Québec Appalachians: *Journal of Geodynamics*, v. 19, p. 325-352.
- Wijbrans, J. R., et McDougall, I., 1986, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an alpine high- pressure metamorphic belt on Naxos (Greece); the resetting of the argon isotopic system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 187-194.
- Williams, H., 1995a, Temporal and spatial divisions, *dans* Williams, H., éd., *Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, v. 6, p. 21-44.
- Williams, H., 1995b, Springdale Belt, *dans* Williams, H., éd., *Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, v. 6, p. 389-397.
- Williams, H., 1979, Appalachian Orogen in Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 792-807.
- Williams, H., 1978, Tectonic-lithofacies map of the Appalachian orogen: Memorial University of Newfoundland, St-John's, Newfoundland, carte no. 1a, échelle 1:2 000 000.
- Williams, H. et Hatcher Jr., R. D., 1982., Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen : *Geology*, v. 10, p. 530-536.
- Williams, H., et St-Julien, P., 1982, The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians, *dans* St-Julien, P., et Béland, J., éd., *Major structural zones and faults of the northern Appalachians: Geological Association of Canada Special Paper 24*, p. 177-207.
- Wilson, J. T., 1968, Static or mobile earth: The current scientific revolution: *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 112, p. 309-320.
- Wilson, J. T., 1966, Did the Atlantic close and then re-open? : *Nature*, v. 211, p. 676-681.
- Worley, B., Powell, R., et Wilson, C. J. L., 1997, Crenulation cleavage formation: Evolving diffusion, deformation and equilibration mechanisms with increasing metamorphic grade: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1121-1135.
- Yardley, B. W., 1989, *An introduction to metamorphic petrology* : John Wiley and Sons, New York, New York, 248p.
- Zartman, R. E., 1964, A geochronological study of the Love Grove Pluton from the Llano uplift, Texas: *Journal of Petrology*, v. 5, p. 359-408.
- Zeit, I., Haworth, R. T., Williams, H., et Daniels, D. L., 1980, Magnetic map of the Appalachian Orogen : Memorial University of Newfoundland, Map 2.
- Zen, E. -AN., 1991, Phanerozoic denudation history of the southern New England Appalachians deduced from pressure data : *American Journal of Science*, v. 291, p. 401-424.

TROISIÈME PARTIE

APPENDICES

Listes des appendices

Listes des appendices	212
Appendice A : Résultats analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du chapitre 4	213
Appendice B : Présentation et brève discussion des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non-publiés	228
Appendice C : Résultats analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non-publiés	238
Appendice D : Données d'analyses chimiques par microsonde	245
Appendice E : coordonnées géoréférencées des stations d'observation et d'échantillonnage	262

Appendice A : Résultats analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du chapitre 4

$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ = ^{40}Ar atmosphérique; $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ = produit de l'interférence neutronique du K; $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ = produit de l'interférence neutronique du Ca; AMPH= Amphibole; BIOT= Biotite; MUSC= Muscovite. Étapes en caractères **gras** font parties du calcul de l'âge plateau (s'il y a lieu); AI= âge intégré.

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)	
94SC47 V351								
	BIOT							417.7±0.3
1	37.2	1.4	0.002	13.70	374.8	4.2		
2	4.3	2.2	0.029	14.49	394.2	2.8		
3	7.5	1.0	0.008	16.71	447.8	4.9		
4	0.5	17.5	0.001	15.22	412.1	0.7		
5	0.2	13.8	0.001	15.30	413.9	0.8		
6	0.3	9.2	0.001	15.31	414.2	0.9		
7	0.4	11.7	0.001	15.30	414.0	0.9		
8	0.2	13.9	0.001	15.32	414.4	0.8		
9	0.2	13.0	0.001	15.31	414.2	0.7		
10	0.4	7.4	0.004	15.25	412.7	1.1		
11	0.1	6.0	0.047	15.13	409.8	1.8		
fuse	0.0	2.9	0.497	15.22	412.1	2.6		
94SC47B V357								
	BIOT							417.5±0.4
1	2.6	1.9	0	14.71	399.6	4.0		
2	0.6	11.7	0.01	15.20	411.6	0.8		
3	0.2	36.5	0.003	15.50	418.9	0.6		
4	0.1	17.5	0.003	15.58	420.7	0.7		
5	0.1	12.7	0.004	15.56	420.3	0.9		
6	0.1	13.4	0.01	15.51	419.2	0.9		
7	0.2	5.5	0.167	15.26	413.1	1.6		
fuse	10.6	0.8	2.608	13.38	366.9	11.2		
94SC47D V337								
	BIOT							412.3±0.3
1	13.9	1.6	0	13.80	377.3	2.6		
2	1.2	10.5	0.004	14.85	403.0	0.7		
3	0.2	27.9	0.003	15.24	412.7	0.6		
4	0.1	17.2	0.002	15.33	414.7	0.6		
5	0.2	14.4	0.002	15.37	415.7	0.6		
6	0.2	11.0	0.003	15.40	416.5	1.0		
7	0.4	10.2	0.004	15.35	415.3	0.6		
8	0.5	6.4	0.032	15.27	413.4	0.8		
9	2.9	0.4	0.871	14.22	387.7	7.3		
fuse	13.3	0.3	2.234	12.33	340.8	11.1		
94SC47G(95) V643								
	BIOT							408.3±0.5
1	11.0	25.5	0.001	16.82	402.7	1.1		
2	0.4	19.6	0	17.19	410.5	1.1		
3	0.6	15.3	0.002	17.19	410.7	1.1		
4	0.7	12.6	0	17.19	410.7	1.2		
5	0.2	15.5	0.001	17.18	410.5	1.1		
6	0.1	10.2	0.001	17.18	410.5	1.5		
7	2.2	0.9	0.1	16.19	389.2	12.9		
fuse	4.2	0.4	0.108	16.78	401.9	37.5		
94AT10A V353								
	BIOT							419.0±0.2
1	38.5	0.7	0.002	14.43	392.6	5.1		
2	14.6	1.5	0.002	14.14	385.6	2.1		
3	2.0	2.4	0.001	15.05	407.9	1.2		
4	1.0	5.9	0.001	15.39	416.0	0.8		
5	0.8	8.7	0	15.50	418.7	0.7		

