

**Université du Québec
INRS Eau, Terre et Environnement**

**ÉVOLUTION STRUCTURALE ET DIAGÉNÉTIQUE
DES ÉCAILLES DE CARBONATES DE PLATE-FORME
DANS L'AVANT-PAYS DES APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC**

Par

Stephan Séjourné

Thèse présentée
pour l'obtention du grade de
Philosophiae doctor (Ph.D.)
en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	Denis Lavoie Commission Géologique du Canada (Québec)
Examineur externe	Jaume Vergés Consejo Superior de Investigaciones Cientificas Instituto de Ciencias de la Tierra « Jaume Almera » (Barcelone, Espagne)
Examineur externe	Daniel Lebel Commission Géologique du Canada (Ottawa)
Directeur de recherche	Michel Malo INRS Eau, Terre et Environnement
Codirectrice de recherche	Martine Savard Commission Géologique du Canada (Québec)

Résumé

Les écailles de carbonates de plate-forme imbriquées au front de l'orogène appalachien dans le sud du Québec, entre Drummondville et la frontière avec le Vermont, ont fait l'objet d'une étude géoscientifique multidisciplinaire pour mieux comprendre leur évolution tectonique et diagénétique et replacer cette évolution dans un contexte régional.

L'architecture générale du front orogénique – et des écailles en particulier – a été précisée par l'interprétation de lignes sismiques publiques et privées. La limite occidentale du front a été étendue en sous-surface et la structuration de la marge avant son inversion (géométrie en horsts et grabens, failles syn-sédimentaires) a été mise en évidence. L'interprétation sismique souligne aussi l'importance de la géométrie initiale du bassin dans la nature et la localisation des structures en contraction développées au cours de l'orogénie.

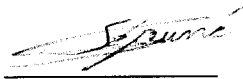
La déformation des écailles a été examinée en détail à l'échelle mésoscopique et microscopique dans les écailles affleurantes de Saint-Dominique et Philipsburg au Québec, et brièvement dans l'écaille de Highgate Springs au Vermont. Les résultats de cette étude ont permis de reconnaître une évolution structurale commune pour les trois écailles et de caractériser la nature de la déformation en relation avec les différentes lithologies. L'importance des plans de décollement est mise en évidence, en particulier dans l'écaille de Saint-Dominique où l'étude des veines parallèles au litage a, en outre, permis de mieux saisir l'évolution structurale d'une écaille dans laquelle l'essentiel des structures sont parallèles au front orogénique et n'offrent que peu de relations de recoupement. Enfin des failles normales pré-, syn- et post-imbrication sont aussi reconnues.

L'écaille de Saint-Dominique a été prise comme exemple pour illustrer la nature et l'évolution des fluides impliqués dans la cimentation des structures développées dans les écailles de carbonates. L'analyse diagénétique des ciments structuraux (ciments qui

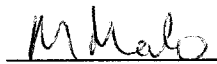
scellent les veines et les failles) et de leur encaissant carbonaté a montré que des fluides étrangers, d'origine bassinale et métamorphique, ont circulé dans les roches de l'écaïlle au cours de l'imbrication et que ces fluides se sont mélangés à l'eau de mer résiduelle encore présente dans les roches de l'écaïlle. L'imbrication a débuté en enfouissement et la surrection tectonique de l'écaïlle de Saint-Dominique s'est accompagnée d'une diminution de la température du système à mesure que précipitaient des ciments structuraux de plus en plus jeunes. Après la fin de l'imbrication, une longue période de quiescence et d'érosion a débuté au Dévonien et se poursuit jusqu'à l'Actuel, seulement interrompue au Mésozoïque par la mise en place d'intrusions magmatiques et par le développement de failles décrochantes parallèles au front orogénique.

L'ensemble de ces résultats ont enfin été intégrés aux données disponibles pour d'autres écaïlles (Saint-Flavien et Upton) et replacés dans le cadre tectonodiagénétique général de l'orogénie appalachienne dans le sud du Québec, avant d'être comparés à l'évolution tectonique et diagénétique des écaïlles imbriquées au front d'autres orogènes.