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
6	0.6	7.9	0.001	15.52	419.2	0.7	
7	0.6	6.7	0.001	15.50	418.8	0.7	
8	0.5	10.1	0	15.55	419.8	0.7	
9	0.3	14.7	0	15.61	421.3	0.6	
10	0.1	11.2	0	15.66	422.6	0.8	
11	0.2	10.4	0	15.62	421.7	0.8	
12	0.0	6.1	0	15.63	421.8	1.2	
13	0.3	3.9	0.002	15.54	419.6	1.5	
14	1.2	3.9	0.002	15.41	416.5	1.7	
15	0.4	3.9	0.001	15.50	418.6	1.5	
16	0.1	0.9	0.001	15.48	418.4	2.3	
fuse	0.9	1.3	0.003	15.49	418.4	1.4	
94AT10B V343	MUSC						422.3±0.4
1	8.0	1.0	0	15.46	415.8	8.3	
2	0.2	2.0	0	15.78	423.3	4.3	
3	0.6	47.1	0	15.71	421.8	0.6	
4	0.1	14.4	0	15.65	420.3	0.7	
fuse	0.1	35.6	0	15.80	423.9	0.6	
95SC30 V689	AMPH						420.8±1.0
1	88.8	2.2	26.669	11.82	300.9	16.7	
2	47.4	2.3	116.455	18.40	449.1	14.9	
3	26.0	3.1	153.56	17.72	434.5	12.1	
4	20.1	3.7	47.33	16.99	418.5	4.4	
5	1.2	6.7	2.708	16.64	410.6	2.2	
6	0.3	13.1	2.39	16.78	413.7	1.2	
7	0.3	16.6	2.72	17.04	419.4	1.4	
8	1.6	14.7	5.254	17.07	420.1	1.4	
9	0.9	14.0	18.814	17.44	428.2	2.3	
10	1.0	12.7	17.54	17.08	420.3	1.9	
fuse	4.1	10.9	78.798	18.15	443.6	5.0	
95SC30 V809	AMPH						445.3±2.2
1	75.5	0.4	0.003	70.24	1320.4	72.6	
2	37.2	2.3	46.775	14.51	363.0	18.6	
3	21.2	4.5	147.995	17.35	426.3	11.9	
4	16.1	5.3	129.653	16.32	403.6	21.2	
5	3.2	8.0	4.768	16.77	413.6	4.9	
6	1.2	16.0	2.726	16.70	412.0	2.2	
7	0.5	11.9	5.143	16.38	404.9	1.8	
8	0.1	9.4	11.924	16.43	406.1	2.8	
9	1.4	7.6	35.824	16.77	413.5	5.2	
10	2.6	5.1	59.351	16.99	418.4	7.7	
11	2.6	5.2	73.479	17.48	429.0	8.6	
12	2.8	5.6	83.832	17.94	439.1	8.5	
13	10.1	3.9	146.787	19.24	467.1	13.5	
14	9.6	3.6	247.522	23.05	546.9	16.7	
fuse	8.5	11.4	163.331	25.30	592.4	9.3	
94SC76A V338	AMPH						474.3±1.7
1	9.3	8.9	0.92	23.78	608.2	4.2	
2	5.7	4.2	0.835	15.78	425.6	8.6	
3	3.5	7.7	2.19	17.26	460.9	5.7	
4	3.4	23.3	13.624	19.75	518.6	2.3	
5	2.4	27.3	16.944	16.14	434.3	2.1	
6	1.3	5.6	14.378	16.11	433.6	8.3	
7	7.1	3.3	20.446	15.64	422.2	14.2	
fuse	3.9	19.7	23.953	16.74	448.6	2.9	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1 σ)
94SC76 V356							433.5±0.7
	AMPH						
1	5.5	9.4	0.153	18.59	491.9	2.3	
2	2.7	3.8	0.393	15.54	419.7	4.5	
3	4.8	5.0	1.629	14.82	402.4	2.6	
4	1.8	16.7	6.52	15.95	429.6	1.3	
5	1.0	20.2	10.141	16.04	431.7	1.6	
6	0.9	14.6	9.231	15.91	428.7	1.4	
7	1.5	10.6	7.42	15.73	424.5	2.2	
8	1.8	4.0	11.046	15.74	424.7	5.5	
fuse	1.0	15.7	10.361	15.99	430.6	1.9	
94SC76D(95) V690							424.1±0.5
	AMPH						
1	25.2	1.9	3.615	20.61	481.0	5.5	
2	14.7	1.7	8.615	17.95	425.7	6.7	
3	5.1	1.4	1.361	18.12	429.3	6.5	
4	2.9	8.5	4.454	17.57	417.6	1.6	
5	1.1	21.2	9.435	17.74	421.2	1.0	
6	1.0	16.6	9.257	17.82	422.9	1.1	
7	0.9	10.3	8.646	17.88	424.2	1.5	
8	0.9	8.4	8.433	17.82	423.0	1.8	
fuse	0.8	30.2	11.817	17.92	425.0	1.2	
95SC32 V688							464.5±1.6
	AMPH						
1	35.1	0.7	9.793	157.06	2179.9	32.1	
2	28.9	0.9	3.353	27.90	628.8	32.5	
3	3.4	18.5	2.178	18.77	446.1	2.2	
4	1.4	19.3	5.743	17.71	423.7	2.1	
5	3.9	6.2	22.432	17.61	421.6	6.1	
6	3.1	19.6	38.331	19.02	451.4	3.5	
7	2.0	19.3	49.41	18.92	449.3	4.3	
8	3.4	2.5	58.766	18.81	447.0	13.5	
fuse	1.8	12.9	61.02	19.10	453.1	5.0	
95SC32 V790							462.2±1.4
	AMPH						
1	50.7	0.2	0.004	390.96	3466.5	52.2	
2	59.2	1.8	0	27.59	621.7	14.6	
3	12.5	3.0	0	20.63	483.9	6.8	
4	4.0	10.4	1.52	18.40	437.4	3.0	
5	2.5	18.1	6.54	18.17	432.6	1.8	
6	3.4	9.6	23.297	18.42	438.0	2.9	
7	3.4	37.1	42.199	18.92	448.4	2.5	
8	3.3	9.0	60.156	19.44	459.4	4.5	
9	5.2	0.8	52.574	18.89	447.9	28.6	
10	13.4	0.8	55.926	22.01	512.1	31.3	
fuse	6.3	9.4	62.123	19.59	462.3	4.5	
95SC32 V804							464.9±1.6
	AMPH						
1	59.0	0.1	110.58	398.94	3497.7	93.8	
2	86.0	0.3	50.647	36.01	775.6	108.5	
3	56.9	2.5	13.081	25.80	587.3	13.4	
4	2.0	3.6	3.175	19.33	457.1	7.5	
5	2.1	8.5	7.673	18.17	432.7	2.9	
6	3.7	7.8	17.173	17.96	428.2	3.6	
7	2.7	23.0	36.817	18.81	446.2	3.2	
8	1.9	21.4	51.562	19.20	454.2	3.6	
9	2.4	10.6	59.237	19.43	459.1	4.5	
10	5.6	6.1	60.827	19.44	459.3	5.7	
11	9.4	2.7	65.931	19.03	450.7	6.7	
fuse	3.5	13.5	58.749	19.57	462.0	4.1	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
95SC32 V805	AMPH						443.7±1.9
1	71.7	0.4	46.411	144.79	2075.5	64.4	
2	90.3	0.7	17.093	10.82	269.9	49.3	
3	84.0	1.1	13.092	17.84	425.6	49.5	
4	30.3	4.2	8.231	16.29	392.4	11.1	
5	10.7	13.4	10.028	17.22	412.4	4.1	
6	23.9	9.1	29.614	17.64	421.3	7.0	
7	13.9	7.5	44.926	18.59	441.4	5.6	
8	4.3	23.6	43.672	18.74	444.6	3.1	
9	2.0	19.4	51.815	19.13	452.8	3.4	
10	13.9	3.3	63.767	16.49	396.7	10.7	
fuse	9.1	17.5	68.118	18.58	441.4	4.4	
95DOM01 V640	MUSC						461.9±0.5
1	2.7	2.1	0.005	18.94	457.4	6.5	
2	0.0	1.7	0	19.52	469.8	8.0	
3	1.6	3.3	0	19.34	465.9	5.5	
4	0.6	35.3	0.001	19.17	462.3	0.8	
5	0.4	39.2	0.004	19.13	461.5	0.7	
fuse	0.6	18.5	0.019	19.10	460.8	1.0	
95DOM07A V646	MUSC						363.2±15.1
1	47.6	8.7	0.391	9.19	236.1	80.3	
2	12.2	18.9	0.241	14.83	367.1	32.5	
3	1.9	12.9	0.12	17.22	419.9	61.2	
4	0.0	51.0	0.047	14.90	368.6	9.2	
5	0.0	5.3	0.029	14.36	356.4	87.3	
fuse	0.0	3.2	0.539	14.71	364.3	195.3	
95DOM07B V641	MUSC						453.3±0.5
1	9.5	1.9	0.058	17.05	416.2	4.2	
2	10.2	1.4	0.013	16.69	408.2	4.8	
3	0.0	0.6	0	17.73	430.8	13.0	
4	0.0	1.1	0.011	17.47	425.2	8.5	
5	8.3	1.0	0.009	18.01	436.8	10.2	
6	9.1	1.5	0.008	17.75	431.3	5.7	
7	3.5	3.7	0.003	18.50	447.5	3.0	
8	1.1	28.9	0.001	18.76	453.0	0.8	
9	0.4	10.7	0.001	18.77	453.2	0.9	
10	1.5	6.3	0.003	18.71	452.0	1.8	
11	0.5	37.1	0	19.11	460.4	0.7	
12	0.8	5.1	0	18.96	457.3	1.8	
13	4.2	0.7	0.025	18.08	438.4	16.6	
fuse	48.6	0.0	0.268	9.99	255.2	193.8	
95DOM07B V730	MUSC						445.6±0.4
1	4.1	7.0	0.016	16.43	402.0	1.4	
2	2.8	7.8	0.016	16.97	413.8	1.2	
3	1.6	10.6	0.005	18.14	439.0	1.0	
4	0.5	16.6	0.012	18.39	444.4	0.8	
5	0.6	12.7	0.012	18.58	448.6	1.1	
6	0.5	13.0	0.011	18.85	454.3	1.1	
7	0.3	17.8	0.003	19.12	460.0	0.9	
8	0.3	11.2	0.012	19.23	462.4	0.9	
9	0.4	2.3	0	19.10	459.7	2.8	
fuse	1.1	1.1	0.138	18.78	452.9	5.0	
95DOM07C V645	MUSC						373.4±1.6
1	2.2	20.0	0.115	14.18	351.3	2.9	
2	0.2	12.9	0.079	15.81	387.7	4.8	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
3	2.4	11.1	0.057	15.68	384.9	6.3	
4	0.0	29.0	0.061	15.80	387.5	1.9	
5	0.0	12.1	0.075	15.18	373.7	5.5	
6	0.0	5.0	0.458	13.82	343.4	10.4	
fuse	0.0	9.9	0.381	14.50	358.6	5.4	
Q1-26/1 V638	MUSC						460.0±1.4
1	47.9	0.6	0.006	11.10	276.9	95.1	
2	33.9	0.7	0.021	14.52	354.4	83.7	
3	11.8	1.9	0.014	17.45	418.1	25.8	
4	1.5	4.8	0	20.14	474.7	5.3	
5	0.6	59.3	0	19.54	462.4	0.9	
6	0.4	17.7	0	19.61	463.8	2.3	
7	2.2	6.2	0.007	19.14	454.1	6.7	
8	0.1	5.0	0	19.50	461.6	10.0	
fuse	2.8	3.8	0.03	19.34	458.2	14.4	
Q2-26/2 V350	MUSC						468.1±0.4
1	57.6	0.1	0	13.63	373.1	99.6	
2	22.8	0.3	0	14.24	388.1	14.9	
3	8.4	0.8	0	16.58	444.5	5.9	
4	2.6	3.0	0.002	17.13	457.5	1.9	
5	1.3	4.7	0.002	17.41	464.1	1.5	
6	0.2	28.9	0.001	17.59	468.4	0.7	
7	0.2	19.3	0	17.62	469.1	0.7	
8	0.2	4.1	0	17.57	468.0	1.4	
9	0.0	10.4	0	17.65	469.7	0.8	
10	0.0	10.1	0	17.66	470.0	1.1	
11	0.0	5.8	0.001	17.60	468.6	1.5	
12	0.0	5.7	0	17.68	470.4	2.3	
13	0.0	4.3	0	17.71	471.0	1.6	
14	0.0	1.2	0	17.74	471.9	4.2	
15	0.0	0.6	0	17.90	475.7	7.5	
fuse	4.4	0.6	0	17.33	462.1	8.4	
92PEN4A V339	MUSC						456.9±0.4
1	6.3	0.8	0	15.85	424.0	10.6	
2	0.0	2.3	0	16.48	438.8	3.9	
3	0.5	3.5	0	17.23	456.6	2.8	
4	0.2	9.6	0.002	17.54	463.8	1.0	
5	0.0	9.8	0.004	17.10	453.5	1.1	
6	1.1	6.5	0.006	16.47	438.8	2.9	
7	0.6	6.3	0.007	16.82	446.9	1.2	
8	0.2	33.9	0.003	17.37	459.9	0.7	
9	0.0	5.1	0.016	17.37	459.8	1.4	
fuse	0.2	22.2	0.013	17.44	461.5	1.0	
96PEN4A V812	MUSC						461.8±0.7
1	77.4	0.1	0.133	5.79	162.9	186.7	
2	16.4	0.1	0.078	18.78	482.3	155.9	
3	19.3	0.6	0.028	15.12	397.9	21.3	
4	4.1	2.4	0.006	17.70	457.7	4.2	
5	3.0	12.3	0.001	17.91	462.7	1.2	
6	1.5	20.1	0.001	17.61	455.7	1.5	
7	1.7	5.9	0.003	17.83	460.7	2.7	
8	1.0	14.1	0.002	17.99	464.3	1.1	
9	0.7	19.2	0.001	18.11	467.2	1.0	
10	0.6	9.9	0.001	17.96	463.8	1.4	
11	0.0	4.2	0.006	18.08	466.4	2.8	
12	0.9	2.5	0.022	17.92	462.8	5.3	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
13	1.4	2.0	0.07	17.72	458.4	7.1	
fuse	0.6	6.7	0.012	17.93	462.9	4.4	
94SC30 V354	MUSC						426.4±1.0
1	0.0	0.7	0	17.37	462.1	39.7	
2	0.0	5.7	0	15.90	427.3	4.8	
3	0.3	12.3	0.003	15.82	425.3	3.2	
4	0.0	61.9	0	15.84	425.9	0.8	
5	0.0	5.9	0	15.85	426.1	4.7	
6	0.0	5.5	0.001	15.77	424.1	5.5	
fuse	0.0	8.0	0	15.99	429.4	5.1	
94SC35(95) V644	MUSC						423.3±1.0
1	9.5	1.0	0.009	16.98	405.5	25.6	
2	11.9	1.7	0.038	17.35	413.5	12.6	
3	6.5	1.3	0.033	16.85	402.9	19.9	
4	0.0	1.5	0.007	18.13	430.1	13.0	
5	3.9	1.4	0.021	16.88	403.4	12.5	
6	0.0	1.4	0	18.07	428.8	27.2	
7	2.2	3.7	0.015	17.42	415.0	5.7	
8	0.2	54.7	0.001	17.90	425.2	0.9	
9	1.3	10.7	0	17.76	422.2	2.3	
10	1.0	12.4	0.001	17.77	422.3	2.9	
fuse	0.6	10.1	0	17.89	425.0	2.5	
94SC56 V336	MUSC						425.4±0.6
1	8.0	2.9	0	15.54	418.9	6.1	
2	27.7	3.8	0	15.59	420.1	4.5	
3	8.4	1.1	0	15.43	416.2	13.3	
4	0.7	44.8	0	15.82	425.7	0.7	
5	0.4	16.5	0.001	15.80	425.0	1.1	
6	0.0	7.1	0.003	15.91	427.8	2.4	
7	0.0	7.0	0.002	15.84	426.0	2.2	
fuse	0.2	16.9	0.002	15.87	426.8	1.1	
94SC67 V347	MUSC						426.2±1.1
1	41.1	0.4	0	9.68	272.3	88.9	
2	5.5	1.4	0	16.63	445.2	19.7	
3	0.1	24.6	0	15.96	429.3	1.9	
4	0.0	27.3	0.003	15.83	426.1	1.4	
5	0.0	9.5	0.004	15.81	425.5	3.9	
6	0.0	10.1	0.006	15.82	425.7	3.5	
7	0.7	12.8	0.009	15.69	422.6	2.6	
8	0.0	9.9	0.158	15.98	429.8	2.8	
fuse	2.1	4.1	0.065	15.61	420.8	8.7	
95SC16A V754	MUSC						430.7±0.3
1	10.4	0.6	0.078	13.51	344.1	6.8	
2	1.8	2.7	0.083	17.34	430.8	3.5	
3	0.8	4.8	0.054	17.23	428.3	1.5	
4	0.1	6.0	0	17.19	427.4	1.2	
5	0.0	18.0	0	17.32	430.2	0.6	
6	0.1	31.0	0	17.41	432.3	0.7	
7	0.1	19.9	0.014	17.39	431.7	0.7	
8	0.1	4.6	0.035	17.31	430.1	1.7	
9	1.8	1.4	0.089	16.99	423.0	4.6	
fuse	0.1	11.1	0.02	17.48	433.8	0.8	
95SC16C V693	MUSC						420.6±0.5
1	15.9	0.7	0.063	14.92	381.6	21.0	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1 σ)
2	2.3	2.9	0.005	16.23	411.5	5.0	
3	0.0	4.3	0	16.33	413.9	3.1	
4	0.5	6.7	0.01	16.54	418.4	2.0	
5	0.3	13.9	0.005	16.68	421.7	1.4	
6	0.2	32.0	0.005	16.66	421.3	0.9	
7	0.2	27.0	0.002	16.75	423.3	0.8	
8	1.0	4.9	0.017	16.47	416.8	2.4	
fuse	0.6	7.7	0.006	16.69	421.9	1.6	
96SC16C V609	MUSC						415.4±0.7
1	20.0	1.4	0.012	16.60	419.9	13.0	
2	5.8	2.2	0.007	15.88	403.5	12.4	
3	9.5	3.0	0.01	15.98	405.8	6.3	
4	1.8	7.2	0.003	16.48	417.1	2.7	
5	0.4	58.5	0.001	16.45	416.4	0.8	
6	1.8	8.7	0.006	16.17	410.1	2.6	
fuse	0.3	19.1	0.001	16.45	416.5	1.3	
96SC44 V814	MUSC						418.8±1.2
1	0.0	3.1	0.005	15.38	408.5	8.7	
2	0.0	3.6	0.005	16.45	433.9	8.3	
3	0.0	4.3	0.002	16.39	432.4	5.7	
4	0.0	7.7	0.001	16.17	427.4	4.7	
5	0.0	9.0	0.002	16.04	424.2	3.8	
6	0.2	8.1	0.005	15.87	420.1	4.3	
7	0.1	12.2	0.001	15.76	417.7	3.0	
8	0.6	14.1	0.001	15.65	415.1	2.4	
9	1.6	8.2	0.002	15.45	410.3	5.3	
10	0.5	9.8	0.003	15.67	415.5	3.1	
11	0.0	4.9	0	15.81	418.9	7.0	
12	0.0	8.5	0	15.66	415.4	3.2	
fuse	0.0	6.5	0	15.72	416.8	4.3	
96SC46 V825	MUSC						414.0±0.5
1	17.3	0.4	0	9.62	266.3	14.7	
2	5.7	0.6	0.003	12.89	348.6	11.3	
3	2.8	1.2	0.002	15.38	408.7	7.8	
4	1.1	1.8	0.004	15.73	417.1	3.7	
5	0.0	1.9	0.001	15.78	418.3	3.8	
6	0.1	1.7	0.001	15.84	419.8	3.9	
7	2.4	2.1	0.003	15.62	414.4	3.5	
8	0.5	2.5	0.002	15.69	416.2	3.5	
9	0.6	3.4	0.001	15.63	414.8	2.0	
10	0.6	4.9	0.002	15.62	414.5	1.7	
11	0.3	6.9	0.001	15.59	413.9	1.3	
12	0.3	16.1	0	15.63	414.6	1.0	
13	0.4	6.4	0.001	15.65	415.2	1.3	
14	0.2	6.7	0	15.63	414.7	1.3	
15	0.2	10.3	0.001	15.60	414.1	1.6	
16	0.1	14.7	0.001	15.62	414.4	1.2	
fuse	0.2	18.5	0.003	15.68	415.9	1.1	
95SC17A V605	MUSC						417.7±0.6
1	0.0	0.3	0.017	16.53	416.7	49.9	
2	0.9	0.9	0.005	17.14	430.4	9.9	
3	2.7	2.4	0.006	16.36	412.9	4.0	
4	0.8	9.2	0.001	16.72	420.9	1.5	
5	0.2	59.1	0	16.59	418.0	0.6	
6	0.4	5.5	0.002	16.59	418.0	1.7	
7	0.5	7.8	0.001	16.55	417.2	1.9	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
8	1.9	3.8	0.002	16.30	411.6	2.8	
fuse	0.4	11.1	0.001	16.49	415.8	3.3	
95SC18 V607	MUSC						420.9±0.7
1	19.8	0.5	0.018	16.04	404.8	39.3	
2	10.9	1.0	0.014	16.14	407.2	26.9	
3	5.0	1.2	0.002	16.20	408.5	18.0	
4	13.9	3.0	0.004	16.64	418.4	7.2	
5	0.0	1.8	0	17.41	435.6	9.2	
6	1.3	65.9	0.001	16.75	420.8	0.7	
7	1.2	9.7	0.001	16.63	418.1	2.0	
fuse	0.4	17.0	0.001	16.87	423.6	1.1	
95SC19 V650	MUSC						420.6±1.1
1	69.4	0.1	0.558	7.13	190.8	586.6	
2	0.0	0.1	0	19.33	477.0	261.1	
3	28.6	0.3	0.219	13.77	352.2	97.4	
4	0.1	0.8	0	18.84	466.3	51.4	
5	5.9	8.8	0.005	17.04	426.6	4.1	
6	0.3	75.5	0	16.76	420.4	0.9	
7	3.4	2.7	0.03	16.20	407.7	10.9	
8	0.0	2.8	0.009	16.90	423.5	10.2	
fuse	0.6	9.0	0.01	16.65	417.9	3.6	
95SC20 V595	MUSC						416.8±1.7
1	172.9	0.1	0	-13.05	0.0	0.0	
2	4.9	8.0	0.006	16.48	413.2	5.1	
3	2.1	7.5	0	16.39	411.2	5.0	
4	0.6	30.7	0	16.72	418.7	3.5	
5	0.4	17.5	0.002	16.62	416.4	2.1	
6	0.0	3.2	0.002	16.73	418.9	11.8	
fuse	0.4	33.0	0.012	16.76	419.5	3.2	
95SC21 V694	MUSC						420.0±0.5
1	20.0	0.5	0.029	17.15	427.5	31.7	
2	2.8	11.1	0.006	17.02	424.4	2.1	
3	0.3	40.9	0.001	16.83	420.3	0.9	
4	0.7	18.7	0.005	16.77	419.0	0.9	
5	1.1	8.0	0.002	16.61	415.3	1.6	
fuse	0.1	20.8	0.006	16.80	419.7	0.9	
95SC23A V692	MUSC						417.8±0.5
1	42.3	0.1	0.013	17.51	434.7	83.8	
2	0.0	0.1	0.137	19.02	467.5	43.6	
3	4.8	2.4	0	17.26	429.1	3.6	
4	1.3	20.6	0.01	16.80	418.9	1.0	
5	1.2	4.1	0.024	16.64	415.3	2.5	
6	0.5	16.0	0.008	16.69	416.4	0.9	
fuse	0.3	56.6	0.034	16.73	417.4	0.7	
95SC23B V647	MUSC						425.1±0.4
1	38.9	0.0	0	23.93	568.9	154.7	
2	23.6	0.1	0.097	17.70	437.2	88.4	
3	13.6	0.1	0.044	18.31	450.5	38.1	
4	5.1	0.4	0.02	17.91	441.9	15.3	
5	2.5	0.5	0.005	17.44	431.5	9.3	
6	2.4	0.7	0.01	17.20	426.1	7.3	
7	3.5	1.3	0.005	17.18	425.8	3.8	
8	1.6	3.4	0.005	16.95	420.6	2.2	
9	0.3	28.2	0.001	17.15	425.2	0.6	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
10	0.2	32.5	0.001	17.16	425.3	0.6	
11	0.7	4.0	0.004	17.04	422.8	1.7	
12	0.2	5.8	0.001	17.08	423.5	1.2	
13	0.0	4.2	0	17.05	422.9	1.8	
fuse	0.1	18.8	0.001	17.17	425.6	0.6	
95SC23C(96) V833	MUSC						425.0 \pm 0.8
1	22.0	0.1	0.115	16.52	433.3	199.1	
2	19.6	0.1	0	21.87	554.1	195.0	
3	0.0	0.2	0.016	19.15	493.8	101.2	
4	8.5	0.5	0.029	16.12	424.2	38.1	
5	7.4	1.5	0	15.88	418.4	9.6	
6	6.1	1.6	0.005	15.90	419.0	10.5	
7	3.6	1.9	0	15.91	419.0	8.5	
8	16.0	0.8	0	13.85	370.1	21.7	
9	2.3	8.8	0.001	16.18	425.5	1.9	
10	0.3	54.1	0	16.16	425.1	0.7	
11	1.7	5.1	0	15.90	419.0	3.6	
12	0.0	2.7	0	16.15	424.8	7.6	
13	0.0	2.9	0	16.23	426.6	7.7	
fuse	0.0	19.9	0	16.31	428.5	1.2	
95SC23D(96) V1042	MUSC						429.1 \pm 0.5
1	19.5	0.2	0	14.77	392.7	36.6	
2	0.0	0.7	0	18.24	473.6	16.5	
3	1.7	2.7	0.119	16.76	439.4	5.0	
4	1.5	2.2	0.482	16.17	425.6	5.0	
5	0.1	47.6	0.018	16.28	428.3	0.9	
6	0.7	4.3	0.216	16.13	424.8	2.2	
7	0.0	15.9	0.004	16.31	428.9	0.9	
8	0.0	9.4	0.031	16.24	427.5	1.1	
fuse	0.1	17.1	0.035	16.39	430.8	1.0	
95SC23E(96) V834	MUSC						429.4 \pm 0.5
1	51.6	0.2	0.054	18.78	486.4	29.2	
2	20.7	0.3	0	15.56	411.7	26.2	
3	12.5	0.5	0.012	15.95	421.1	12.2	
4	7.7	0.9	0.008	16.18	426.3	8.9	
5	4.9	1.1	0.005	16.27	428.5	6.8	
6	6.0	1.6	0.008	16.30	429.2	5.3	
7	3.1	1.8	0.003	16.47	433.2	7.8	
8	3.0	2.4	0	16.50	434.0	3.4	
9	1.7	52.6	0	16.35	430.5	0.6	
10	2.5	6.4	0	16.27	428.5	1.6	
11	3.3	2.8	0.001	16.10	424.5	2.3	
12	1.3	12.3	0.001	16.28	428.8	0.8	
13	2.4	4.1	0.002	16.06	423.5	2.7	
14	0.9	8.2	0.002	16.34	430.1	1.1	
fuse	1.5	4.9	0.002	16.15	425.7	1.6	
95SC24 V598	MUSC						415.4 \pm 0.8
1	8.3	0.9	0	17.28	427.2	31.6	
2	12.8	1.0	0.004	15.63	390.7	23.3	
3	0.0	0.7	0	17.16	424.7	33.2	
4	0.8	6.4	0.003	16.91	419.1	3.3	
5	1.0	10.6	0.004	16.79	416.5	2.3	
6	0.8	10.9	0.002	16.86	418.1	2.4	
7	0.7	33.5	0.002	16.72	415.0	1.2	
8	1.0	16.2	0.004	16.64	413.1	1.6	
9	4.0	4.1	0.008	15.89	396.5	4.5	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
fuse	1.0	15.7	0.004	16.75	415.6	1.5	
95SC24C(96) V853	MUSC						431.1 \pm 0.7
1	5.4	2.1	0.004	16.51	434.6	8.4	
2	3.1	2.7	0.008	16.33	430.4	7.8	
3	1.4	49.9	0.001	16.36	431.2	0.9	
4	1.0	4.5	0.008	16.07	424.3	3.8	
5	0.2	8.2	0.003	16.33	430.5	2.4	
fuse	0.2	32.6	0.001	16.38	431.8	0.9	
95SC25(96) V836	MUSC						430.2 \pm 1.3
1	9.6	2.1	0.007	16.85	442.9	15.0	
2	0.3	4.3	0.001	16.59	436.7	7.9	
3	0.1	5.1	0	16.55	435.8	6.0	
4	0.0	9.3	0	16.25	428.7	4.7	
5	0.0	11.5	0	16.35	431.2	3.2	
6	0.2	21.3	0.001	16.32	430.3	2.2	
7	0.0	5.8	0.004	16.27	429.2	5.0	
8	0.0	3.4	0.005	16.15	426.4	10.9	
9	0.0	15.6	0.003	16.28	429.4	2.4	
10	0.0	13.8	0	16.28	429.4	2.6	
11	1.3	6.0	0.004	16.09	425.1	6.5	
fuse	0.0	1.9	0.009	16.08	424.8	20.8	
95SC31 V753	MUSC						414.9 \pm 0.7
1	8.5	3.5	0.214	17.10	420.8	4.3	
2	1.8	2.4	0.007	17.29	425.0	10.3	
3	2.0	12.5	0.095	16.70	412.0	1.6	
4	0.8	50.9	0.014	16.87	415.6	0.8	
5	2.2	7.6	0.075	16.68	411.6	2.5	
6	0.9	9.0	0.089	16.73	412.7	2.2	
7	1.6	5.5	0.231	16.72	412.3	3.8	
fuse	1.2	8.7	0.119	16.87	415.8	2.1	
95SC31 V797	MUSC						415.9 \pm 0.4
1	11.9	0.4	0.001	15.99	396.3	26.5	
2	1.2	4.2	0	16.83	414.9	2.3	
3	2.6	1.2	0	16.36	404.4	6.9	
4	0.4	5.2	0	16.58	409.2	2.2	
5	0.0	15.0	0	16.84	415.1	1.1	
6	0.0	17.2	0.086	16.90	416.4	0.8	
7	0.0	11.7	0.039	16.86	415.4	0.9	
8	0.0	15.3	0.087	16.92	416.9	0.8	
9	0.2	12.6	0.104	16.90	416.4	0.9	
10	0.0	5.4	0.615	16.85	415.3	1.8	
fuse	0.0	11.7	0.503	17.08	420.4	1.0	
94SC89F(95) V798							426.1 \pm 0.3
1	13.5	0.3	2.523	19.19	451.1	16.2	
2	5.7	0.8	1.173	18.30	432.7	4.7	
3	1.8	0.9	0	18.69	440.8	4.4	
4	0.3	2.4	0	18.14	429.3	2.2	
5	1.1	4.1	0.077	17.93	424.8	1.3	
6	0.0	0.9	2.494	18.11	428.6	3.0	
7	40.1	4.2	0.331	18.01	426.4	2.6	
8	0.3	8.0	0.06	17.97	425.6	1.0	
9	0.1	5.4	0.606	17.92	424.7	1.3	
10	0.2	7.4	0.109	17.95	425.3	0.9	
11	0.3	12.5	0.044	17.90	424.1	0.8	
12	0.1	13.6	0.112	17.98	425.8	0.7	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
13	0.1	13.4	0.25	18.02	426.7	0.7	
14	0.0	7.6	0.279	17.93	424.9	1.1	
fuse	0.1	18.5	0.216	18.04	427.1	0.6	
95SC29A V608	MUSC						412.4±0.8
1	1.3	3.5	0.005	14.97	374.0	6.4	
2	0.0	5.1	0.004	15.88	394.4	4.7	
3	0.1	21.3	0	16.82	415.2	1.6	
4	0.3	34.1	0.001	16.83	415.6	1.1	
5	0.1	10.1	0.001	16.78	414.4	3.0	
6	0.0	10.3	0.004	16.62	410.8	2.6	
fuse	0.3	15.6	0.002	16.84	415.6	1.6	
95SC47B V604	MUSC						412.1±1.5
1	13.0	1.7	0.027	15.16	375.6	32.1	
2	0.0	3.5	0	17.07	417.8	12.8	
3	0.8	3.1	0.007	16.77	411.1	15.1	
4	4.3	4.9	0.012	16.09	396.1	10.1	
5	0.3	11.0	0.002	16.83	412.5	3.9	
6	0.0	35.0	0.001	17.03	416.8	1.7	
7	0.0	6.9	0	16.82	412.1	7.3	
8	1.3	13.8	0.006	16.87	413.3	3.7	
fuse	1.7	20.2	0.003	16.69	409.3	2.4	
95SC42B V612	MUSC						416.3±0.6
1	15.2	0.1	0	13.39	336.0	104.8	
2	13.7	0.5	0.016	15.86	391.6	27.4	
3	0.5	0.9	0	17.67	431.4	18.3	
4	1.8	3.6	0	17.10	418.9	4.6	
5	0.1	50.6	0.001	17.02	417.2	0.7	
6	0.2	24.7	0.001	16.89	414.3	0.9	
7	0.0	3.1	0.002	16.71	410.5	5.0	
fuse	0.1	16.5	0.001	17.03	417.4	1.3	
95SC41 V695	MUSC						412.0±0.6
1	2.4	0.3	0.213	17.59	430.8	51.0	
2	2.2	1.1	0.15	17.69	432.9	13.1	
3	0.0	1.4	0.042	17.28	424.1	10.5	
4	1.0	12.0	0.008	16.82	414.0	1.7	
5	0.5	40.9	0.002	16.76	412.8	0.7	
6	1.6	4.7	0.006	16.49	406.6	3.3	
7	1.7	4.9	0.02	16.33	403.2	3.5	
fuse	0.2	34.7	0.004	16.68	411.0	0.8	
95SC10A V635	MUSC						414.3±1.0
1	5.2	3.2	0.011	16.47	419.3	13.8	
2	0.9	50.1	0.003	16.38	417.3	1.2	
3	2.0	11.5	0.022	16.13	411.8	3.7	
4	0.0	9.6	0.023	15.97	408.0	2.9	
fuse	0.3	25.6	0.013	16.11	411.3	1.8	
95SC10B V634	MUSC						422.8±0.6
1	9.9	1.7	0.012	17.65	445.5	10.6	
2	1.4	0.5	0.039	16.90	428.7	37.2	
3	4.6	1.5	0.004	16.68	423.6	13.4	
4	1.9	0.2	0.17	16.78	425.9	68.6	
5	0.7	38.9	0.001	16.67	423.4	0.7	
6	0.2	26.9	0.002	16.63	422.5	1.1	
7	0.8	13.2	0.001	16.49	419.3	1.1	
8	0.7	3.5	0.003	16.40	417.3	4.4	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
fuse	0.6	13.6	0.001	16.66	423.2	1.3	
95SC11A V651	MUSC						413.6±1.8
1	9.5	3.5	0	15.03	384.8	17.2	
2	5.2	4.8	0	15.99	406.9	13.0	
3	3.7	4.4	0	15.79	402.3	13.8	
4	0.0	7.2	0	16.37	415.6	7.3	
5	0.0	10.5	0	16.37	415.6	4.8	
6	0.0	9.3	0	16.48	418.0	6.3	
7	0.9	10.5	0.014	16.35	415.0	5.5	
8	0.0	15.7	0.009	16.35	415.0	3.5	
9	0.3	12.2	0.004	16.35	415.0	4.8	
fuse	0.3	22.0	0.005	16.40	416.1	3.0	
94SC80A(96) V828	MUSC						421.2±0.6
1	109.4	0.1	0	-1.74	0.0	0.0	
2	31.4	0.2	0	12.36	332.2	35.0	
3	3.3	2.7	0	15.96	418.5	4.6	
4	0.0	2.1	0	15.99	419.1	8.6	
5	0.0	0.8	0	16.31	426.5	21.7	
6	0.0	1.3	0	16.13	422.3	13.4	
7	1.9	2.5	0.001	15.72	412.7	6.5	
8	0.6	4.5	0.001	16.02	419.7	3.7	
9	0.1	17.8	0.001	16.10	421.8	1.0	
10	0.2	39.3	0	16.14	422.8	0.6	
11	0.7	5.7	0	16.10	421.8	2.2	
12	0.6	8.5	0	16.13	422.4	1.7	
13	0.3	4.1	0	16.23	424.8	3.7	
14	0.0	1.9	0	15.93	417.7	6.8	
fuse	0.0	8.5	0	16.01	419.6	2.2	
95SC08 V735	MUSC						426.8±1.1
1	91.5	0.3	0	1.58	45.0	243.3	
2	0.7	5.3	0.038	17.24	438.3	5.4	
3	0.0	51.7	0	16.82	428.9	1.0	
4	5.3	7.5	0	16.52	422.0	4.6	
5	1.0	1.0	0	16.69	425.8	30.1	
6	1.9	11.0	0	16.61	423.9	3.1	
fuse	0.1	23.2	0.021	16.76	427.5	1.7	
95SC09 V642	MUSC						411.8±1.0
1	3.6	5.0	0.02	13.59	354.7	5.2	
2	0.0	4.4	0.001	15.05	389.1	5.4	
3	0.0	3.9	0.006	15.74	405.1	6.8	
4	0.0	3.6	0	16.18	415.1	13.3	
5	0.3	3.2	0.009	16.15	414.3	4.7	
6	0.0	4.4	0.001	16.11	413.5	4.4	
7	0.0	7.2	0.004	16.25	416.8	3.6	
8	0.0	7.0	0	16.22	416.1	2.9	
9	0.0	9.7	0	16.30	417.8	2.1	
10	0.0	10.1	0	16.24	416.5	2.2	
11	0.0	10.8	0.002	16.21	415.7	1.9	
12	0.3	11.3	0	16.17	414.8	2.5	
13	0.1	15.9	0.001	16.30	417.9	1.7	
fuse	0.0	3.6	0	16.49	422.2	6.7	
95SC27 V648	MUSC						418.8±1.0
1	130.0	0.1	1.049	-27.31	0.0	0.0	
2	111.9	0.2	0	-2.26	0.0	0.0	
3	79.2	0.4	0.11	3.86	104.4	126.6	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
4	0.1	1.1	0.063	18.19	445.9	22.0	
5	0.7	3.7	0.009	17.28	425.9	8.2	
6	0.4	54.0	0.001	17.04	420.7	0.8	
7	0.0	14.3	0	17.03	420.5	2.1	
8	1.0	7.6	0	16.94	418.4	3.3	
9	0.0	6.0	0	17.07	421.5	4.0	
fuse	0.0	12.8	0	17.15	423.1	2.5	
ARTHA01 V1017 MUSC							397.5±0.6
1	4.8	5.7	0.069	13.45	367.7	3.8	
2	1.8	12.7	0.053	14.56	394.8	1.6	
3	1.0	11.9	0.126	14.68	397.8	1.7	
4	0.5	14.9	0.068	14.74	399.3	1.2	
5	0.8	13.5	0.066	14.75	399.4	1.2	
6	0.2	9.1	0.104	14.82	401.3	2.8	
7	0.2	12.4	0	14.79	400.6	1.7	
8	0.6	10.5	0.026	14.78	400.2	1.6	
fuse	0.2	9.3	0.066	14.87	402.5	2.3	
ARTHA02 V810 MUSC							420.5±1.0
1	14.3	0.9	0.013	10.41	291.2	22.6	
2	2.7	4.6	0.004	14.59	396.3	4.4	
3	0.1	3.8	0.004	15.32	414.0	4.7	
4	1.0	4.6	0.002	15.17	410.3	3.7	
5	0.9	4.4	0.001	15.33	414.1	7.4	
6	2.2	3.3	0.002	15.23	411.9	10.0	
7	2.0	4.5	0	15.20	411.0	7.1	
8	1.0	6.0	0.001	15.49	418.1	4.2	
9	1.0	8.3	0.001	15.67	422.4	3.0	
10	0.6	13.9	0.001	15.79	425.1	1.6	
11	0.8	10.4	0.001	15.79	425.4	3.1	
12	0.5	8.1	0.002	15.85	426.7	3.4	
13	0.2	7.8	0.002	15.88	427.4	3.7	
14	0.1	7.8	0.002	15.93	428.5	3.1	
15	1.8	2.4	0.006	15.68	422.7	7.8	
fuse	0.0	9.3	0.003	16.06	431.8	2.4	
96SC58 V1040 MUSC							411.6±0.5
1	3.4	1.3	0.098	11.33	311.6	8.0	
2	0.4	7.2	0.031	14.58	392.0	1.8	
3	0.5	7.1	0.152	14.91	400.0	2.4	
4	0.0	11.2	0.138	15.12	405.0	1.2	
5	0.0	9.8	0	15.41	412.0	1.5	
6	0.0	23.4	0	15.65	417.7	1.4	
7	0.0	12.8	0.002	15.62	416.8	1.2	
8	0.6	7.0	0.171	15.61	416.6	1.8	
9	1.4	7.6	0.229	15.48	413.5	1.5	
fuse	0.3	12.7	0.085	15.94	424.4	1.2	
96SC62 V842 MUSC							409.4±0.5
1	1.3	15.6	0.002	14.54	391.5	1.3	
2	1.1	9.1	0.002	15.09	404.7	1.7	
3	0.5	15.1	0.001	15.23	408.1	1.0	
4	0.0	16.8	0.001	15.47	413.8	1.2	
5	0.4	9.6	0.002	15.57	416.1	1.5	
6	0.0	14.0	0.003	15.53	415.1	1.4	
7	0.6	11.4	0.005	15.47	413.8	2.1	
8	0.1	5.6	0.007	15.61	417.1	2.7	
fuse	0.0	3.0	0.015	15.76	420.6	3.8	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
96SC55A V841	MUSC						416.8±0.5
1	13.2	0.3	0.042	13.89	374.1	30.7	
2	1.7	3.1	0.004	15.93	422.9	3.7	
3	2.2	3.0	0.01	15.47	412.2	5.3	
4	0.4	14.9	0	15.67	416.8	1.4	
5	0.0	35.0	0	15.74	418.4	0.7	
6	0.0	11.6	0.001	15.77	419.2	1.5	
7	0.6	14.2	0.002	15.54	413.8	1.2	
8	1.0	5.2	0.003	15.48	412.2	2.8	
9	2.3	3.1	0.004	15.38	409.9	5.4	
fuse	0.8	9.7	0.001	15.70	417.6	2.1	
96SC68 V 835	MUSC						410.1±0.7
1	0.7	7.5	0	14.33	387.3	3.1	
2	0.0	7.0	0	14.86	400.0	3.5	
3	0.0	25.5	0	15.50	415.5	1.0	
4	0.3	16.4	0.001	15.47	414.7	1.5	
5	0.5	6.2	0.002	15.33	411.5	3.7	
6	0.6	5.6	0.003	15.32	411.1	3.4	
7	0.8	9.9	0.002	15.18	407.8	2.1	
8	0.5	6.4	0.001	15.19	408.0	3.4	
9	0.5	6.5	0.001	15.53	416.2	3.3	
fuse	0.6	9.0	0.002	15.55	416.7	2.0	
96SC39 V826	MUSC						423.1±1.4
1	15.7	1.0	0.006	16.32	430.8	47.3	
2	0.0	1.3	0.02	17.30	453.7	17.3	
3	1.4	2.0	0.005	16.35	431.5	11.9	
4	0.0	3.7	0	16.25	429.0	8.8	
5	1.8	4.4	0.006	15.83	419.2	10.6	
6	0.0	6.7	0.007	16.01	423.5	6.4	
7	1.0	6.0	0.006	15.97	422.4	5.8	
8	0.0	13.5	0	16.04	424.0	3.5	
9	0.6	18.1	0	16.03	423.9	2.5	
10	0.0	7.0	0	16.01	423.4	6.8	
11	1.2	8.4	0.003	15.87	420.0	4.9	
12	0.4	15.2	0.002	15.87	420.0	2.2	
13	0.6	7.0	0.002	15.87	420.0	4.9	
fuse	0.0	5.8	0.001	15.97	422.4	4.7	
96SC39 V 1041	MUSC						419.1±0.5
1	42.9	0.2	2.16	6.90	194.8	35.4	
2	3.9	1.3	0.097	16.25	429.0	6.4	
3	2.0	1.9	0	16.06	424.6	4.1	
4	0.2	6.2	0.001	15.90	420.9	1.7	
5	0.0	7.3	0	15.89	420.5	1.6	
6	0.0	22.3	0.011	15.92	421.3	0.7	
7	0.0	25.4	0.018	15.87	420.2	1.1	
8	0.2	7.7	0.084	15.76	417.5	1.8	
9	0.3	6.2	0.072	15.80	418.5	1.8	
10	0.0	10.5	0.078	15.80	418.5	1.1	
fuse	0.2	11.1	0.113	15.61	414.1	1.0	
96SC49B V829	MUSC						420.0±1.1
1	58.3	0.2	0.048	7.29	205.3	180.1	
2	13.3	0.4	0	13.35	360.1	86.7	
3	2.4	1.2	0.002	14.81	395.4	20.6	
4	0.7	3.0	0	15.50	411.9	9.1	
5	0.0	36.1	0	15.85	420.2	1.3	
6	0.0	34.7	0	15.93	422.0	1.4	

No d'éch. et d'étape	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
7	0.0	6.2	0.001	15.85	420.2	5.7	
8	0.0	8.9	0.001	15.86	420.5	3.9	
fuse	0.0	9.3	0	16.00	423.6	3.3	
96SC11 V816	MUSC						409.1 \pm 1.0
1	68.4	0.8	0.027	2.66	77.7	46.2	
2	13.0	3.1	0.004	12.63	342.0	15.6	
3	4.5	5.6	0	14.38	384.7	4.7	
4	1.5	6.2	0.004	14.96	398.7	2.9	
5	0.7	5.1	0.001	15.51	411.6	5.1	
6	1.0	4.5	0.002	15.53	412.2	4.2	
7	3.9	4.0	0.001	15.05	400.8	8.0	
8	0.0	4.4	0	15.54	412.4	6.3	
9	0.0	7.8	0	15.55	412.6	3.2	
10	0.0	19.4	0.001	15.70	416.1	2.0	
11	0.1	19.7	0.001	15.89	420.6	1.7	
fuse	0.2	19.4	0.001	16.02	423.7	1.3	
96SC13A V 832	MUSC						417.0 \pm 0.3
1	16.9	2.5	0.029	13.05	352.3	2.5	
2	6.3	3.1	0.011	14.57	389.3	2.1	
3	2.0	4.0	0.009	14.96	398.6	1.3	
4	0.8	3.6	0.008	15.31	407.0	1.6	
5	1.2	4.0	0.008	15.36	408.0	1.5	
6	0.5	3.8	0.008	15.59	413.6	1.7	
7	0.5	16.0	0.006	15.58	413.3	0.9	
8	0.2	12.7	0.008	15.98	422.7	0.8	
9	0.2	12.9	0.014	16.05	424.5	0.8	
10	0.2	8.3	0.033	16.10	425.6	1.0	
11	0.3	9.7	0.087	16.04	424.1	1.5	
12	0.4	6.5	0.084	15.96	422.4	0.9	
13	0.3	8.1	0.188	16.06	424.7	0.8	
fuse	0.4	4.9	0.085	16.18	427.6	1.1	
96SC09 V815	MUSC						962.0 \pm 1.0
1	13.1	0.1	0	17.86	466.5	187.5	
2	3.0	3.6	0.001	28.88	703.8	6.6	
3	3.8	2.7	0.006	32.50	775.4	10.7	
4	0.6	2.4	0.006	35.46	832.0	8.1	
5	1.6	3.1	0.008	38.60	890.0	6.7	
6	0.4	9.8	0.003	43.46	976.3	2.7	
7	0.0	40.7	0	44.12	987.8	1.4	
8	0.8	5.2	0.001	43.08	969.7	5.2	
9	0.1	28.8	0	44.02	986.0	1.5	
10	1.2	2.1	0.006	43.23	972.4	9.9	
11	6.1	0.6	0.048	41.18	936.3	43.1	
fuse	6.1	0.9	0.021	41.33	939.0	28.6	

Appendice B : Présentation et brève discussion des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non-publiés

96SC26c (V691); amphibole (feuillelet Pennington)

Spectre perturbé en forme de selle asymétrique, pseudo-plateau de basse/moyenne température à 428 ± 3 Ma correspondant à des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ relativement faible.

Q4-51 (V342); amphibolite d'Arthabasca

Spectre formant deux pseudo-plateaux; à ca 389 Ma (38% d' ^{39}Ar) en basses température et 412 ± 3 Ma (62% d' ^{39}Ar) en haute température; pourrait représenter respectivement l'âge d'une altération acadienne et celle de l'amphibole.

Q6-53 (V346); amphibole (intrusion gabbroïque? près de Vallée-Jonction)

Signal faible, spectre avec étapes à grande incertitude; pseudo-plateau de haute température à 425 ± 22 Ma (65% d' ^{39}Ar); rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ stable (ca 66).

93AT94a (V334); chloritoïde? (Fm. de Tibbit Hill, St-Jacques-de-Leeds)

Signal faible, spectre avec étapes à grande incertitude; âge plateau à 419 ± 7 Ma (76% d' ^{39}Ar).

95SC10b (V606); biotite?? (Schistes de Bennett, est de Bernierville)

Signal faible, spectre avec étapes à grande incertitude; âge plateau de 410 ± 8 Ma (92% d' ^{39}Ar).

94SC15g (V652); Biotite (Complexe Ste-Marguerite)

Spectre à âges de moyenne/haute température décroissants qui définit un plateau à 949.1 ± 3.6 Ma (1σ ; 76% d' ^{39}Ar) confirmant l'âge Précambrien du Complexe Ste-Marguerite (c.f., Vallières, et al., 1978).

92PEN4a (V340); stilpnomélane? (feuillelet Pennington)

Spectre à très légère forme en selle; âge plateau à 406.7 ± 5.0 Ma (2σ ; 88% d' ^{39}Ar).

91BBL2g (V344 et V414); muscovites (Suite métamorphique de Sutton, Eastman)

Spectres à âges croissants définissant des plateaux à 421.6 ± 1.1 et 417.1 ± 1.1 Ma. (2σ ; respectivement 86% et 95% d' ^{39}Ar). Ces données suggère que l'événement silurien s'étend à l'anticlinorium des monts Sutton.

Localisation : 600 m à l'ouest du viaduc de Eastman sur l'autoroute #10 direction Ouest; feuillelet 31H8, UTM NAD27 (zone 18); 709658, 5019648.

92PEN4a (V704); muscovite (feuillelet Pennington)

Étape à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); première moitié de spectre ressemblant aux autres spectres provenant de cet échantillon; âge intégré à 474.4 ± 3.4 .

94AT13, 14a et 14a2 (V355, V358 et V359); muscovite (Suite métamorphique de Sutton, faciès Pinnacle; région de Lac Brome)

Spectre à âges décroissants dont un (94AT14a) définit un âge plateau de 417.8 ± 1.5 Ma (2σ ; 99% d' ^{39}Ar); Les âges intégrés des autres spectres sont de 420.3 ± 0.5 (13) et 411.9 ± 0.5 (14a2) Ma. Avec les données de l'échantillon 91BBL2g, ces données suggèrent que l'événement silurien s'étend à l'ensemble de l'anticlinorium des monts Sutton.

Localisation : chemin Parmentier; feuillet 31H2, UTM NAD27 (zone 18); 94AT13= 380400, 4998950; 94AT14= 379300, 4998900.

94SC69 (V349); muscovite

Très faible signal, âge de pseudo-plateau très mal défini à 408 ± 15 Ma.

94SC77 (V345); muscovite

Plateau mal défini à âges décroissants; 420.9 ± 2.6 Ma (2σ ; 83% d' ^{39}Ar).

94SC89f(95) (V697); muscovite

Étape à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); âge intégré à 419.7 ± 2.8 Ma.

95SC08 (V637); muscovite

Spectre perturbé lors des étapes de moyenne/haute température; pseudo-plateau de basse/moyenne température à 421.1 ± 4.6 Ma (2σ ; 69% d' ^{39}Ar).

95SC16a (V611); muscovite

Spectre possédant une étape à dégazage trop important; âge plateau à 407.4 ± 2.7 Ma (2σ ; 94% d' ^{39}Ar).

95SC23a (V597); muscovite

Étape à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); âge intégré à 410.4 ± 4.0 Ma.

95SC24b (V1044); muscovite

Étape à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); âge intégré à 430.5 ± 5.9 Ma.

95SC31 (V649); muscovite

Étape à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); âge intégré à 420.2 ± 7.5 Ma.

96SC09 (V1043); muscovite

Duplique de la manipulation V815; 2 étapes à fort signal/grande incertitude (lecture sur cage de Faraday); âge intégré à 1636.5 ± 15.4 Ma. Confirme la possibilité de présence de muscovites détritiques (grenvilliennes?) à cette station du mur de la faille St-Joseph (c.f. chap4).

96SC42b (V813); muscovite

Spectre en dents de scie, à âges ascendants; pseudo-plateau (étapes 7 à fusion) à 416.2 ± 4.7 Ma (2σ ; 61% $d^{39}\text{Ar}$).

96SC72 (V811); muscovite (feuille Pennington; faille St-Joseph)

Spectre en dents de scie, âge plateau de basse/moyenne température à 432.5 ± 2.7 Ma (2σ ; 72% $d^{39}\text{Ar}$) et pseudo plateau de haute température à 465 ± 10 Ma (2σ ; 17% $d^{39}\text{Ar}$) qui pourrait signifier la présence d'argon hérité d'âge Ordovicien moyen (i.e., métamorphisme régional taconien).

92PEN4a (V341); phase minérale inconnue

Très faible signal; âge intégré non-significatif à 107.6 ± 3.0 Ma.

95SC15h(96) (V341); phase minérale inconnue (Complexe Ste-Marguerite)

Spectre en forme de bosse; âge intégré non-significatif à 460.2 ± 0.6 Ma.

95SC17a (V596); phase minérale inconnue

Très faible signal; âge intégré non-significatif à 261.4 ± 105 Ma.