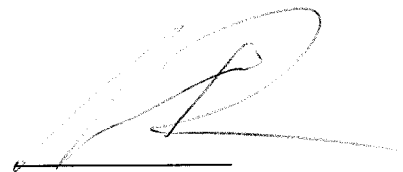
Finalement, la présente étude a permis de définir un ensemble de guides utiles à l'exploration pour les hydrocarbures dans le sud du Québec et dans des fronts orogéniques analogues.



Étudiant



Directeur



Codirectrice

Remerciements

*Avec tout son cheptel de monstres et d'humains...
Une foule en hâte se levant aux travées de l'Histoire.
(Amers, Saint-John Perse)*

La troisième personne est employée tout au long de cet ouvrage. Avant de commencer, j'emploie ici le *je* pour remercier personnellement et très sincèrement toutes les personnes qui m'ont aidé dans mes travaux.

En premier, mes remerciements vont à mes parents, Michel et Andréa Séjourné, et à ma femme Christine Sehrbrock, qui m'ont toujours encouragé et aidé à donner forme à mes idées et à ma passion. Bien qu'il ne soit pas de la famille, Alexis Leger trouve également sa place ici parce qu'il m'a accompagné de sa prose au cours de la rédaction de chacun des chapitres qui vont suivre.

Je tiens aussi à remercier mon directeur, Michel Malo, et ma codirectrice Martine Savard, pour leur assistance indéfectible, qui touchait parfois à l'abnégation. Il faut aussi souligner les remarquables contributions de nombreux collègues et néanmoins amis, dont les idées ou l'assistance sur le terrain m'ont beaucoup aidé à clarifier ma pensée et à considérer de nouvelles perspectives : Esther Asselin, Mona Baker, Jean Bédard, Rudolf Bertrand, Enrico Biscaro, Sébastien Castonguay, André Chagnon, Guoxiang Chi, Stéphane Faure, Patrice Gosselin, Bruce Hart, Yvon Héroux, William Kidd, Jonathan Kim, Donna Kirkwood, Gaëtan Lachambre, Denis Lavoie, Daniel Lebel, Jean-Sébastien Marcil, Andy McIntosh, Godfrey Nowlan, Michel Rheault, Osman Salad Hersi, Adam Schoonmaker, Glen Stockmal, Normand Tassé, Alain Tremblay et Joe Wallach.

Viennent ensuite les innombrables problèmes techniques, surmontés grâce à l'aide de Yuri Amelin pour l'analyse des isotopes du strontium, Rudolf Bertrand pour la pétrographie de la matière organique, Jean-Claude Bérubé pour la confection des lames minces, Guoxiang Chi pour l'interprétation des données d'inclusions fluides, Christine

Deblonde et Christine Laberge pour le matériel de terrain, Luce Dubé pour le dessin, Suzanne Dussault, Lise Michard et Normand Tassé pour l'administration et Marc Luzincourt pour l'analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène.

Tout au long de mes recherches j'ai bénéficié du soutien financier de l'INRS-ETE (bourse doctorale). Le support logistique et financier pour les travaux de terrain et de laboratoire a été assuré par l'INRS-ETE ainsi que par la Commission géologique du Canada dans le cadre du projet de Cartographie Nationale (Cartnat/Natmap). Une année sabbatique m'a été accordée au cours de mes recherches : Pour leur soutien et leur compréhension, je remercie particulièrement mon directeur Michel Malo et le directeur des programmes de l'INRS-ETE, Normand Tassé.

D'autres remerciements suivront à la fin des Chapitres 2, 3 et 4 pour honorer les contributions de chacun dans la réalisation des trois articles publiés dans le cadre de cette thèse.

Ami lecteur, je te souhaite autant de plaisir à critiquer cette thèse que j'en ai eu à l'écrire.