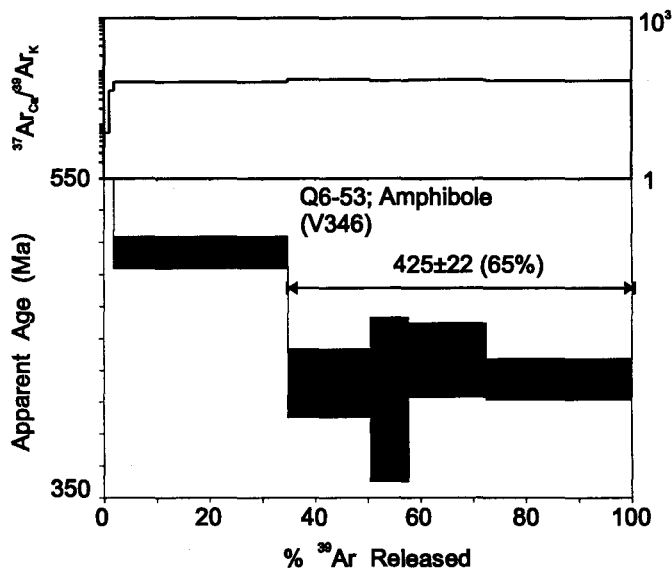
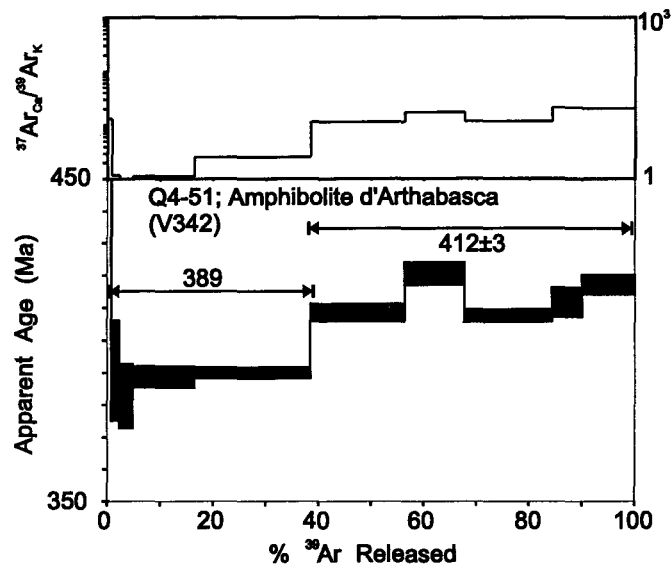
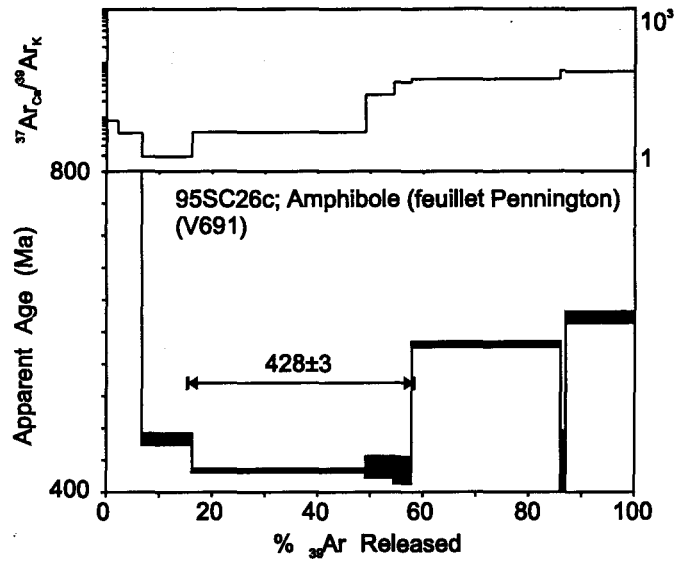
Manipulations sur populations de muscovite

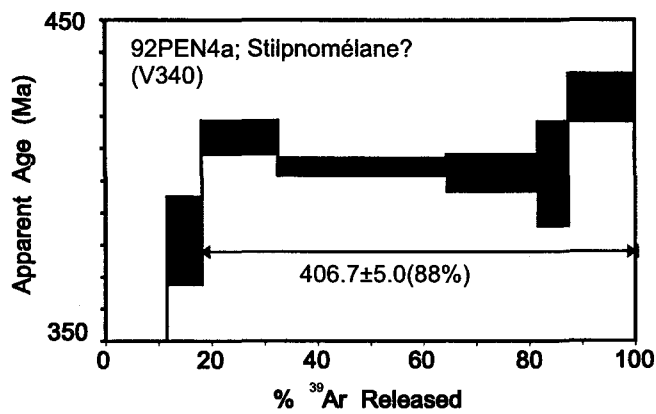
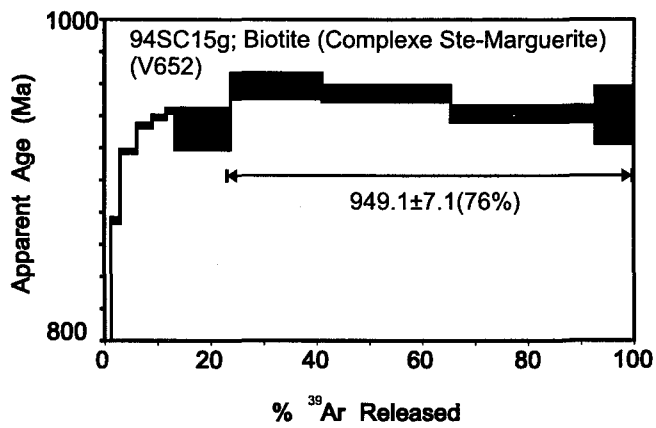
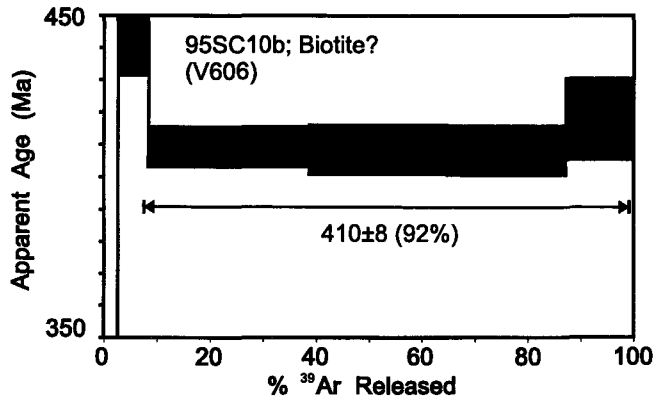
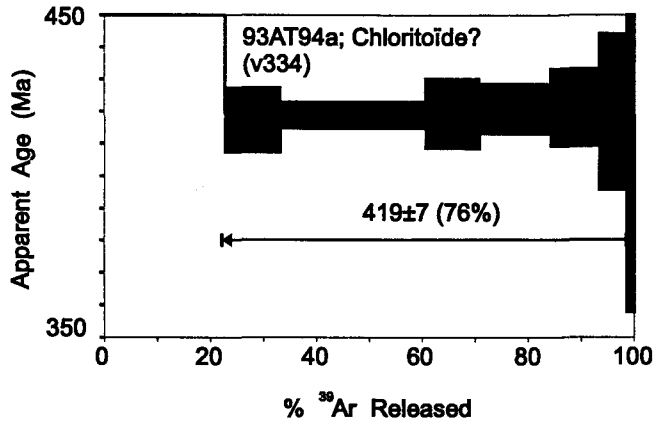
94SC56 (M1097); spectre perturbé; âge intégré à 397 ± 1 Ma.

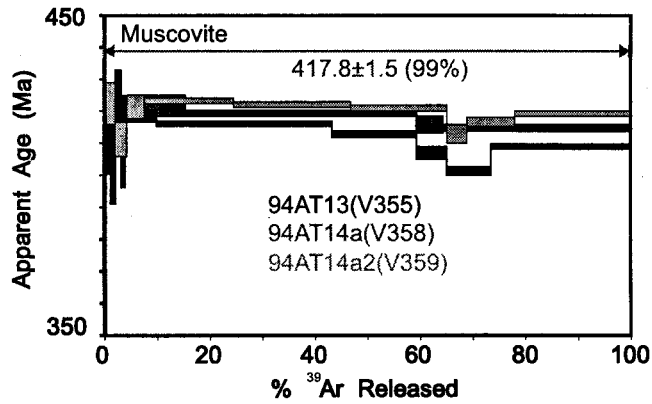
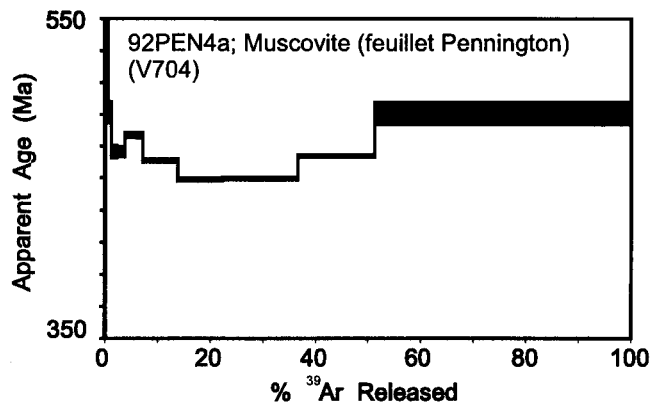
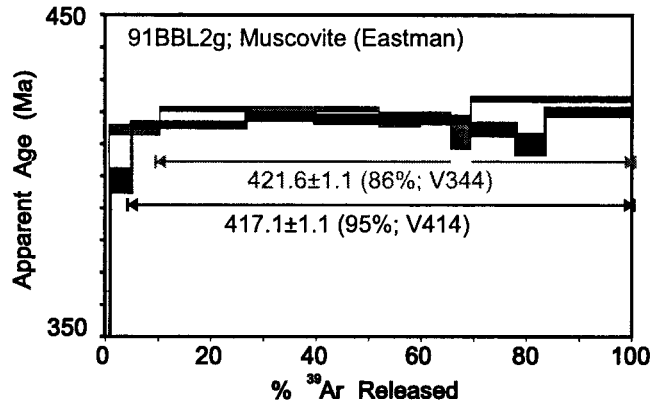
93AT33 (M1098); spectre perturbé; âge intégré à 420 ± 1 Ma.

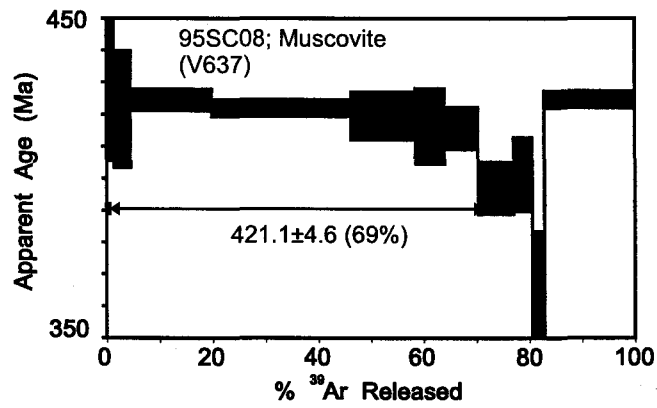
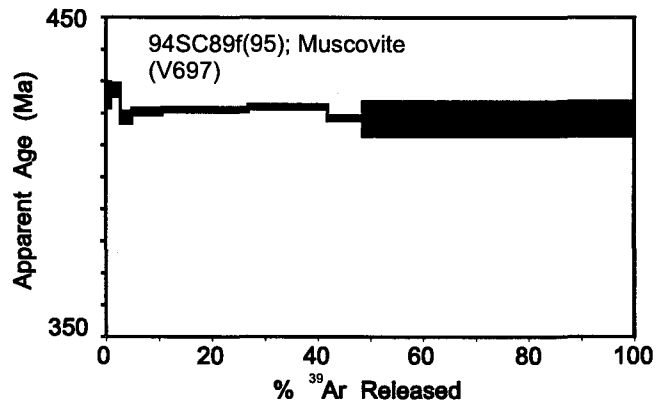
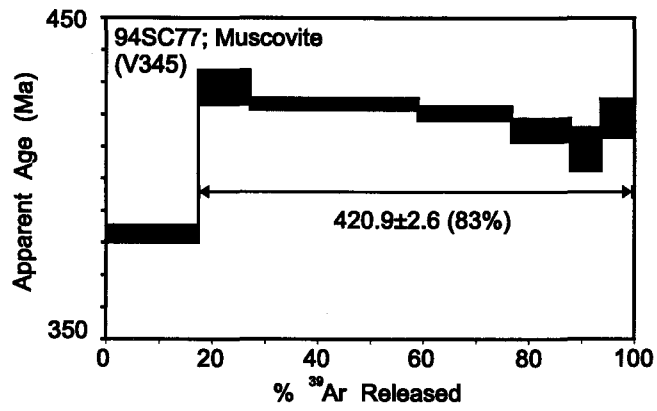
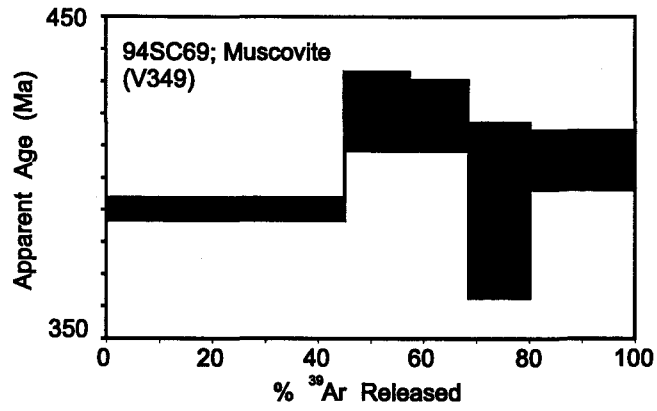
93AT31 (M1132); spectre perturbé; âge intégré à 436 ± 1 Ma.

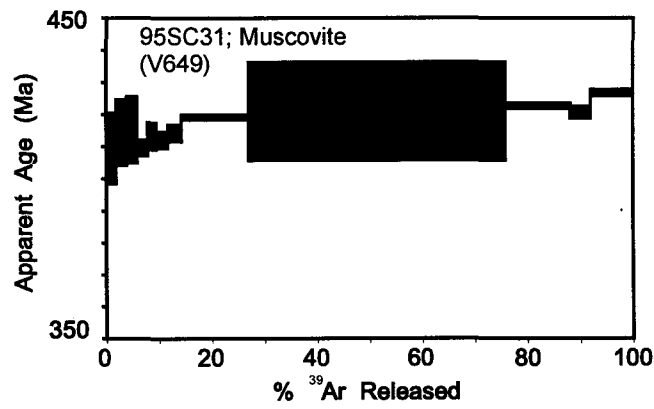
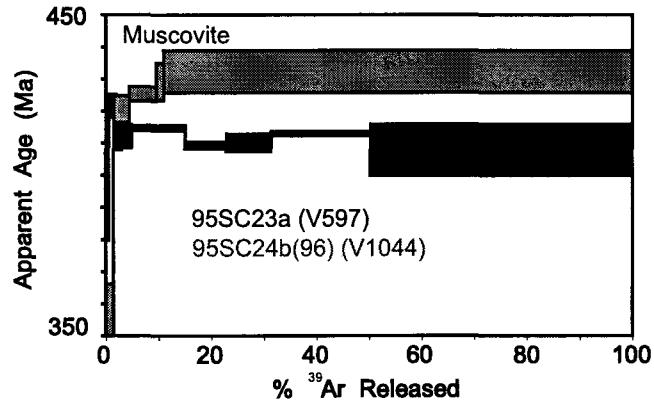
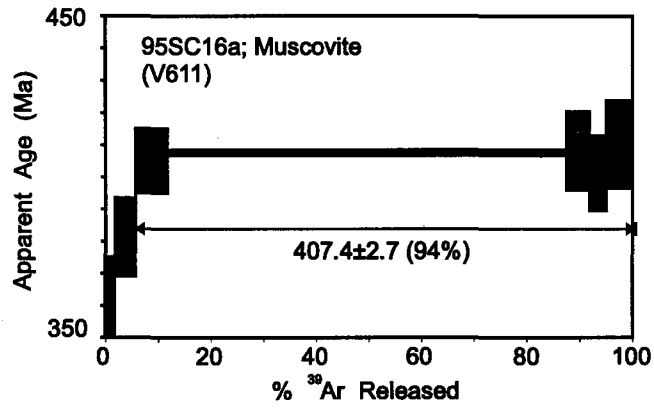
93AT19 (M1134); spectre perturbé; pseudo-plateau de moyenne température à 432.7 ± 1.1 Ma (2σ ; 62% $d^{39}\text{Ar}$); âge intégré à 421 ± 1 Ma.

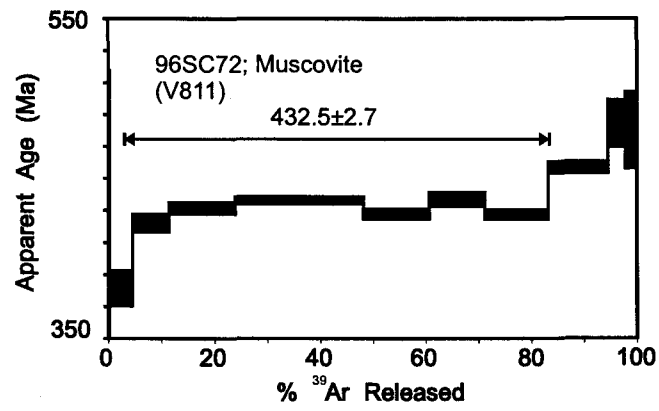
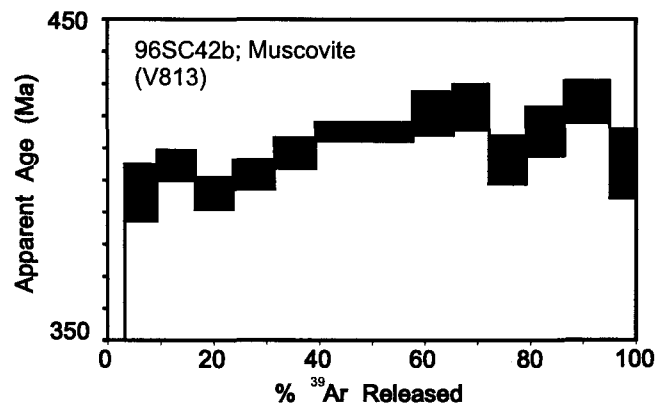
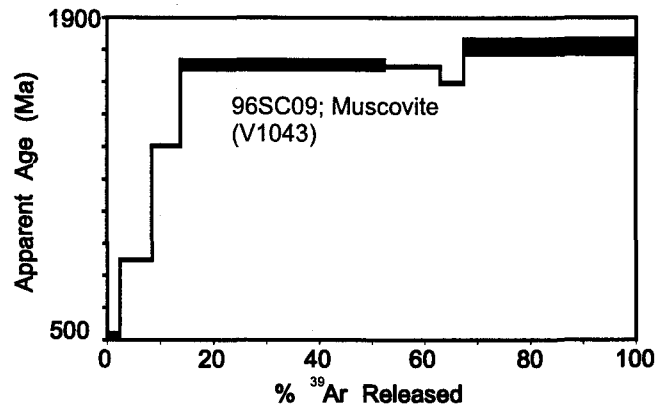


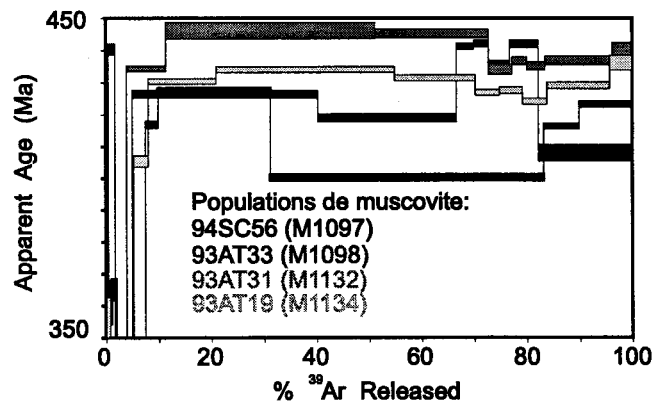
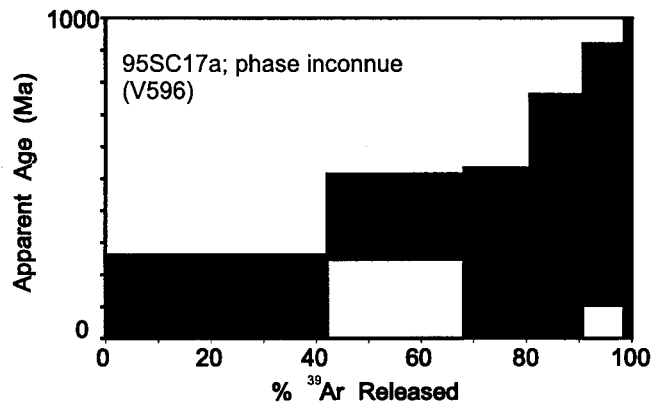
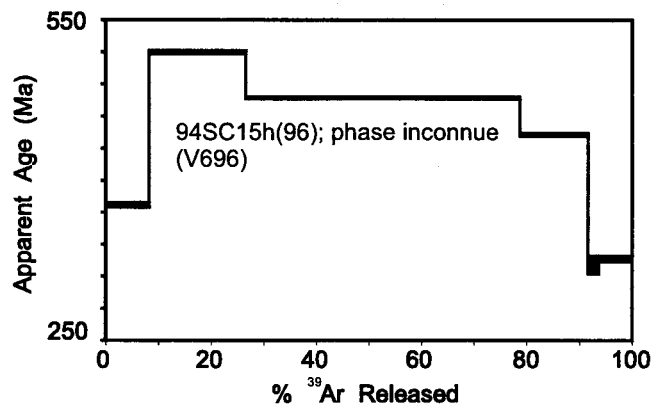
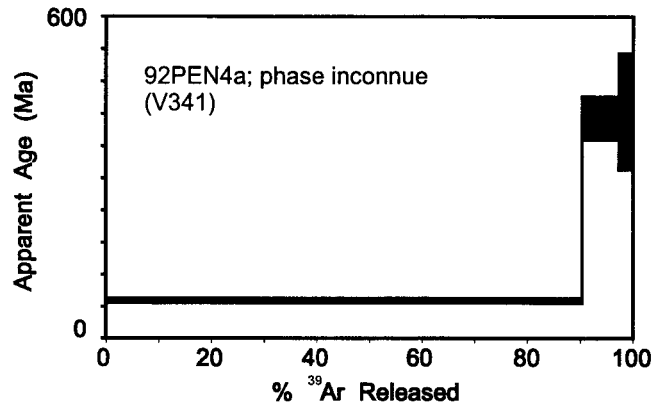












Appendice C : Résultats analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non-publiés¹

$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ = ^{40}Ar atmosphérique; $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ = produit de l'interférence neutronique du K; $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ = produit de l'interférence neutronique du Ca; AMPH= Amphibole; BIOT= Biotite; MUSC= Muscovite; MUSCPOP= Population de muscovites; ?= Phase minérale inconnue ou incertaine. Étapes en caractères **gras** font partie du calcul de l'âge plateau (s'il y a lieu); AI= âge intégré.

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
95SC26C V691	AMPH						606.4±2.4
1	45.405	2.16	8.675	205.762	2579.152	20.332	
2	37.625	4.51	5.032	40.194	871.024	14.165	
3	16.832	9.48	1.885	19.105	466.377	7.143	
4	4.117	32.9	5.304	17.298	427.081	2.051	
5	12.01	5.41	26.154	17.5	431.512	13.216	
6	11.923	3.31	44.589	17.318	427.524	16.509	
7	9.863	28.17	51.378	24.776	584.409	3.565	
8	34.711	0.98	72.508	16.895	418.193	57.926	
fuse	10.696	13.08	69.245	26.438	617.581	6.998	
Q4-51 V342	AMPH						404.6±1.1
1	79.948	0.83	13.222	19.995	523.995	48.712	
2	39.324	1.5	1.179	14.344	390.664	15.432	
3	30.783	2.53	0.858	14.021	382.735	9.952	
4	3.156	11.64	1.135	14.265	388.743	3.313	
5	1.322	21.97	2.58	14.318	390.043	1.686	
6	3.303	17.89	11.518	15.081	408.637	2.639	
7	3.731	11.33	17.248	15.576	420.589	3.454	
8	3.191	16.57	11.768	15.04	407.629	1.89	
9	5.402	5.65	21.408	15.21	411.742	4.477	
fuse	5.008	10.09	20.524	15.43	417.064	3.037	
Q6-53 V346	AMPH						505.6±9.7
1	17.925	0.98	6.978	220.383	2797.142	159.347	
2	43.118	0.89	43.337	52.523	1143.708	211.217	
3	13.841	32.93	62.208	19.112	503.661	10.027	
4	11.164	15.66	70.244	15.637	421.952	21.612	
5	18.02	7.27	66.453	15.211	411.658	51.387	
6	10.434	14.73	68.987	16.236	436.286	23.531	
fuse	11.105	27.53	65.893	15.732	424.22	13.076	
93AT94A V334	chloritoïde?						442.5±3.2
1	10.932	22.7	0.169	19.694	517.315	4.92	
2	5.752	10.41	0.031	15.436	417.352	9.981	
3	1.816	27.58	0.142	15.496	418.797	4.087	
4	2.434	10.03	0.263	15.516	419.299	10.724	
5	1.01	13.48	0.596	15.581	420.85	7.713	
6	2.734	9.23	1.114	15.598	421.26	12.002	
7	4.532	5.19	0.895	15.547	420.033	24.207	
fuse	17.888	1.38	7.415	16.725	448.214	90.41	

¹ Voir appendice B; non-publiées parce que données difficilement interprétables ou situées hors du contexte de la région d'étude du chapitre 4.

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1 σ)
95SC10B V606	biot?						408.1 \pm 4.4
1	85.435	2.67	0.487	8.171	219.631	77.433	
2	61.111	5.73	0.115	18.347	460.375	29.068	
3	0.339	30.26	0.047	16.075	409.353	6.146	
4	0.291	26.13	0.012	16.038	408.504	7.573	
5	0	22.44	0.018	16.025	408.197	7.616	
fuse	0.036	12.77	0.01	16.451	417.896	12.475	
94SC15G V652	BIOT						938.2 \pm 3.0
1	39.004	0.21	0.272	18.047	429.863	15.006	
2	12.497	1.03	0.148	15.504	375.157	1.595	
3	2.92	1.8	0.033	41.854	874.781	1.81	
4	0.822	3.08	0.014	44.481	917.768	1.347	
5	0.424	2.9	0.011	45.475	933.785	1.543	
6	0.274	2.65	0.012	45.804	939.042	1.405	
7	0.019	1.68	0.014	46.053	943.026	1.577	
8	1.668	10.45	0.039	45.348	931.744	12.946	
9	0	17.29	0.023	47.031	958.554	8.077	
10	0	24.34	0.032	46.73	953.779	5.222	
11	0.166	27.35	0.021	45.941	941.228	5.172	
fuse	0.694	7.2	0	45.894	940.482	17.911	
92PEN4A V340	Stilpnomélane?						380.1 \pm 2.5
1	8.235	11.61	0.064	5.68	163.791	9.762	
2	5.194	6.6	0.064	14.07	381.368	13.598	
3	0	14.41	0.022	15.395	413.47	5.135	
4	2.587	31.89	0.016	15.019	404.411	2.657	
5	3.002	17.18	0.045	14.938	402.46	5.696	
6	3.687	5.81	1.182	14.925	402.142	16.17	
fuse	6.161	12.49	0.52	15.912	425.822	7.46	
91BBL2G V344	MUSC						420.0 \pm 0.6
1	21.374	0.78	0.157	12.627	345.083	19.047	
2	0.577	9.58	0.013	15.468	414.416	1.652	
3	0.139	41.69	0.002	15.741	420.929	0.702	
4	0	7.86	0.001	15.605	417.686	2.306	
5	0	5.74	0	15.621	418.079	2.021	
6	0.159	3.82	0	15.391	412.579	4.054	
fuse	0.191	30.53	0.001	15.873	424.085	0.86	
91BBL2G V414	MUSC						415.5 \pm 0.5
1	17.811	0.97	0.134	11.721	322.41	9.353	
2	0.506	4.08	0.033	14.808	398.538	3.703	
3	0.264	21.71	0.005	15.535	416.018	0.876	
4	0.033	13.12	0	15.638	418.477	1.084	
5	0	16.33	0	15.608	417.772	1.24	
6	0.185	13.13	0	15.602	417.609	1.101	
7	0.556	8.75	0.008	15.475	414.576	1.94	
8	1.503	5.48	0.008	15.282	409.967	3.124	
fuse	0.487	16.44	0.004	15.705	420.074	1.294	

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
92PEN4A V704	MUSC						474.4±0.4
1	66.018	0.19	0.017	11.461	316.18	27.929	
2	0	0.52	69.994	22.091	566.911	8.16	
3	0	0.57	31.643	18.735	491.441	6.725	
4	24.655	1.06	0.003	17.655	466.47	4.143	
5	0	1.52	5.413	17.657	466.516	3.237	
6	0	3.38	6.825	18.11	477.044	1.654	
7	2.386	6.68	0	17.418	460.955	0.96	
8	2.21	8.45	0	16.902	448.858	0.969	
9	0	14.3	3.791	16.933	449.578	0.783	
10	0	14.67	3.442	17.536	463.695	0.705	
fuse	0	48.67	14.982	18.702	490.698	6.958	
94AT13 V355	MUSC						420.3±0.5
1	5.47	2.07	0.006	15.726	422.409	6.568	
2	5.558	2.2	0.004	15.259	411.182	5.286	
3	1.708	3.29	0.004	15.68	421.308	3.699	
4	0.738	17	0.001	15.759	423.184	0.92	
5	0.532	22.25	0.001	15.709	422.001	0.915	
6	0.567	18.3	0.001	15.664	420.904	0.938	
7	2.489	3.83	0	15.326	412.794	2.833	
8	1.512	9.1	0	15.484	416.603	1.468	
fuse	0.972	21.96	0	15.592	419.199	0.85	
94AT14A V358	MUSC						417.6±0.7
1	38.609	0.19	0.184	9.737	273.157	67.121	
2	0.925	15.15	0.002	15.684	421.675	3.216	
3	0.109	43.99	0	15.584	419.273	0.811	
4	0.479	4.98	0	15.438	415.759	2.579	
fuse	0.114	35.69	0	15.394	414.702	1.042	
94AT14A2 V359	MUSC						411.9±0.5
1	0	0.12	0	14.407	391.043	124.074	
2	0.385	1.11	0	15.327	413.341	12.892	
3	0	0.91	0	15.073	407.216	16.122	
4	0	1.03	0	15.742	423.326	9.402	
5	0.504	0.78	0.013	15.211	410.543	14.344	
6	0.669	5.98	0.002	15.533	418.3	1.735	
7	0.169	33.36	0.001	15.436	415.964	0.761	
8	0	16.11	0.002	15.299	412.672	0.895	
9	0.196	5.72	0.006	15.061	406.932	1.869	
10	0.457	8.4	0.008	14.826	401.228	1.274	
fuse	0.03	26.48	0.149	15.143	408.9	0.764	
94SC69 V349	MUSC						400.3±4.4
1	0	45.05	0.003	14.344	390.238	3.595	
2	1.855	12.36	0	15.598	420.652	12.338	
3	0.789	11.11	0	15.543	419.329	10.983	
4	5.681	11.63	0.015	14.327	389.831	27.276	
fuse	2.261	19.85	0.012	14.971	405.525	9.22	

Step no	⁴⁰ Ar _{atm} (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)	± (1σ)	AI (1σ)
94SC77 V345	MUSC						426.2±1.1
1	1.81	17.4	0.002	14.031	382.694	2.655	
2	0	9.77	0.006	15.914	428.388	5.28	
3	0.491	31.83	0.002	15.701	423.276	1.771	
4	0.929	17.72	0.006	15.582	420.421	2.107	
5	2.235	11.17	0.004	15.363	415.147	3.641	
6	3.433	5.76	0	15.117	409.184	6.788	
fuse	1.607	6.35	0.01	15.516	418.828	5.959	
94SC89F(95) V697	MUSC						419.7±2.8
1	7.47	0.94	0	17.975	425.783	4.097	
2	2.194	1.85	0	18.046	427.263	2.076	
3	2.885	2.13	0	17.639	418.676	1.895	
4	1.025	5.7	0	17.727	420.541	1.099	
5	0.49	16.27	0.003	17.756	421.143	0.705	
6	0.237	15.01	0.002	17.796	421.991	0.721	
7	0.416	6.66	0.007	17.627	418.415	0.81	
fuse	1.414	51.44	0	17.62	418.268	5.436	
95SC08 V637	MUSC						418.4±1.9
1	0	1.41	0	17.519	446.14	40.555	
2	0	3.19	0.01	16.44	421.615	18.229	
3	0	15.33	0	16.565	424.475	3.358	
4	0	26.36	0	16.455	421.97	2.619	
5	0	12.25	0	16.349	419.551	7.473	
6	0	5.43	0	16.209	416.333	11.762	
7	0	6.39	0.003	16.179	415.648	6.593	
8	5.276	6.73	0.013	15.372	397.02	8.182	
9	4.825	3.46	0.021	15.555	401.27	11.531	
10	14.937	2.35	0.064	13.968	364.173	19.189	
fuse	0.422	17.11	0.006	16.574	424.677	2.703	
96SC16A V611	MUSC						405.3±1.5
1	13.748	1.82	0.013	13.626	346.203	29.028	
2	5.42	3.9	0.01	15.162	381.363	12.197	
3	0.174	6.01	0	16.215	405.074	10.025	
4	0.369	75.79	0.001	16.33	407.647	0.827	
5	0	4.33	0.001	16.353	408.169	12.205	
6	0	3.19	0.002	16.046	401.296	11.677	
fuse	0	4.98	0	16.442	410.157	13.593	
95SC23A V597	MUSC						410.1±4.0
1	6.281	0.55	0.134	15.522	390.206	10.471	
2	0	1.35	0.016	16.924	421.641	3.665	
3	0.107	1.17	0.019	16.535	412.967	5.168	
4	3.359	1.82	0.01	16.498	412.146	3.698	
5	0.962	10.16	0.004	16.613	414.713	0.805	
6	0.162	7.8	0.003	16.37	409.281	1.064	
7	0.491	8.51	0.007	16.409	410.148	2.711	
8	0.323	18.86	0.005	16.535	412.969	0.706	
fuse	1.397	49.78	0.024	16.309	407.914	8.033	

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
95SC24B(96) V1044	MUSC						430.5 \pm 5.9
1	5.076	1.46	0	13.134	353.722	12.505	
2	0	2.95	0	15.923	420.678	4.144	
3	0	5.09	0.033	16.121	425.332	2.232	
4	0.013	1.42	0	16.284	429.161	5.862	
fuse	0	89.08	0.369	16.419	432.322	6.63	
95SC31 V649	MUSC						420.2 \pm 7.5
1	0	1.9	0.018	16.611	409.434	11.042	
2	0	2	0.013	16.837	414.394	10.296	
3	0	1.98	0.011	16.874	415.216	10.314	
4	0.445	2	0.001	16.619	409.603	2.54	
5	0	1.62	0	16.782	413.183	4.255	
6	0.304	2.21	0.002	16.728	412.004	2.584	
7	0.212	2.6	0	16.826	414.161	2.587	
8	0	12.7	0	17.051	419.093	0.803	
9	0.668	48.85	0	17.138	421.002	15.329	
10	0	12.33	0	17.212	422.622	0.811	
11	0	3.83	0.003	17.12	420.609	1.883	
fuse	0	7.98	0	17.4	426.741	1.038	
96SC09 V1043	MUSC						1636.5 \pm 15.4
1	0	2.46	0	20.39	523.818	7.499	
2	0	6.05	0.275	36.329	848.216	3.013	
3	0.031	5.39	0	66.979	1344.238	3.837	
4	0.417	38.52	0	94.301	1694.521	22.793	
5	0	10.63	0.172	93.661	1687.039	3.442	
6	0.171	4.39	0.141	87.644	1615.231	4.479	
fuse	0	32.55	0.441	101.255	1773.778	35.306	
96SC42B V813	MUSC						406.8 \pm 1.7
1	6.601	3.29	0.018	10.314	283.878	11.13	
2	2.221	6.04	0.008	14.857	396.031	8.897	
3	0	7.24	0.009	15.216	404.611	4.703	
4	2.098	7.18	0.011	14.851	395.885	5.018	
5	1.549	7.78	0.01	15.095	401.727	4.535	
6	1.044	7.83	0.005	15.377	408.434	4.78	
7	0	18.42	0.008	15.661	415.168	2.931	
8	0	7.68	0.012	15.901	420.856	6.814	
9	0	6.75	0.013	15.986	422.844	7.123	
10	4.745	7.06	0.016	15.29	406.375	7.518	
11	2.125	7.29	0.048	15.662	415.199	7.668	
12	1.572	8.57	0.141	16.051	424.377	6.535	
fuse	3	4.87	0.123	15.233	405.005	10.856	
96SC72 V811	MUSC						435.0 \pm 1.5
1	0	0.27	0	13.572	369.923	147.542	
2	18.07	4.35	0.008	14.043	381.481	11.174	
3	0	6.84	0.003	15.72	422.102	5.535	
4	0	12.48	0.004	16.106	431.321	3.523	
5	0.091	24.28	0.003	16.313	436.231	2.175	

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	\pm (1 σ)	AI (1 σ)
6	1.613	12.54	0.006	15.956	427.725	2.98	
7	0	10.53	0.005	16.338	436.816	4.377	
8	0.525	11.94	0.01	15.943	427.416	2.778	
9	0	11.34	0.029	17.181	456.736	3.671	
10	0	3.34	0.283	18.36	484.21	14.708	
fuse	2.218	2.09	1.093	18.177	479.982	23.844	
92PEN4A V341	?						107.3 \pm 6.0
1	24.056	90.4	0.057	2.386	71.224	4.079	
2	0	6.95	0.042	15.2	411.918	40.383	
fuse	0	2.66	5.112	15.716	424.38	108.107	
94SC15H(95) V696	?						460.2 \pm 0.6
1	8.382	8.27	0.304	15.612	376.955	2.334	
2	0.808	18.38	0.157	22.433	519.779	1.462	
3	0.365	52.1	0.109	20.321	476.759	0.83	
4	0.474	12.91	0.18	18.69	442.814	1.426	
5	5.791	2.08	1.088	13.07	320.695	8.464	
fuse	1.465	6.25	1.191	13.318	326.271	2.539	
95SC17A V596	?						261.4 \pm 104.7
1	98.219	42.22	0.381	4.617	127.92	134.054	
2	52.336	25.95	0.091	14.774	380.953	133.328	
3	62.133	12.54	0	7.645	207.117	326.488	
4	68.862	10.03	0.572	10.21	271.617	490.896	
5	28.22	7.83	0.043	20.611	511.76	407.69	
fuse	69.492	1.43	1.215	29.392	692.265	2093.527	
93AT19 M1134 MUSCPOP							421.1 \pm 0.4
1	76.019	0.84	0	12.878	354.069	8.508	
2	78.882	4.41	0.022	7.534	215.463	4.541	
3	19.09	2.78	0	14.96	405.304	1.803	
4	2.487	12.92	0	16.006	430.509	0.854	
5	0.828	33.95	0	16.157	434.128	0.869	
6	1.491	15.34	0	16.046	431.477	0.917	
7	4.515	4.64	0	15.857	426.944	0.928	
8	6.369	4.34	0	15.886	427.635	1.081	
9	8.918	4.64	0	15.743	424.203	1.023	
10	5.384	11.85	0	15.951	429.192	1.028	
fuse	35.755	4.27	0	16.244	436.189	2.333	
93AT31 M1132 MUSCPOP							435.4 \pm 1.1
1	71.69	0.79	0.651	12.843	353.183	5.261	
2	78.732	3.1	0.319	7.95	226.654	9.957	
3	4.368	7.47	0.07	16.168	434.39	0.883	
4	0.565	39.81	0.035	16.663	446.171	2.528	
5	0.754	21.57	0.048	16.627	445.3	1.306	
6	3.806	4.48	0.119	16.16	434.184	1.515	
7	6.143	2.87	0.17	16.269	436.797	1.198	
8	6.778	3.39	0.131	16.201	435.177	1.216	
9	5.579	12.69	0.185	16.276	436.961	1.408	

Step no	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	AI (1σ)
fuse	47.067	3.83	1.087	16.386	439.581	2.843	
93AT33 M1098	MUSCPOP						419.9 \pm 0.7
1	91.421	0.45	0.092	7.092	203.506	13.666	
2	29.623	1.3	0.066	16.421	440.42	1.705	
3	64.587	3.25	0.115	12.418	342.546	3.832	
4	1.12	35.28	0.007	15.837	426.457	1.241	
5	0.962	26.36	0.01	15.526	419	1.246	
6	4.918	3.35	0.017	16.456	441.241	0.987	
7	5.403	2.83	0.014	16.493	442.133	1.097	
8	6.331	3.94	0.017	16.23	435.867	1.071	
9	9.467	5.45	0.023	16.488	442.018	1.27	
fuse	9.382	17.79	0.029	15.071	407.997	2.619	
94SC56 M1097	MUSCPOP						397.0 \pm 0.6
1	98.418	0.14	0.495	5.751	166.763	58.326	
2	94.91	0.1	0.718	5.095	148.482	26.413	
3	94.91	0.1	0.718	5.095	148.482	26.413	
4	89.499	0.09	0.432	7.736	220.917	22.384	
5	76.295	0.16	0.331	10.808	301.635	17.539	
6	50.225	0.48	0.169	13.158	361.039	6.589	
7	42.092	0.83	0.048	13.326	365.225	3.142	
8	65.042	1.1	0.104	9.66	271.888	4.517	
9	83.037	4.51	0.191	5.685	164.935	5.116	
10	13.378	2.39	0.023	15.442	416.975	1.188	
11	2.896	21.36	0.008	15.862	427.058	1.265	
12	1.673	51.93	0.005	14.752	400.247	0.848	
13	9.599	6.75	0.027	15.419	416.411	0.961	
fuse	8.529	10.07	0.021	15.706	423.307	1.088	

Appendice D : Données d'analyses chimiques par microsonde

Les analyses chimiques par microsonde électronique ont été effectuées dans les laboratoires de la Commission Géologique du Canada à Ottawa, par John Stirling, minéralogiste. L'appareillage consiste d'une microsonde électronique CAMECA SX50 à quatre spectromètres à longueur d'onde dispersée; les moniteurs utilisés sont des oxydes, métaux et minéraux purs. La microsonde fonctionne à 20 kV avec un courant de faisceau de 10 nA et un temps lecture des pics isotopiques de 10 secondes.

Les données en oxydes sont en pourcentage. Les formules stœchiométriques sont calculées en mol et calibrées par le contenu en oxygène requis pour obtenir l'équilibre de charge. Les calibrages sont basés sur 23 oxygènes pour les amphiboles, 22 oxygènes pour les muscovites et biotites, 25 oxygènes pour les épidotes, 28 oxygènes pour les chlorites, et sur 8 atomes dans le site 1 pour les stilpnomélanes.

Références :

- Donovan, J. J. , Rivers, M. L., and Armstrong, 1992, PRSUPR : Automation and analysis software for wavelength dispersive electron-beam microanalysis on a PC : *American Mineralogist*, v. 77, p.444.
- Pringle, G. J., 1989, A FORTRAN computer program to produce corrected microprobe analyses of minerals using an energy dispersice x-ray spectrometer : Geological Survey of Canada Open File 2127.