Table des matières

Résumé	iii
Remerciements	v
Table des matières	vii
Liste des appendices	x
Liste des figures	xi
Liste des tableaux	xiv
Chapitre 1 – Introduction	1
1.1) Problématique	1
1.2) Objectifs	3
1.3) Contribution à l'avancement des connaissances	5
1.3.1) Constat de départ et originalité de la démarche	5
1.3.2) Résultats	7
1.3.3) Contributions directes	8
1.3.4) Autres contributions	9
1.4) Cadre géologique général	10
1.4.1) Perspective et contexte géodynamique de l'orogène appalachien	10
1.4.2) L'orogène appalachien dans le sud du Québec et l'ouest de la Nouvelle-Angleterre	13
1.4.2.1) Structuration de l'orogène	13
1.4.2.2) Les unités stratigraphiques cambro-ordoviciennes et leur relation avec l'orogénie taconienne	16
1.4.2.2.1) Faciès proximaux	16
1.4.2.2.2) Faciès distaux	18
1.4.2.2.3) Faciès syn- à post-orogéniques	20
1.4.2.3) Évolution structurale du front orogénique	21
1.4.2.3.1) Définition de l'avant-pays	21
1.4.2.3.2) Extension et coulissage syn-taconiens	22
1.4.2.3.3) Inversion tectonique et sédimentation syn-orogénique	23
1.4.2.4) Les écailles de carbonates	25
1.4.2.5) Histoire diagénétique et thermique du front orogénique	26
1.4.2.6) Et après l'orogénie taconienne ?	29
1.5) Méthodologie	30
1.5.1) Travaux de terrain	30
1.5.2) Analyse microstructurale	32
1.5.3) Interprétation sismique	32
1.5.4) Étude diagénétique des ciments structuraux et de leur encaissant dans l'écaille de Saint-Dominique	34
1.5.4.1) Étude pétrographique	34
1.5.4.2) Protocoles analytiques pour l'analyse isotopique	35
1.5.4.2.1) Échantillonnage	35
1.5.4.2.2) Analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène	35
1.5.4.2.3) Analyse des isotopes du strontium	37
1.5.4.3) Protocoles de l'étude des inclusions fluides	38
1.5.4.3.1) Confection des lames minces et choix des assemblages d'inclusions fluides	38
1.5.4.3.2) Microthermométrie	39
1.5.4.3.3) Calculs et présentation des résultats	41

Chapitre 2 – Caractérisation sismique du front structural des Appalaches du sud du Québec	43
Résumé	44
Abstract	44
2.1) Introduction	45
2.2) Regional geological setting	46
2.3) Previous seismic studies	51
2.4) Data and methodology	52
2.5) Seismic expression of main stratigraphic units	54
2.5.1) Autochthonous domain	54
2.5.2) Parautochthonous and allochthonous domains	61
2.6) Structural styles	61
2.6.1) Extensional structures	61
2.6.2) Contractional structures	66
2.7) Discussion	68
2.7.1) Western limit of parautochthonous domain	68
2.7.2) Implications for hydrocarbon exploration	69
2.8) Conclusion	70
2.9) Acknowledgements	71
Chapitre 3 – Déformation pré-, syn- et post-imbrication des écaïlles de carbonates imbriquées le long du front orogénique – Implications pour l’exploration pétrolière	73
Résumé	74
Abstract	75
3.1) Introduction	75
3.2) Regional tectonostratigraphic setting	79
3.3) Saint-Dominique and Highgate Springs slices	84
3.3.1) Tectonostratigraphic setting	84
3.3.2) Structural analysis	85
3.3.3) Criteria for establishing the structural evolution of the Saint-Dominique slice	93
3.4) Philipsburg slice	95
3.4.1) Tectonostratigraphic setting	95
3.4.2) Structural analysis	96
3.4.2.1) Logan’s Line	96
3.4.2.2) Internal structure of the slice	97
3.4.2.3) Stanbridge Thrust and Northern Frontal Thrust	99
3.4.2.4) Morgan’s Corner Fault	105
3.5) Discussion	109
3.5.1) Structural evolution of the carbonate slices	109
3.5.2) Implications for hydrocarbon exploration	112
3.6) Conclusion	113
3.7) Acknowledgements	114
Chapitre 4 – Origine et signification régionale des veines parallèles au litage	115
Résumé	116
Abstract	117
4.1) Introduction	117
4.2) Regional setting	120
4.3) Methodology	122
4.4) Structural analysis	129
4.4.1) Main structural characteristics of Saint-Dominique slice	129
4.4.2) Bedding parallel veins	133
4.4.2.1) Outcrop-scale characteristics	133
4.4.2.2) Microstructural features	135
4.4.2.3) Significance of BPV	140
4.5) Geochemical analysis	141
4.5.1) Host rock, faults and non-bedding parallel veins	141