Liste d'abréviations :

ACT	Actinote
BAR	Barroisite
EE	Épidote automorphe
Fmg	$\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$
HA	Hornblende actinolitique
HMM	Hornblende magnésienne hastingsitique
HT	Hornblende tchermakitique
IB	Inclusion de biotite
MS	Magnésio-hornblende
MUSC	Muscovite
STILP	Stilpnomélane

Échantillon 95SC32 (suite)

#d'analyse minéral localisation	sc32/2-2	sc32/2-3	sc32/3-3	sc32/3-4	#d'analyse minéral localisation	sc32/2-5	sc32/2-6	sc32/2-7
	HT coeur	HT coeur	HT coeur	HHM bordure		EE matrice	EE matrice	EE matrice
SiO ₂	43.89	43.33	45.32	44.4	SiO ₂	37.95	37.89	37.91
Al ₂ O ₃	10.74	11.64	11.17	10.82	Al ₂ O ₃	25.87	25.73	26.61
TiO ₂	0.7	0.64	0.73	0.8	TiO ₂	0.07	0.03	0.1
Cr ₂ O ₃	0.01	0.1	0.06	0.07	Fe ₂ O ₃	12.99	13.39	12.22
Fe ₂ O ₃	7.36	7.13	7.6	6.34	FeO	0	0	0
FeO	8.67	10.11	8.2	9.49	MnO	0.12	0.15	0.21
MnO	0.27	0.31	0.24	0.21	MgO	0	0.02	0.01
MgO	12.58	11.46	12.84	12.54	CaO	23.73	23.97	23.84
CaO	11.7	11.96	11.56	11.8	TOTAL	101.18	100.9	100.94
Na ₂ O	2.31	2.09	2.3	2.33	-----	-----	-----	-----
K ₂ O	0.07	0.09	0.07	0.13	-----	-----	-----	-----
F	0	0	0	0	Si	5.859	5.837	5.831
Cl	0.05	0.02	0.02	0	Al	0.141	0.163	0.169
TOTAL	98.35	98.88	100.11	98.93	-----	-----	-----	-----
TOT-O	98.34	98.88	100.11	98.93	-----	6	6	6
-----	-----	-----	-----	-----	Al	4.566	4.51	4.655
Si	6.422	6.345	6.474	6.457	Ti	0.008	0.003	0.011
Al	1.578	1.655	1.526	1.543	Fe ⁺³	1.509	1.552	1.415
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	8	8	8	8	-----	6.083	6.065	6.081
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Al	0.275	0.354	0.355	0.311	Fe ⁺²	0	0	0
Ti	0.077	0.07	0.079	0.088	Mn	0.016	0.02	0.028
Cr	0.001	0.012	0.007	0.009	Mg	0	0.005	0.003
Fe ⁺³	0.81	0.786	0.817	0.694	Ca	3.926	3.957	3.928
Fe ⁺²	1.061	1.238	0.98	1.154	-----	-----	-----	-----
Mn	0.034	0.038	0.029	0.026	-----	3.942	3.982	3.959
Mg	2.743	2.502	2.734	2.718	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	5.001	5	5.001	5	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ca	1.834	1.876	1.769	1.838	-----	-----	-----	-----
Na	0.166	0.124	0.231	0.162	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	2	2	2	2	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Na	0.488	0.47	0.406	0.494	-----	-----	-----	-----
K	0.013	0.016	0.013	0.024	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	0.501	0.486	0.419	0.518	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
F	0	0	0	0	-----	-----	-----	-----
Cl	0.011	0.006	0.004	0	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	0.011	0.006	0.004	0	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Fe ⁺² /Fe ⁺² +Mg	0.279	0.331	0.264	0.298	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ca/K (poids d'oxyde) Moyenne	167.14	132.89	165.14	90.77	-----	-----	-----	-----

Échantillon 94sc76d (suite)

#	76d/1-5	76d/1-6	76d/1-7	76d/1-8	76d/2-5	76d/2-6	76d/2-7	76d/3-2		76d/3-1	76d/3-3
Minéral	IB	IB	IB	IB	IB	IB	IB	BC		chlorite	chlorite
Loc								matrice		matrice	matrice
SiO ₂	38.07	38.61	37.39	36.93	37.68	38.17	37.78	35.43	SiO ₂	26.41	26.52
Al ₂ O ₃	14.57	14.4	13.99	14.27	14.31	14.67	14.56	15.52	Al ₂ O ₃	19.99	20.05
TiO ₂	7.72	5.26	7.36	8.84	10.29	8.93	8.73	24.82	TiO ₂	0.03	0.1
Cr ₂ O ₃	0.36	0.34	0.32	0.29	0.35	0.3	0.46	0	Cr ₂ O ₃	0	0.04
Fe ₂ O ₃	1.22	1.4	1.11	1.41	1.19	1.23	1.21	0.94	FeO	25.16	25.27
FeO	14.49	16.1	14.86	13.33	13.06	13.76	13.26	0.1	MnO	0.38	0.37
MnO	0.19	0.3	0.22	0.31	0.24	0.24	0.3	0.29	MgO	18.55	17.99
MgO	12.74	12.83	12.48	12.32	12.72	12.86	12.86	13.54	CaO	0.05	0.07
CaO	0.13	0.03	0.05	0.06	0.08	0.03	0	0.04	Na ₂ O	0	0
Na ₂ O	0.01	0	0.06	0.01	0	0	0	0	K ₂ O	0.05	0.07
K ₂ O	9.44	9.44	9.64	9.6	9.58	9.69	9.67	7.41	F	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	Cl	0.01	0
Cl	0	0.05	0	0	0	0	0.01	0			
TOTAL	98.94	98.76	97.48	97.37	99.5	99.88	98.84	98.09	TOTAL	90.63	90.48
TOT-O	98.94	98.75	97.48	97.37	99.5	99.88	98.84	98.09	TOT-O	90.63	90.48
Si	5.572	5.662	5.582	5.507	5.498	5.537	5.533	5.094	Si	5.385	5.418
Al	0.428	0.338	0.418	0.493	0.502	0.463	0.467	0.906	Al	2.615	2.582
										8	8
	6	6	6	6	6	6	6	6			
Al	2	2	2	2	1.959	2	2	1.724	Al	2.19	2.245
Fe ⁺³	0	0	0	0	0.041	0	0	0.276	Ti	0.005	0.016
									Cr	0	0.007
	2	2	2	2	2	2	2	2	Fe	4.29	4.317
									Mn	0.065	0.065
Al	0.513	0.489	0.462	0.509	0	0.508	0.514	0	Mg	5.639	5.479
Fe ⁺³	0.851	0.58	0.827	0.992	1.089	0.974	0.962	2.41	Ca	0.012	0.015
Cr	0.042	0.039	0.037	0.034	0.041	0.035	0.053	0	Na	0	0
Ti	0.135	0.154	0.125	0.159	0.13	0.134	0.133	0.101	K	0.013	0.017
Fe ⁺²	1.774	1.975	1.856	1.662	1.594	1.67	1.624	0.012		12.214	12.161
Mn	0.023	0.037	0.028	0.04	0.03	0.03	0.037	0.035			
Mg	2.779	2.804	2.777	2.739	2.767	2.781	2.808	2.902	F	0	0
									Cl	0.003	0
	6.117	6.078	6.112	6.135	5.651	6.132	6.131	5.46		0.003	0
Ca	0.021	0.005	0.008	0.01	0.012	0.005	0	0.006			
Na	0.002	0	0.017	0.003	0	0	0	0			
K	1.763	1.767	1.835	1.826	1.783	1.792	1.806	1.359	Fmg	0.432	0.441
	1.786	1.772	1.86	1.839	1.795	1.797	1.806	1.365			
F	0	0	0	0	0	0	0	0			
Cl	0	0.013	0	0	0	0	0.004	0			
	0	0.013	0	0	0	0	0.004	0			
Fmg	0.39	0.413	0.401	0.378	0.366	0.375	0.366	0.004			

Échantillon 96PEN4a

#d'analyse minéral	pen1-1 musc	pen1-2 musc	pen1-4 musc	pen1-5 musc	pen1-6 musc	pen1-7 musc	pen1-8 musc	pen2-1 musc	pen2-2 musc	pen2-3 musc	pen2-4 musc
localisation	bordure	coeur	bordure	bordure	coeur		bordure	bordure	coeur	coeur	bordure
SiO ₂	42.61	44.21	43.04	40.83	41.28	39.43	40.53	41.54	43.62	41.88	42.81
Al ₂ O ₃	30.09	32.11	30.43	28.56	29.13	28.49	28.68	29.83	29.85	29.11	30.89
TiO ₂	0.88	1.01	1.07	0.93	0.97	1.08	1.05	1.28	1.28	1.14	1.15
Cr ₂ O ₃	0.03	0.08	0	0.11	0	0.06	0	0.07	0	0	0.06
FeO	5.4	4.4	5.48	5.27	5.08	4.93	5.09	5.06	5.11	4.84	5.44
MnO	0.06	0	0.02	0.08	0	0.08	0.05	0.04	0.01	0.1	0.04
MgO	1.02	0.91	1.05	0.96	1.11	0.82	0.94	0.82	1.16	1.14	0.91
CaO	0.01	0.03	0.02	0.03	0	0	0.03	0.01	0.02	0.01	0
BaO	0.33	0.36	0.29	0.38	0.31	0.22	0.33	0.17	0.22	0.41	0.69
Na ₂ O	0.58	0.77	0.5	0.73	0.61	0.69	0.56	0.5	0.55	0.56	0.46
K ₂ O	10.81	10.44	10.72	10.91	10.69	10.78	10.85	10.85	10.66	10.91	10.93
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0
Cl	0	0.02	0.04	0.03	0	0.03	0.03	0.03	0	0	0.02
TOTAL	91.82	94.34	92.66	88.82	89.18	86.61	88.14	90.2	92.52	90.1	93.4
TOT-O	91.82	94.34	92.65	88.81	89.18	86.6	88.13	90.19	92.5	90.1	93.4
Si	6.109	6.101	6.105	6.093	6.097	6.027	6.079	6.06	6.176	6.124	6.05
Al	1.891	1.899	1.895	1.907	1.903	1.973	1.921	1.94	1.824	1.876	1.95
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.193	3.323	3.192	3.116	3.167	3.159	3.149	3.189	3.156	3.141	3.196
Ti	0.095	0.105	0.114	0.104	0.108	0.124	0.119	0.141	0.136	0.126	0.123
Cr	0.003	0.009	0	0.013	0	0.007	0	0.008	0	0	0.007
Fe	0.648	0.508	0.65	0.658	0.628	0.63	0.639	0.618	0.605	0.592	0.643
Mn	0.007	0	0.002	0.01	0	0.01	0.007	0.005	0.002	0.012	0.005
Mg	0.219	0.187	0.222	0.214	0.244	0.186	0.211	0.179	0.246	0.248	0.192
	4.165	4.132	4.18	4.115	4.147	4.116	4.125	4.14	4.145	4.119	4.166
Ca	0.002	0.004	0.002	0.004	0	0	0.005	0.001	0.002	0.002	0
Ba	0.019	0.019	0.016	0.022	0.018	0.013	0.02	0.01	0.012	0.023	0.038
Na	0.161	0.207	0.137	0.211	0.174	0.204	0.163	0.141	0.15	0.158	0.125
K	1.976	1.838	1.941	2.077	2.014	2.102	2.076	2.02	1.925	2.036	1.971
	2.158	2.068	2.096	2.314	2.206	2.319	2.264	2.172	2.089	2.219	2.134
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0
Cl	0.001	0.005	0.009	0.008	0	0.008	0.007	0.007	0	0	0.004
	0.001	0.005	0.009	0.008	0	0.008	0.007	0.007	0.02	0	0.004

Échantillon 95SC08

#d'analyse	SC08/1-1	SC08/1-2	SC08/1-4	SC08/1-3	SC08/1-5	SC08/1-6	SC08/1-7	SC08/2-1	SC08/2-2
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc
localisation	bordure	bordure	coeur		bordure	coeur	bordure		
SiO ₂	47.4	44.93	46.26	42.52	45.01	45.44	46.74	46.33	43.84
Al ₂ O ₃	32.79	31.68	32.86	30.54	31.58	32.07	33.46	32.92	31.06
TiO ₂	0.19	0.32	0.25	0.22	0.32	0.37	0.22	0.19	0.21
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.02	0.04	0.04	0	0.11	0.02	0.04
FeO	5.16	4.99	5.03	7.77	5.19	5.12	4.96	5	5.12
MnO	0.05	0.06	0.05	0.12	0	0	0	0	0.02
MgO	1.1	1.02	1.04	1.61	1.06	1.19	1	1.06	0.98
CaO	0.06	0.07	0.02	0.08	0	0.05	0.01	0.05	0.03
BaO	0.14	0.36	0.41	0.33	0.33	0.19	0.17	0	0.43
Na ₂ O	0.34	0.55	0.63	0.38	0.42	0.67	0.5	0.33	0.34
K ₂ O	10.81	10.26	10.42	10.03	10.23	10.14	10.56	10.56	10.71
F	0.1	0	0.05	0	0.15	0.02	0.04	0.01	0
Cl	0	0.02	0.02	0.01	0	0	0	0	0
TOTAL	98.21	94.28	97.06	93.65	94.33	95.26	97.77	96.47	92.78
TOT-O	98.17	94.28	97.03	93.65	94.27	95.25	97.75	96.47	92.78
Si	6.264	6.2	6.197	6.02	6.214	6.193	6.193	6.214	6.18
Al	1.736	1.8	1.803	1.98	1.786	1.807	1.807	1.786	1.82
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.37	3.352	3.384	3.117	3.352	3.344	3.418	3.418	3.34
Ti	0.019	0.033	0.025	0.023	0.033	0.038	0.022	0.019	0.022
Cr	0.007	0.003	0.003	0.005	0.005	0	0.012	0.002	0.005
Fe	0.57	0.576	0.563	0.92	0.6	0.584	0.55	0.561	0.604
Mn	0.005	0.007	0.006	0.015	0	0	0	0	0.002
Mg	0.216	0.211	0.207	0.339	0.218	0.241	0.198	0.212	0.206
	4.187	4.182	4.188	4.419	4.208	4.207	4.2	4.212	4.179
Ca	0.009	0.011	0.002	0.012	0	0.007	0.002	0.007	0.004
Ba	0.007	0.019	0.021	0.018	0.018	0.01	0.009	0	0.024
Na	0.087	0.148	0.164	0.103	0.111	0.177	0.128	0.085	0.094
K	1.823	1.806	1.78	1.812	1.802	1.763	1.785	1.807	1.926
	1.926	1.984	1.967	1.945	1.931	1.957	1.924	1.899	2.048
F	0.042	0	0.02	0.001	0.065	0.007	0.018	0.005	0.002
Cl	0.001	0.004	0.005	0.002	0	0	0	0	0
	0.043	0.004	0.025	0.003	0.065	0.007	0.018	0.005	0.002

Échantillon 95SC08 (suite)

#d'analyse minéral	SC08/2-3 musc	SC08/2-4 musc	SC08/3-1 musc	SC08/3-3 musc	SC08/3-4 musc	SC08/3-5 musc
localisation						
SiO ₂	45.55	44.71	45.08	43.35	43.18	45.75
Al ₂ O ₃	32.87	31.63	31.67	32.59	30.95	30.86
TiO ₂	0.26	0.22	0.24	0.24	0.19	0.33
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.08	0	0	0.06
FeO	5.24	5.56	5.59	4.67	4.53	5.27
MnO	0	0.04	0.04	0.05	0.07	0.08
MgO	0.87	0.87	1.09	0.81	0.98	1.3
CaO	0.05	0.03	0.07	0.04	0.03	0.06
BaO	0.07	0.38	0.33	0	0.34	0.1
Na ₂ O	0.52	0.35	0.31	0.32	0.18	0.52
K ₂ O	10.55	10.4	10.51	11.08	10.07	10.61
F	0	0.04	0	0	0.03	0
Cl	0	0	0	0	0.03	0.02
TOTAL	95.99	94.28	95.01	93.15	90.58	94.96
TOT-O	95.99	94.26	95.01	93.15	90.56	94.96
Si	6.164	6.192	6.192	6.065	6.192	6.274
Al	1.836	1.808	1.808	1.935	1.808	1.726
	8	8	8	8	8	8
Al	3.405	3.354	3.32	3.438	3.423	3.261
Ti	0.026	0.023	0.025	0.025	0.02	0.034
Cr	0.001	0.005	0.008	0	0	0.007
Fe	0.592	0.644	0.642	0.546	0.544	0.605
Mn	0	0.005	0.005	0.006	0.008	0.01
Mg	0.176	0.18	0.223	0.169	0.21	0.267
	4.2	4.211	4.223	4.184	4.205	4.184
Ca	0.007	0.005	0.011	0.006	0.004	0.009
Ba	0.004	0.021	0.018	0	0.019	0.005
Na	0.136	0.093	0.083	0.087	0.05	0.138
K	1.82	1.838	1.842	1.978	1.842	1.857
	1.967	1.957	1.954	2.071	1.915	2.009
F	0	0.017	0	0	0.015	0
Cl	0	0	0	0	0.006	0.004
	0	0.017	0	0	0.021	0.004

Échantillon 95SC23a

#d'analyse	23A/1-1	23A/1-2	23A/1-3	23A/1-4	23A/1-5	23A/1-6	23A/1-7	23A/1-8	23A/1-9	23A/1-10
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc
localisation	bordure	>	coeur	coeur	<	bordure	bordure	>	>	coeur
SiO ₂	49.93	49.04	49.2	49.62	49.09	49.23	48.96	48.94	49.33	48.59
Al ₂ O ₃	33.73	33.61	34.06	33.73	34.76	34.39	32.62	34.71	34.25	35.18
TiO ₂	0.36	0.35	0.36	0.38	0.53	0.32	0.22	0.18	0.26	0.36
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0.02	0.01	0.07	0.11	0.02	0.02	0.05	0.09
FeO	2.93	2.83	2.8	2.96	2.48	2.85	2.92	2.97	2.91	2.95
MnO	0.08	0.02	0.04	0.07	0	0.04	0	0	0	0
MgO	2.26	2.19	2.44	2.17	2.28	2.15	2.32	2.46	2.42	2.43
CaO	0	0	0	0.01	0.02	0	0	0	0.01	0
BaO	0.36	0	0.31	0.17	0.46	0.26	0.31	0.5	0.31	0.24
Na ₂ O	0.3	0.37	0.34	0.33	0.29	0.42	0.39	0.37	0.39	0.38
K ₂ O	8.88	9.5	8.98	9.09	8.94	9.12	9.61	9.06	8.85	8.46
F	0.01	0	0	0.1	0	0.02	0.09	0.07	0.07	0.03
Cl	0	0.01	0.01	0	0.04	0.03	0.02	0	0	0
TOTAL	98.85	97.92	98.56	98.64	98.96	98.94	97.48	99.28	98.85	98.71
TOT-O	98.85	97.92	98.56	98.6	98.95	98.92	97.44	99.25	98.82	98.7
Si	6.386	6.343	6.316	6.368	6.273	6.305	6.393	6.259	6.314	6.216
Al	1.614	1.657	1.684	1.632	1.727	1.695	1.607	1.741	1.686	1.784
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.471	3.467	3.469	3.47	3.508	3.495	3.414	3.49	3.481	3.52
Ti	0.035	0.034	0.035	0.037	0.051	0.031	0.022	0.018	0.025	0.034
Cr	0.001	0	0.002	0.001	0.007	0.011	0.002	0.002	0.005	0.009
Fe	0.313	0.306	0.301	0.318	0.265	0.305	0.319	0.318	0.312	0.315
Mn	0.009	0.002	0.004	0.008	0	0.005	0	0	0	0
Mg	0.43	0.422	0.467	0.415	0.434	0.41	0.452	0.469	0.462	0.464
	4.259	4.231	4.278	4.249	4.265	4.257	4.209	4.297	4.285	4.342
Ca	0	0	0	0.001	0.002	0	0	0	0.001	0
Ba	0.018	0	0.016	0.008	0.023	0.013	0.016	0.025	0.016	0.012
Na	0.074	0.092	0.085	0.083	0.071	0.104	0.098	0.092	0.097	0.094
K	1.448	1.567	1.471	1.488	1.457	1.489	1.601	1.477	1.445	1.381
	1.54	1.659	1.572	1.58	1.553	1.606	1.715	1.594	1.559	1.487
F	0.005	0	0	0.041	0	0.007	0.037	0.026	0.026	0.011
Cl	0	0.001	0.001	0	0.009	0.007	0.004	0	0	0.001
	0.005	0.001	0.001	0.041	0.009	0.014	0.041	0.026	0.026	0.012

Échantillon 95SC23a (suite)

#d'analyse	23A/1-11	23A/1-12	23A/1-13	23A/1-14	23A/2-1	23A/2-2	23A/2-3	23A/2-4	23A/2-5	23A/2-6
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	?	?
localisation	<	<	<	<	bordure	coeur	coeur	bordure	inclusion	bordure
SiO ₂	49.1	49.37	49.6	49.1	48.54	49.51	48.84	48.73	39.92	49.67
Al ₂ O ₃	34.14	34.31	33.9	32.74	34.44	33.83	35.56	34.89	30.66	33.59
TiO ₂	0.4	0.36	0.38	0.4	0.2	0.24	0.32	0.18	0.26	0.17
Cr ₂ O ₃	0.11	0.06	0	0	0	0.07	0	0.12	0.15	0.08
FeO	2.94	2.84	2.82	2.7	3.29	3.05	3	3.17	10.43	3.33
MnO	0	0.01	0.07	0.01	0.07	0.04	0.03	0	0.08	0
MgO	2.46	2.54	2.36	2.29	2.53	2.42	2.2	2.55	6.31	1.89
CaO	0	0	0.02	0.02	0.03	0.04	0.08	0	0	0.01
BaO	0.43	0.17	0.53	0.53	0.46	0.34	0.29	0.24	0.21	0.31
Na ₂ O	0.39	0.42	0.41	0.45	0.3	0.39	0.36	0.46	0.14	0.3
K ₂ O	9.08	8.63	8.71	9.35	8.4	8.84	8.45	8.27	5.44	8.75
F	0	0	0	0.06	0	0.11	0.12	0.03	0	0.02
Cl	0	0	0.01	0.03	0	0.01	0	0.03	0	0
TOTAL	99.05	98.71	98.81	97.68	98.26	98.89	99.25	98.67	93.6	98.12
TOT-O	99.05	98.71	98.81	97.65	98.26	98.84	99.2	98.65	93.6	98.11
Si	6.289	6.309	6.351	6.392	6.256	6.345	6.219	6.239	5.612	6.401
Al	1.711	1.691	1.649	1.608	1.744	1.655	1.781	1.761	2.388	1.599
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.442	3.477	3.467	3.416	3.488	3.455	3.556	3.504	2.691	3.504
Ti	0.039	0.035	0.037	0.039	0.019	0.023	0.031	0.017	0.027	0.017
Cr	0.011	0.006	0	0	0	0.007	0	0.013	0.017	0.008
Fe	0.315	0.304	0.302	0.294	0.355	0.327	0.32	0.34	1.226	0.359
Mn	0	0.001	0.008	0.001	0.008	0.005	0.003	0	0.01	0
Mg	0.47	0.483	0.45	0.445	0.485	0.463	0.417	0.486	1.323	0.364
	4.277	4.306	4.264	4.195	4.355	4.28	4.327	4.36	5.294	4.252
Ca	0	0	0.002	0.003	0.005	0.006	0.01	0	0.001	0.002
Ba	0.022	0.008	0.027	0.027	0.023	0.017	0.014	0.012	0.012	0.016
Na	0.098	0.104	0.101	0.113	0.074	0.098	0.09	0.115	0.039	0.075
K	1.484	1.406	1.424	1.552	1.381	1.444	1.372	1.351	0.975	1.439
	1.604	1.518	1.554	1.695	1.483	1.565	1.486	1.478	1.027	1.532
F	0	0	0	0.023	0	0.046	0.048	0.01	0	0.008
Cl	0	0.001	0.003	0.006	0	0.002	0	0.006	0	0
	0	0.001	0.003	0.029	0	0.048	0.048	0.016	0	0.008