4.5.2) BPV cements	144
4.5.3) Interpretation of geochemical data	147
4.6) Conclusion	149
4.7) Acknowledgments	150
Chapitre 5 – Évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique	151
5.1) Introduction	151
5.2) Nature des phases étudiées	152
5.2.1) Pétrographie des microsparites et des microdolomites de l'encaissant	152
5.2.2) Familles structurales	154
5.2.3) Pétrographie des ciments structuraux	156
5.3) Géochimie isotopique des phases marines ou précoces de l'encaissant	164
5.4) Ciments structuraux	169
5.4.1) Inclusions fluides	169
5.4.2) Géochimie isotopique	174
5.4.2.1) Ciments calcitiques	174
5.4.2.2) Ciments dolomitiques	178
5.4.2.3) Tendances évolutives des rapports isotopiques	179
5.5) Interprétation des résultats de l'analyse diagénétique et intégration à l'histoire structurale de l'écaille de Saint-Dominique	181
5.5.1) Microsparites de l'encaissant	181
5.5.2) Ciments structuraux	187
5.5.2.1) Influence des différents fluides sur les caractéristiques géochimiques des ciments structuraux	187
5.5.2.2) Évolution thermique et profondeur d'enfouissement de l'écaille	192
5.5.2.3) Régimes de circulation des fluides au sein de l'écaille	196
5.5.3) Cadre régional de l'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique	199
5.6) Conclusion	202
Chapitre 6 – L'évolution des écailles de carbonates imbriquées au front des Appalaches du sud du Québec : Synthèse et conclusion	205
6.1) Introduction	205
6.2) Évolution structurale et diagénétique des écailles de carbonates dans le sud du Québec sur la base des résultats de la présente étude	206
6.2.1) Évolution pré-orogénique	206
6.2.1.1) Structure	206
6.2.1.2) Diagenèse	207
6.2.2) Évolution syn-orogénique	212
6.2.2.1) Structure	212
6.2.2.2) Diagenèse	216
6.2.3) Évolution post-taconienne	217
6.2.3.1) Structure	217
6.2.3.2) Diagenèse	218
6.3) Représentativité de la région d'étude	219
6.4) Comparaison avec d'autres fronts orogéniques	220
6.4.1) Considérations générales	220
6.4.2) Comparaison avec les massifs subalpins français	224
6.4.3) Comparaison avec les Ardennes	229
6.5) Conclusion générale	234
Références bibliographiques	239
Appendices	275

Liste des appendices

Appendice A1 : Localisation des échantillons sélectionnés pour l'analyse diagénétique dans l'écaille de Saint-Dominique	277
Appendice A2 : Caractéristiques principales des lignes sismiques étudiées et identification des puits associés	283
Appendice A3 : Résultats de l'analyse des isotopes stables des ciments de l'encaissant, des veines et des failles de l'écaille de Saint-Dominique	287
Appendice A4 : Résultats de l'analyse des isotopes du strontium des ciments de l'encaissant, des veines et des failles de l'écaille de Saint-Dominique	293
Appendice A5 : Compilation des observations microthermométriques réalisées sur les inclusions fluides des ciments structuraux échantillonnés dans l'écaille de Saint-Dominique	297

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1.1 :	Carte géologique simplifiée des Appalaches du Nord, secteurs du Québec, de la Nouvelle-Angleterre et du Nouveau-Brunswick	2
Figure 1.2 :	Carte de la région d'étude	4
Figure 1.3 :	Orogène appalachien du Mexique au Canada	11
Figure 1.4 :	Carte structurale du sud du Québec	14
Figure 1.5 :	Carte lithostratigraphique du sud du Québec	17
Figure 1.6 :	Colonne stratigraphique schématique des principales unités présentes au front des Appalaches du sud du Québec	19
Figure 1.7 :	Coupe schématique de l'écaille de Saint-Flavien	27
Figure 1.8 :	Localisation des lignes sismiques et des forages utilisés	33

Chapitre 2

Figure 2.1 :	Map of main tectonostratigraphic units of Southern Quebec, with location of the study area and MRNQ seismic lines	47
Figure 2.2 :	Schematic stratigraphic column and tectonic units of the autochthonous, parautochthonous and allochthonous domains in the study area	48
Figure 2.3 :	Simplified geologic map of the study area with location of wells and seismic lines	49
Figure 2.4 :	Normal polarity synthetic seismograms	53
Figure 2.5 :	Migrated, multifold seismic line BHP Q-118	55
Figure 2.6 :	Migrated, multifold seismic line BHP Q-114	56
Figure 2.7 :	Migrated, multifold seismic line Bow Valley 89-TQ-D04/D26	58
Figure 2.8 :	Migrated, multifold seismic line Bow Valley 89-TQ-D01	59
Figure 2.9 :	Migrated, multifold seismic line BHP Q-127	60
Figure 2.10 :	Basement-involved normal faults trace, as seen on Grenvillian basement top, superimposed onto surface geology domains and seismic lines	63
Figure 2.11 :	Various cases of growth faulting events	64
Figure 2.12 :	Portion of stack seismic section for line Q-118 showing overlap of platform reflections within a fault zone in the autochthonous domain	65
Figure 2.13 :	Segment of migrated seismic line Q-127 showing apparent overlap of near-horizontal platform reflections in fault zones in the autochthonous domain and possible thrust fault interpretation	66

Chapitre 3

Figure 3.1 :	General location of the study area	76
Figure 3.2 :	Map of main tectonostratigraphic units of southern Québec and location of the studied carbonate slices	78
Figure 3.3 :	Schematic stratigraphic column of the autochthonous, parautochthonous and allochthonous domains in the study area	80
Figure 3.4 :	Simplified geologic maps and cross-section of Philipsburg slice and its surroundings	82
Figure 3.5 :	Simplified geologic map and cross-section of Saint-Dominique slice and its surroundings	86
Figure 3.6 :	Field photographs of structural features in the Highgate Springs Thrust south-east of Swanton (Vermont)	87
Figure 3.7 :	Cross-sections assembled from field sketches illustrating lithological controls on structural styles in the Saint-Dominique slice	89
Figure 3.8 :	Stereographic projection of the main structural features in the Saint-Dominique slice	90

Figure 3.9 :	Field photographs of structural features in the Saint-Dominique slice	92
Figure 3.10 :	Relative chronology of main structural features in Saint-Dominique slice	93
Figure 3.11 :	Field photograph of structural features in the Philipsburg slice	97
Figure 3.12 :	Stereographic projection of the orientation of main structural features in the Philipsburg slice	98
Figure 3.13 :	Relative chronology of main structural features in the Philipsburg slice	101
Figure 3.14 :	Field photographs of structural features in the Philipsburg slice	102
Figure 3.15 :	Sequence of faulting in the northern termination of the Philipsburg slice inferred from cross-cutting relationships	104
Figure 3.16 :	Morgan's Corner Fault at Morgan's Corner	106
Figure 3.17 :	Schematic model for the final geometry of the Morgan's Corner Fault and spatial coincidence between Morgan's Corner Fault and a subsurface normal fault	108