Échantillon 95SC23a (suite)

#d'analyse	23A/2-7	23A/2-8	23A/2-9	23A/2-10	23A/2-11	23A/3-1	23A/3-2	23A/3-3	23A/3-4
minéral	musc		musc	musc fine		albite		albite	
localisation	coeur		bordure			dans musc	dans musc	dans musc	musc
									bordure
SiO ₂	90.45	48.33	48.32	48.52	48.36	70.14	69.31	69.92	48.77
Al ₂ O ₃	12.14	36.49	35.11	35.44	36.3	22.36	22.61	22.68	36.57
TiO ₂	0.14	0.23	0.38	0.2	0.21	0.08	0.01	0.03	0.44
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0	0	0.02	0.02	0.05	0.02	0.07
FeO	0.81	3.01	3.99	3.44	3.5	0.09	0.11	0.14	2.03
MnO	0	0	0	0.01	0.02	0.06	0	0	0
MgO	0.71	1.47	1.48	2	1.78	0	0	0	2.43
CaO	0.04	0.03	0.01	0.04	0.11	0.15	0.14	0.1	0.02
BaO	0	0.02	0.34	0.36	0.29	0	0	0.02	0.29
Na ₂ O	0.05	0.44	0.45	0.26	0.5	12.48	12.48	12.83	0.24
K ₂ O	3.43	8.38	8.28	8.07	8.3	0.07	0.03	0.05	7.43
F	0.01	0	0.04	0	0	0	0	0	0.08
Cl	0.04	0	0	0	0	0	0.02	0	0
TOTAL	107.83	98.4	98.4	98.34	99.39	105.45	104.76	105.79	98.37
TOT-O	107.82	98.4	98.38	98.34	99.39	105.45	104.76	105.79	98.34
Si	9.631	6.181	6.228	6.226	6.155	8.021	7.982	7.982	6.189
Al	0	1.819	1.772	1.774	1.845	0	0.018	0.018	1.811
	9.631	8	8	8	8	8.021	8	8	8
Al	1.523	3.681	3.561	3.586	3.601	3.013	3.051	3.033	3.658
Ti	0.012	0.022	0.036	0.02	0.02	0.007	0.001	0.003	0.042
Cr	0.001	0	0	0	0.002	0.002	0.005	0.002	0.007
Fe	0.072	0.322	0.43	0.369	0.372	0.009	0.01	0.014	0.216
Mn	0	0	0	0.001	0.002	0.006	0	0	0
Mg	0.112	0.28	0.284	0.383	0.337	0	0.001	0	0.46
	1.72	4.305	4.311	4.359	4.334	3.037	3.068	3.052	4.383
Ca	0.005	0.004	0.002	0.006	0.015	0.018	0.017	0.013	0.002
Ba	0	0.001	0.017	0.018	0.014	0	0	0.001	0.014
Na	0.01	0.108	0.113	0.064	0.125	2.768	2.786	2.84	0.06
K	0.466	1.367	1.362	1.321	1.347	0.011	0.005	0.007	1.203
	0.481	1.48	1.494	1.409	1.501	2.797	2.808	2.861	1.279
F	0.002	0	0.015	0	0	0	0	0	0.033
Cl	0.007	0	0	0	0	0	0.004	0.001	0
	0.009	0	0.015	0	0	0	0.004	0.001	0.033

Échantillon 95SC23a (suite)

#d'analyse	23A/3-5	23A/3-6	23A/3-7	23A/3-8	23A/3-9	23A/3-10	23A/3-11	23A/3-12	23A/3-13
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc fine	musc fine	musc	musc
localisation	coeur	bordure	bordure	coeur	bordure			bordure	coeur
SiO ₂	48.02	50.18	48.7	49.88	49.04	49.24	46.61	49.61	49.04
Al ₂ O ₃	34.76	35.47	36.37	34.75	36.49	34.69	33.91	33.23	34.62
TiO ₂	0.49	0.42	0.55	0.29	0.43	0.31	0.4	0.49	0.39
Cr ₂ O ₃	0	0	0.08	0.04	0.07	0.12	0.06	0.05	0
FeO	2.31	2.4	2.32	2.75	1.84	2.95	1.9	2.84	2.42
MnO	0	0.04	0.08	0.03	0	0.08	0.04	0.09	0.04
MgO	2.6	2.37	2.53	2.44	2.37	2.67	2.39	2.49	2.24
CaO	0.02	0.01	0.02	0.05	0	0.04	0.08	0.01	0
BaO	0.22	0.36	0.55	0	0.29	0.41	0.22	0.41	0.36
Na ₂ O	0.3	0.2	0.17	0.23	0.08	0.48	0.3	0.31	0.24
K ₂ O	7.85	7.74	7.33	7.69	7.72	8.05	6.73	8.43	8.2
F	0.13	0	0	0.06	0	0.09	0.25	0.05	0.08
Cl	0	0.01	0.03	0	0	0	0.03	0	0
TOTAL	96.7	99.2	98.73	98.21	98.33	99.13	92.92	98.01	97.63
TOT-O	96.65	99.2	98.72	98.18	98.33	99.09	92.81	97.99	97.6
Si	6.235	6.324	6.176	6.349	6.218	6.272	6.261	6.391	6.314
Al	1.765	1.676	1.824	1.651	1.782	1.728	1.739	1.609	1.686
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.554	3.593	3.611	3.563	3.671	3.479	3.629	3.436	3.567
Ti	0.048	0.04	0.053	0.027	0.041	0.029	0.04	0.047	0.038
Cr	0	0	0.008	0.004	0.007	0.012	0.006	0.005	0
Fe	0.251	0.253	0.246	0.292	0.195	0.314	0.213	0.306	0.261
Mn	0	0.004	0.008	0.003	0	0.009	0.005	0.01	0.004
Mg	0.503	0.446	0.479	0.464	0.448	0.507	0.479	0.478	0.43
	4.356	4.336	4.405	4.353	4.362	4.35	4.372	4.282	4.3
Ca	0.002	0.001	0.003	0.007	0	0.005	0.012	0.001	0
Ba	0.011	0.018	0.027	0	0.014	0.02	0.011	0.021	0.018
Na	0.075	0.049	0.042	0.057	0.021	0.118	0.077	0.077	0.061
K	1.3	1.244	1.186	1.248	1.249	1.308	1.153	1.386	1.347
	1.388	1.312	1.258	1.312	1.284	1.451	1.253	1.485	1.426
F	0.055	0	0.001	0.023	0	0.035	0.108	0.022	0.035
Cl	0	0.001	0.007	0	0	0	0.006	0	0
	0.055	0.001	0.008	0.023	0	0.035	0.114	0.022	0.035

Échantillon 95SC23a (suite)

#d'analyse	23A/3-14	23A/3-15
minéral	musc	musc
localisation	bordure	coeur
SiO ₂	49.1	46.89
Al ₂ O ₃	35	32.64
TiO ₂	0.33	0.34
Cr ₂ O ₃	0.07	0
FeO	2.01	5.27
MnO	0.03	0
MgO	2.12	4.05
CaO	0.03	0.01
BaO	0.48	0.07
Na ₂ O	0.18	0.23
K ₂ O	8.59	7.01
F	0.01	0.01
Cl	0	0
	-----	-----
TOTAL	97.95	96.52
	-----	-----
TOT-O	97.95	96.52
	-----	-----
Si	6.303	6.171
Al	1.697	1.829
	-----	-----
	8	8
	-----	-----
Al	3.598	3.233
Ti	0.031	0.034
Cr	0.007	0
Fe	0.215	0.58
Mn	0.003	0
Mg	0.405	0.794
	-----	-----
	4.259	4.641
	-----	-----
Ca	0.004	0.001
Ba	0.024	0.004
Na	0.044	0.058
K	1.407	1.177
	-----	-----
	1.479	1.24
	-----	-----
F	0.005	0.006
Cl	0	0
	-----	-----
	0.005	0.006
	-----	-----

Échantillon 95SC23b

#d'analyse	23B/2-2	23B/2-3	23B/2-4	23B/2-5	23B/2-6	23B/2-7	23B/2-8	23B/2-9	23B/2-10	23B/2-11
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc	musc
localisation	coeur	coeur	bordure	bordure	coeur	bordure		coeur	bordure	bordure
SiO ₂	47.07	43.95	47.75	48.18	47.89	46.34	49.12	48.59	48.53	48.05
Al ₂ O ₃	33.08	30.07	34.05	33.97	33.94	32.44	34.63	35.52	35.36	33.81
TiO ₂	0.35	0.41	0.19	0.28	0.41	0.4	0.41	0.43	0.36	0.33
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0.02	0	0	0.05	0.04	0.02	0.07	0.06
FeO	2	2.34	1.85	1.82	1.88	2.09	2	1.6	1.71	1.66
MnO	0.02	0	0	0.08	0.02	0	0.03	0	0	0.05
MgO	1.89	1.69	1.78	2.05	1.9	1.85	1.98	1.78	1.72	1.92
CaO	0.06	0.02	0.04	0	0.02	0.09	0	0	0	0
BaO	0.02	0.31	0.43	0.36	0.14	0.43	0.24	0.31	0.19	0.31
Na ₂ O	0.63	0.66	0.4	0.32	0.56	0.54	0.52	0.41	0.69	0.18
K ₂ O	10.36	10.83	10.49	10.28	9.79	9.26	9.67	9.92	9.51	10.33
F	0.09	0.2	0.01	0.07	0	0.19	0	0	0.09	0
Cl	0.01	0	0.02	0.04	0.04	0	0	0	0.03	0
TOTAL	95.58	90.5	97.03	97.45	96.59	93.68	98.64	98.58	98.26	96.7
TOT-O	95.54	90.42	97.02	97.41	96.58	93.6	98.64	98.58	98.22	96.7
Si	6.278	6.283	6.272	6.291	6.283	6.298	6.3	6.233	6.244	6.306
Al	1.722	1.717	1.728	1.709	1.717	1.702	1.7	1.767	1.756	1.694
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.478	3.35	3.544	3.518	3.531	3.493	3.534	3.603	3.606	3.537
Ti	0.035	0.044	0.018	0.027	0.041	0.041	0.04	0.042	0.035	0.032
Cr	0	0.003	0.002	0	0	0.005	0.004	0.002	0.007	0.006
Fe	0.223	0.28	0.203	0.199	0.206	0.238	0.215	0.172	0.184	0.182
Mn	0.003	0	0	0.008	0.002	0	0.003	0	0	0.006
Mg	0.376	0.36	0.348	0.4	0.372	0.375	0.379	0.34	0.329	0.375
	4.115	4.037	4.115	4.152	4.152	4.152	4.175	4.159	4.161	4.138
Ca	0.009	0.003	0.005	0	0.003	0.014	0	0	0	0
Ba	0.001	0.018	0.022	0.019	0.007	0.023	0.012	0.016	0.01	0.016
Na	0.164	0.184	0.102	0.082	0.141	0.142	0.13	0.103	0.172	0.046
K	1.763	1.975	1.758	1.713	1.639	1.605	1.582	1.623	1.561	1.73
	1.937	2.18	1.887	1.814	1.79	1.784	1.724	1.742	1.743	1.792
F	0.04	0.091	0.003	0.027	0	0.083	0	0	0.035	0
Cl	0.002	0.001	0.003	0.01	0.008	0	0	0	0.007	0
	0.042	0.092	0.006	0.037	0.008	0.083	0	0	0.042	0

Échantillon 95SC23b (suite)

#d'analyse	23B/3-11	23B/3-12	23B/3-13	23B/3-14	23B/3-15	23B/3-16
minéral	musc	musc	musc	musc	musc	musc
localisation	coeur	bordure	bordure	coeur	coeur	bordure
SiO ₂	50.16	49.53	49.18	49.66	48.89	49.47
Al ₂ O ₃	35.08	35.93	36.17	34.85	36.69	35.55
TiO ₂	0.23	0.3	0.29	0.35	0.37	0.35
Cr ₂ O ₃	0.08	0.09	0.05	0.14	0.06	0
FeO	2.03	1.93	1.55	1.83	1.84	2.05
MnO	0	0.04	0.07	0.06	0.04	0
MgO	2.3	2.39	2.2	2.16	2.01	2.26
CaO	0.02	0	0.03	0.03	0.02	0
BaO	0.02	0.43	0.17	0.27	0.14	0.19
Na ₂ O	0.47	0.81	0.48	0.58	0.82	0.69
K ₂ O	9.1	8.99	9.25	9.14	8.7	8.85
F	0	0.17	0	0	0	0.14
Cl	0	0.02	0.02	0	0	0
TOTAL	99.49	100.63	99.46	99.07	99.58	99.55
TOT-O	99.49	100.55	99.46	99.07	99.58	99.49
Si	6.335	6.225	6.222	6.317	6.173	6.263
Al	1.665	1.775	1.778	1.683	1.827	1.737
	8	8	8	8	8	8
Al	3.557	3.547	3.615	3.542	3.632	3.567
Ti	0.022	0.028	0.028	0.034	0.035	0.033
Cr	0.008	0.009	0.005	0.014	0.006	0
Fe	0.214	0.203	0.164	0.195	0.195	0.217
Mn	0	0.005	0.008	0.006	0.004	0
Mg	0.433	0.449	0.415	0.409	0.378	0.426
	4.234	4.241	4.235	4.2	4.25	4.243
Ca	0.002	0	0.004	0.004	0.003	0
Ba	0.001	0.021	0.008	0.013	0.007	0.01
Na	0.116	0.196	0.117	0.143	0.2	0.169
K	1.466	1.441	1.492	1.483	1.4	1.429
	1.585	1.658	1.621	1.643	1.61	1.608
F	0	0.067	0	0	0	0.055
Cl	0	0.003	0.004	0	0	0
	0	0.07	0.004	0	0	0.055

Appendice E : coordonnées géoréférencées des stations d'observation et d'échantillonnage

Localisation par projection de quadrillage Universel Transverse de Mercator (UTM).
UTM Zone 19.

Système de référence géodésique nord-américain, 1927 (NAD 27).

# de station	UTM E	UTM N
94-SC-001	344534	5147057
94-SC-002	345129	5147708
94-SC-003	346545	5144854
94-SC-004	352768	5156816
94-SC-005	352108	5157679
94-SC-006	352896	5156621
94-SC-007	353352	5155907
94-SC-008	353564	5155650
94-SC-009	357142	5161437
94-SC-010	356250	5159752
94-SC-011	356048	5162142
94-SC-012	357657	5162940
94-SC-013	352840	5156703
94-SC-014	353135	5155989
94-SC-015	352271	5155104
94-SC-016	338436	5132182
94-SC-017	338821	5132170
94-SC-018	339334	5132144
94-SC-019	339669	5132139
94-SC-020	339390	5128103
94-SC-020B	339869	5127469
94-SC-021	338911	5137860
94-SC-022	339734	5135682
94-SC-023	337867	5134353
94-SC-024	337824	5134617
94-SC-025	338488	5134254
94-SC-026	338903	5134480
94-SC-026B	339219	5134504
94-SC-026C	339346	5134415
94-SC-027	337091	5137298
94-SC-028	329617	5134882
94-SC-029	334999	5131307
94-SC-030	335197	5131659
94-SC-031	335453	5131889
94-SC-032	333738	5132534
94-SC-033	333690	5131370
94-SC-034	334355	5131946
94-SC-035	334741	5131621
94-SC-036	331881	5128578
94-SC-037	331749	5130319
94-SC-038	331427	5129823

# de station	UTM E	UTM N
94-SC-039	330967	5129490
94-SC-039B	330995	5129412
94-SC-040	346955	5137571
94-SC-041	342526	5139522
94-SC-041B	340523	5140120
94-SC-041C	340883	5138567
94-SC-041D	339381	5137588
94-SC-042	339294	5139598
94-SC-043	326836	5135122
94-SC-044	326991	5128174
94-SC-045	327071	5127721
94-SC-046	330263	5128959
94-SC-047	300682	5108592
94-SC-048	335089	5133302
94-SC-049	334909	5130706
94-SC-050	334954	5130527
94-SC-051	319986	5127510
94-SC-052	321014	5126694
94-SC-053	321997	5125602
94-SC-054	321555	5126017
94-SC-055	322776	5125172
94-SC-056	323829	5126098
94-SC-057	327194	5125055
94-SC-058	349680	5147749
94-SC-059	350147	5147244
94-SC-060	352184	5147684
94-SC-061	351690	5148195
94-SC-062	353307	5149456
94-SC-063	352850	5135751
94-SC-064	351558	5141112
94-SC-065	321365	5127862
94-SC-066	319804	5122835
94-SC-067	319127	5122053
94-SC-068	317054	5120242
94-SC-069	317405	5120101
94-SC-070	335803	5134450
94-SC-071	336045	5134223
94-SC-072	336202	5133801
94-SC-073	336048	5133733
94-SC-074	336384	5133459
94-SC-075	336740	5133108

# de station	UTM E	UTM N
94-SC-076	319073	5119985
94-SC-077	317618	5121747
94-SC-078	317804	5121611
94-SC-079	319400	5121930
94-SC-080	316493	5112642
94-SC-081	311407	5116285
94-SC-082	309139	5121096
94-SC-083	310206	5120302
94-SC-084	310495	5120090
94-SC-085	310311	5117562
94-SC-086	312445	5120364
94-SC-087	311365	5121180
94-SC-087B	310387	5121985
94-SC-088	309105	5123165
94-SC-089	299664	5109302
94-SC-090	301601	5108332
95-SC-001	380587	5169045
95-SC-002	392712	5164900
95-SC-003	395559	5163942
95-SC-004	382574	5161961
95-SC-005	333784	5117701
95-SC-006	331988	5120347
95-SC-007	315337	5104349
95-SC-008	312000	5102435
95-SC-009	311217	5103019
95-SC-010	305071	5108261
95-SC-011	311334	5108032
95-SC-012	300064	5110690
95-SC-013	299985	5110471
95-SC-014	300176	5109872
95-SC-015	300597	5108815
95-SC-016	316353	5120929
95-SC-017	320453	5119765
95-SC-018	321427	5118661
95-SC-019	322277	5117853
95-SC-020	323751	5117361
95-SC-021	324810	5118330
95-SC-022	323652	5114677
95-SC-023	324496	5112873
95-SC-024	324830	5112620
95-SC-025	325194	5112659
95-SC-026	323807	5110483
95-SC-027	309787	5104372
95-SC-027C	308580	5106697
95-SC-028	337949	5139478
95-SC-029	300816	5110599
95-SC-030	299859	5113286
95-SC-031	296293	5116019
95-SC-032	297821	5101363
95-SC-033	292908	5117050
95-SC-034	302300	5107747

# de station	UTM E	UTM N
95-SC-035	301996	5107815
95-SC-036	301375	5108288
95-SC-037	300835	5108490
95-SC-038	292262	5117236
95-SC-039	294643	5117310
95-SC-040	295669	5116891
95-SC-041	302302	5109342
95-SC-042	302058	5109733
95-SC-043	302072	5109935
95-SC-044	301284	5112829
95-SC-045	302685	5114351
95-SC-046	303515	5116317
95-SC-047	304063	5113194
95-SC-048	348106	5144741
95-SC-049	355396	5152883
95-SC-050	354810	5153853
95-SC-051	291527	5113394
95-SC-052	293416	5112411
95-SC-053	294802	5112517
95-SC-054	295981	5085324
95-SC-055	291327	5084940
95-SC-056	289424	5086251
95-SC-057	280039	5093828
95-SC-058	281122	5092605
95-SC-059	281448	5092581
95-SC-060	339599	5124010
95-SC-061	339122	5124879
95-SC-062	305673	5111768
96-SC-001	350111	5141918
96-SC-002	342943	5142560
96-SC-003	341455	5143639
96-SC-004	346531	5136361
96-SC-005	345850	5141765
96-SC-006	350626	5136823
96-SC-007	347454	5135354
96-SC-008	337353	5139905
96-SC-009	306319	5089950
96-SC-010	303328	5088500
96-SC-011	298108	5084967
96-SC-012	303962	5096642
96-SC-013	303278	5090436
96-SC-014	296644	5083912
96-SC-015	290269	5084429
96-SC-016	290288	5083029
96-SC-017	291458	5083652
96-SC-018	291641	5083948
96-SC-019	304240	5093656
96-SC-020	290945	5094946
96-SC-021	290250	5095474
96-SC-022	282016	5092522
96-SC-023	282990	5091812

# de station	UTM E	UTM N
96-SC-024	284145	5090466
96-SC-025	293949	5084400
96-SC-026	292703	5082812
96-SC-027	291910	5084203
96-SC-028	291784	5084401
96-SC-029	291816	5083902
96-SC-030	297150	5087471
96-SC-031	295950	5088718
96-SC-032	294590	5090375
96-SC-033	295971	5091303
96-SC-034	296971	5091701
96-SC-035	305914	5092191
96-SC-036	304582	5093305
96-SC-037	294739	5086926
96-SC-038	293251	5087001
96-SC-039	291970	5089601
96-SC-040	287612	5090770
96-SC-041	291380	5083491
96-SC-042	289642	5079409
96-SC-043	287842	5078041
96-SC-044	345478	5136741
96-SC-045	344033	5129235
96-SC-046	341001	5128388
96-SC-046B	341891	5124467
96-SC-047	289153	5100106
96-SC-048	290578	5100687
96-SC-049	293912	5098559
96-SC-050	288496	5098350
96-SC-051	288520	5096766
96-SC-052	293504	5107855
96-SC-053	294531	5106908
96-SC-054	291736	5106962
96-SC-055	293065	5104602
96-SC-056	291591	5103505
96-SC-058	278822	5095468
96-SC-059	279334	5096231
96-SC-060	282967	5095143
96-SC-061	283291	5095329
96-SC-062	285295	5095768
96-SC-063	286551	5096527
96-SC-064	287465	5096544
96-SC-065	287921	5096617
96-SC-066	289302	5096199
96-SC-067	285402	5091904
96-SC-068	286586	5093496
96-SC-069	286066	5092762
96-SC-070	287789	5091257
96-SC-071	293956	5090328
96-SC-072	334154	5117211
96-SC-073	327779	5114622
96-SC-074	276340	5080902

# de station	UTM E	UTM N
96-SC-075	284531	5074788
ARTHA-01	274332	5101779
ARTHA-02	276524	5103797
92-AT-001	371935	5102393
92-AT-002	371827	5101187
92-dom-06	322831	5098745
92-dom-07	323017	5103342
92-dom-08	327981	5102900
92-dom-12	322396	5098664
92-dom-13	323179	5097956
92-dom-14	312855	5097990
92-dom-26	323231	5101354
92-dom-27	323337	5101648
92-dom-28	323658	5101564
92-dom-30	328321	5099446
95-dom-01	327592	5104864
92-pen-04	333774	5117705
92-pen-12	336317	5119090
92-pen-13	332463	5115774
92-pen-15	335329	5120789
92-pen-16	336309	5121937
92-pen-17	338360	5120485
92-pen-18	341227	5123598
92-pen-19	342894	5123609
92-pen-20	320574	5108833
92-pen-21	316464	5112596
92-pen-22	326076	5111668
93-AT-002	395044	5164933
93-AT-003	399301	5160816
93-AT-004	396995	5162934
93-AT-005	395559	5163942
93-AT-006	377979	5159905
93-AT-007	379474	5161491
93-AT-008	382468	5161462
93-AT-009	380588	5169091
93-AT-010	380994	5176021
93-AT-011	364970	5152217
93-AT-012	371246	5151308
93-AT-013	372534	5156636
93-AT-014	373171	5157285
93-AT-015	382574	5161961
93-AT-016	386030	5164321
93-AT-017	384258	5162273
93-AT-018	387347	5166889
93-AT-019	392712	5164900
93-AT-020	389818	5169329
93-AT-029	383357	5154491
93-AT-030	383386	5156142
93-AT-031	382907	5157654
93-AT-032	382614	5158276
93-AT-033	384958	5158890

# de station	UTM E	UTM N
93-AT-036	388929	5154724
93-AT-037	385724	5152179
93-AT-038	384818	5152886
93-AT-039	386784	5151041
93-AT-040	388214	5154053
93-AT-041	387211	5155278
93-AT-042	377557	5166330
93-AT-043	378679	5166616
93-AT-044	393450	5172622
93-AT-045	393468	5171924
93-AT-046	371711	5165758
93-AT-047	384465	5151474
93-AT-048	383635	5152046
93-AT-049	382819	5152475
93-AT-050	381360	5153445
93-AT-051	379819	5154694
93-AT-052	380850	5156094
93-AT-053	379869	5152589
93-AT-054	381233	5150990
93-AT-055	379109	5150038
93-AT-056	378544	5150462
93-AT-057	378239	5150821
93-AT-058	377641	5152815
93-AT-059	375643	5153066
93-AT-060	376097	5150733
93-AT-061	386811	5175620
93-AT-065	343788	5149176
93-AT-067	323268	5108735
93-AT-068	325296	5109633
93-AT-069	334012	5116340
93-AT-070	334352	5116495
93-AT-071	335015	5114713
93-AT-072	338172	5113184
93-AT-073	336760	5119022
93-AT-074	342385	5121103
93-AT-075	336855	5117993
93-AT-076	339380	5115111
93-AT-077	339593	5114692
93-AT-078	340196	5113551
93-AT-079	340363	5113291
93-AT-080	341355	5112124
93-AT-081	342045	5111198
93-AT-082	333104	5111987
93-AT-083	330234	5109827
93-AT-084	330703	5109093
93-AT-085	331228	5108429
93-AT-086	331971	5107414
93-AT-087	332404	5106895
93-AT-088	333054	5105972
93-AT-089	333680	5105071
93-AT-090	334246	5104735

# de station	UTM E	UTM N
93-AT-091	331909	5104950
93-AT-092	319627	5127646
93-AT-093	321001	5126658
93-AT-094	321565	5126006
93-AT-095	322000	5125613
93-AT-096	322769	5125166
93-AT-097	326817	5135074
93-AT-098	330042	5135226
93-AT-099	332834	5133168
93-AT-100	333868	5132391
93-AT-101	334351	5131937
93-AT-102	334738	5131497
93-AT-103	335001	5131293
93-AT-104	336403	5131893
93-AT-105	337171	5132174
93-AT-106	323450	5125600
93-AT-107	323680	5125899
93-AT-108	323824	5126097
93-AT-109	323922	5126215
93-AT-110	332130	5132969
93-AT-111	335094	5133309
93-AT-112	330992	5130907
93-AT-113	333690	5131361
93-AT-114	292082	5105315
93-AT-116	292278	5117260
93-AT-117	292883	5117024
93-AT-118	296305	5116051
93-AT-119	297380	5115269
93-AT-120	299954	5113326
93-AT-121	299499	5111800
93-AT-122	312013	5102428
93-AT-123	311223	5103013
93-AT-124	309242	5105210
93-AT-125	310498	5106111
93-AT-126	311334	5108032
93-AT-127	313909	5110256
93-AT-128	319515	5112763
93-AT-130	351649	5133437
94-AT-001	356282	5128000
94-AT-004	349328	5127619
94-AT-010	331957	5120392
95-AT-001	315308	5104300
95-AT-002	305038	5108466
96-AT-001	343661	5149366
96-AT-002	343467	5150184
96-AT-003	345062	5145001
96-AT-004	344382	5146955
96-AT-005	344937	5147268
96-AT-006	343198	5150998
96-AT-007	342722	5151975
96-AT-008	338798	5152420

# de station	UTM E	UTM N
96-AT-009	337291	5154874
96-AT-010	337059	5154854
96-AT-011	336904	5154835
96-AT-012	327721	5163857
96-AT-013	343359	5154642
96-AT-014	344422	5153579
96-AT-021	341059	5154661
96-AT-022	341890	5154738
96-AT-023	343765	5154294
96-AT-024	346419	5148461
96-AT-15	346913	5150774
Q1-25/1	312960	5086480
Q1-25/2	311921	5087350
Q1-26/1	311544	5087561
Q1-26/2	311016	5087527
Q1-26/3	310353	5087421
Q1-26/4	310109	5087463
Q1-26/5	309496	5087562
Q1-27	308569	5088120
Q1-29	307728	5088828
Q1-29/2	307460	5089028
Q1-30	307033	5089382
Q1-30/2	306554	5089780
Q1-32	303233	5090365
Q1-33	301628	5091363
Q1-34	304561	5093279
Q1-35	303220	5080397
Q1-36	303017	5080431
Q1-36/2	302251	5078451
Q1-37	302354	5079803
Q1-37/2	301271	5079412
Q1-37/3	300445	5078403
Q1-37/4	311796	5080776
Q1-38	312330	5080174
Q1-38/2	313364	5078549
Q1-39	312619	5077742
Q1-39/2	311729	5078255
Q1-39/3	311210	5078491
Q1-39/4	310523	5078852
Q1-40	309583	5079162
Q1-40/2	309174	5079438
Q1-40/3	308874	5079560
Q1-40/4	308518	5079730
Q1-40/5	307561	5080286
Q1-41	307185	5080612
Q1-41/2	306528	5080848
Q1-41/3	305160	5081515
Q1-41/4	302559	5081421
Q1-41/5	301139	5082393
Q1-43	300387	5083020
Q1-44	299096	5084060

# de station	UTM E	UTM N
Q1-44/2	296494	5085111
Q1-44/3	295936	5085265
Q1-45	293898	5084592
Q1-45/2	292701	5082762
Q1-46	291684	5081481
Q1-46/2	290168	5079851
Q1-46/3	289607	5079368
Q1-53	295697	5085409
Q1-54	295176	5086000
Q1-54/2	289450	5079073
Q1-55	289344	5078686
Q1-55/2	289162	5078425
Q1-55/3	282354	5071899
Q1-55/4	286504	5074889
Q1-57	287012	5078674
Q1-57/2	287636	5078153
Q1-57/3	287810	5078014
Q1-57/4	288020	5077906
Q1-58	291224	5083594
Q1-62	291978	5084373
Q1-62/2	293892	5076358
Q1-62/3	294253	5076859
Q1-62/4	294616	5076967
Q1-76	306989	5095657
Q1-80	307553	5095517
Q1-80/2	307283	5095577
Q1-81	313719	5093172
Q1-81/2	310854	5094676
Q1-81/3	309314	5095013
Q1-82	307292	5095924
Q1-83/2	303697	5083830
Q1-83/3	303586	5083652
Q1-84	303504	5082824
Q1-84/2	303514	5082689
Q1-85	303332	5085695
Q1-86	293625	5078702
Q1-87	288560	5088598
Q3-23	401102	5175939
Q3-24	401130	5175498
Q3-25A	396306	5173809
Q3-25B	397031	5174464
Q3-25C	397333	5174849
Q3-26	397966	5175236
Q3-27	397922	5175431
Q3-48A	401213	5172127
Q3-48B	401530	5172948
Q3-49	371242	5151311
Q3-50	368477	5150195
Q3-50B	364069	5155332
Q3-51	366199	5156992
Q3-52	370933	5156045

# de station	UTM E	UTM N
Q3-52B	370486	5162878
Q3-53	362881	5161800
Q3-53B	360900	5160104
Q3-54	361787	5159710
Q3-54B	365420	5162561
Q3-55	372181	5154597
Q3-55B	372750	5153793
Q3-58	355176	5134079
Q3-62	355610	5132935
Q3-63	355948	5131975
Q3-70	360561	5145026
Q3-71	361008	5144586
Q3-71B	361269	5144312
Q3-71C	361443	5144051
Q3-72	361446	5143904
Q3-73	361608	5143857
Q3-73B	361659	5143760
Q3-76	361772	5143507
Q3-77	362175	5143172
Q3-78	362990	5142128
Q3-80	361964	5139405
Q3-80B	361794	5139731
Q3-81	361718	5140033
Q3-81B	361327	5140409
Q3-83	360972	5140753
Q3-83B	360614	5141260
Q3-84	360372	5141484
Q3-87	360347	5141626
Q3-88	360144	5141915
Q3-88B	359572	5142942
Q3-89	359635	5138921
Q3-89B	359222	5139195
Q3-89C	359130	5138310
Q3-91	354785	5140467
Q4-01	401581	5174788
Q4-01B	401632	5174562
Q4-02	401994	5173828
Q4-02B	402946	5173472
Q4-04	403624	5173302
Q4-05	404115	5173085
Q4-06	404991	5172665
Q4-06B	403836	5175103
Q4-06C	405206	5176382
Q4-07	356136	5129527
Q4-15	369419	5148754
Q4-16	364406	5149517
Q4-16B	362743	5147886
Q4-17	347534	5150060
Q4-17B	349522	5147914
Q4-19	352933	5145068
Q4-19C	355147	5142672

# de station	UTM E	UTM N
Q4-21	363763	5134421
Q4-30	353686	5137880
Q4-31	292889	5117015
Q4-37	295516	5108037
Q4-38	294234	5107406
Q4-39	294560	5106937
Q4-39B	293113	5104597
Q4-40	292717	5104777
Q4-40B	291323	5102301
Q4-41	291049	5102431
Q4-41B	291715	5103292
Q4-44	291321	5101503
Q4-45	291599	5103231
Q4-46	290592	5100703
Q4-46B	287725	5101281
Q4-47	289169	5100091
Q4-48	301067	5110135
Q4-49	300816	5110599
Q4-51	298035	5100501
Q4-51B	295754	5098518
Q4-52	296575	5100519
Q4-60	292074	5105313
Q4-66	295666	5116909
Q4-67	295394	5117150
Q4-68	294660	5117342
Q4-69	296308	5116050
Q4-70	297391	5115253
Q4-70B	300190	5113161
Q4-71	299518	5111780
Q4-72	312091	5102447
Q4-73	311176	5103151
Q4-75	309229	5105189
Q4-75B	310515	5106093
Q4-76	311340	5108026
Q4-80	313891	5110251
Q4-84	319494	5112745
Q4-87	351628	5133429
Q4-90	342899	5142430
Q4-90B	340589	5144547
Q4-91	342526	5139522
Q4-91B	340523	5140120
Q4-91C	339311	5140670
Q4-91D	336106	5142099
Q4-92	336822	5140329
Q4-92B	338911	5137860
Q4-93	339712	5135627
Q5-14	356236	5127925
Q6-11	351235	5141511
Q6-12	350121	5141915
Q6-20	354546	5133830
Q6-21B	353825	5133400

# de station	UTM E	UTM N
Q6-23	353080	5138469
Q6-23B	352179	5138146
Q6-27	348277	5138078
Q6-37A	352866	5135743
Q6-37B	351560	5141101
Q6-46	347337	5143805
Q6-48	351378	5141326
Q6-51A	348311	5145204
Q6-51B	348674	5146228
Q6-52	355094	5139108
Q6-53	353350	5137140
Q6-54	350594	5138789
Q6-54B	349537	5140405
Q6-54C	347420	5142022
Q6-55	351960	5141309

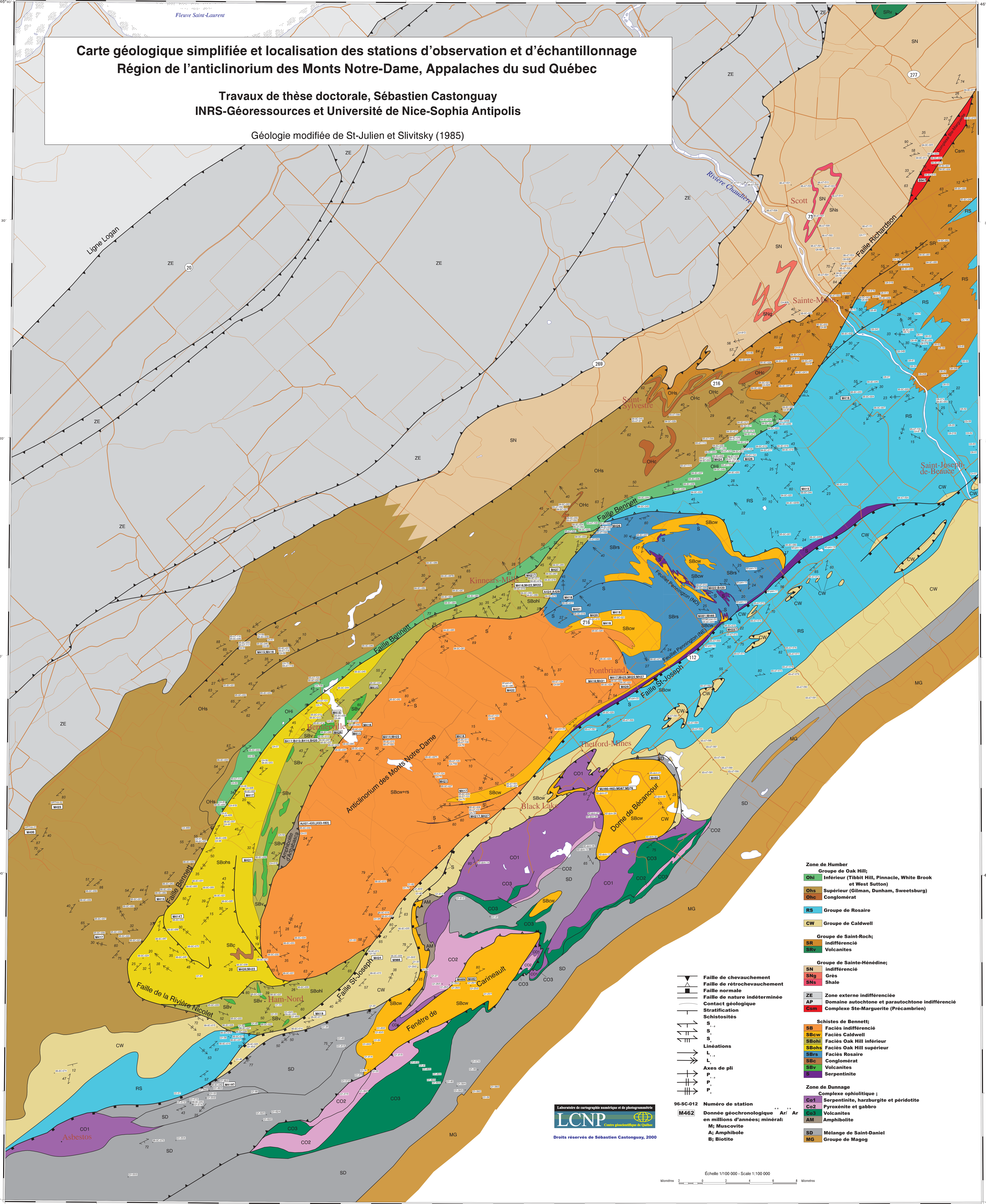
# de station	UTM E	UTM N
Q6-59	353007	5140327
Q6-59B	354290	5138885
Q6-61	356169	5131710
Q6-62	354949	5135048
Q6-62B	345880	5148030
Q6-63	352633	5140811
Q6-67	350397	5139448
Q6-67B	347125	5145480
Q6-67C	347581	5144884
Q6-68B	345816	5145101
Q6-68C	343639	5149344
Q6-69	346548	5144799
Q6-71	351088	5143458
Q6-72	346354	5144023
Q6-73	344523	5147018



Carte géologique simplifiée et localisation des stations d'observation et d'échantillonnage Région de l'anticlinorium des Monts Notre-Dame, Appalaches du sud Québec

Travaux de thèse doctorale, Sébastien Castonguay
INRS-Géoresources et Université de Nice-Sophia Antipolis

Géologie modifiée de St-Julien et Slivitsky (1985)



- Zone de Humber**
- OHc Groupe de Oak Hill;
 - OHh Inférieur (Tibbit Hill, Pinnacle, White Brook et West Sutton)
 - OHs Supérieur (Gilman, Dunham, Sweetsburg)
 - OHc Conglomérat
- RS** Groupe de Rosaire
- CW** Groupe de Caldwell
- Groupe de Saint-Roch;**
- SR Indifférencié
 - SRV Volcanites
- Groupe de Sainte-Hénédié;**
- SN Indifférencié
 - SNg Grès
 - SNs Shale
- ZE** Zone externe indifférenciée
- AP** Domaine autochtone et parautochtone indifférencié
- Csm** Complexe Ste-Marguerite (Précambrien)
- Schistosités**
- SB Faciès indifférencié
 - SBcw Faciès Caldwell
 - SBohi Faciès Oak Hill inférieur
 - SBohs Faciès Oak Hill supérieur
 - SBrs Faciès Rosaire
 - SBc Conglomérat
 - SBv Volcanites
 - S Serpentine
- Zone de Dunnage**
- Co1 Complexe ophiolitique ;
 - Co2 Serpentine, harzburgite et péridotite
 - Co3 Pyroxénite et gabbro
 - AM Amphibolite
 - SD Mélange de Saint-Daniel
 - MG Groupe de Magog

- Faïlle de chevauchement
 - Faïlle de rétrochevauchement
 - Faïlle normale
 - Faïlle de nature indéterminée
 - Contact géologique
 - Stratification
 - Schistosités
 - S₁
 - S₂
 - S₃
 - Linéations
 - L₁
 - L₂
 - Axes de pli
 - P₁
 - P₂
 - P₃
- 96-SC-012
M462
- Numéro de station
Donnée géochronologique Ar/Ar en millions d'années; minéral:
M; Muscovite
A; Amphibole
B; Biotite



Échelle 1/100 000 - Scale 1:100 000