Chapitre 4

Figure 4.1 :	General location map, map of main tectonostratigraphic units of southern Québec, simplified geological map of the study area and cross-section showing the four tectonostratigraphic units immediately north of the area under study	119
Figure 4.2 :	Schematic stratigraphic column of the autochthonous domain in the St. Lawrence Lowlands, and the parautochthonous and allochthonous domains in the study area	121
Figure 4.3 :	Structural cross-section of the two main studied outcrops	128
Figure 4.4 :	Attitude of main structural features	130
Figure 4.5 :	Photographs of structural features in the Saint-Dominique slice	131
Figure 4.6 :	Temporal evolution of main structural features in the Saint-Dominique area	132
Figure 4.7 :	Photographs and schematic sections of structural features in the Saint-Dominique slice	134
Figure 4.8 :	Photographs, microphotographs and schematic section of bedding parallel veins	137
Figure 4.9 :	Microphotographs and schematic section of a bedding parallel vein	139
Figure 4.10 :	Schematic section summarizing most of the possible microscopic crosscutting relationships within a bedding parallel vein	140
Figure 4.11 :	Compilation of marine calcite isotopic values from the literature, and isotopic ratios for microsparitic cements	142
Figure 4.12 :	Isotopic ratios obtained for calcite cements from faults and front parallel veins	143
Figure 4.13 :	Isotopic values of structural calcite cements	143
Figure 4.14 :	Isotopic values of laminated and massive bedding parallel vein calcite cements	144
Figure 4.15 :	Variations in the isotopic ratios of bedding parallel veins calcite	146
Figure 4.16 :	Evolution of geochemical characteristics with relative timing of structural cements, as based on macro- and microscopic crosscutting relationships	148

Chapitre 5

Figure 5.1 :	Microphotographies de ciments structuraux échantillonnés dans l'écaïlle de Saint-Dominique	155
Figure 5.2 :	Relation chronologique entre les principales familles structurales	157
Figure 5.3 :	Microphotographies de ciments structuraux échantillonnés dans l'écaïlle de Saint-Dominique	158
Figure 5.4 :	Microphotographies de ciments structuraux échantillonnés dans l'écaïlle de Saint-Dominique	160
Figure 5.5 :	Microphotographies de ciments structuraux échantillonnés dans l'écaïlle de Saint-Dominique	162
Figure 5.6 :	Relations chronologiques relatives entre les principaux éléments pétrographiques au sein des familles structurales étudiées	163
Figure 5.7 :	Rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone pour les calcites marines et les ciments dolomitiques précoces publiés dans la littérature, et pour les encaissants microsparitiques échantillonnés à proximité des structures dans l'écaïlle de Saint-Dominique	165
Figure 5.8 :	Rapports isotopiques de l'oxygène et le strontium pour les calcites marines et les ciments dolomitiques précoces publiés dans la littérature, et pour les encaissants microsparitiques échantillonnés à proximité des structures dans	

	l'écaille de Saint-Dominique	166
Figure 5.9 :	Distribution des températures d'homogénéisation mesurées et des salinités calculées pour les cristaux contemporains de quartz et de calcite de deux échantillons de fentes de tension	170
Figure 5.10 :	Distribution des températures d'homogénéisation mesurées pour dix échantillons de ciments structuraux des groupes de Beekmantown et Trenton	171
Figure 5.11 :	Distribution des températures d'homogénéisation mesurées et des salinités calculées pour dix échantillons de ciments structuraux des groupes de Beekmantown et Trenton	172
Figure 5.12 :	Rapports des isotopes stables de l'oxygène et du carbone pour les ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique et le champ des ciments microsparitiques de l'encaissant pour les groupes stratigraphiques correspondants	175
Figure 5.13 :	Comparaison des rapports isotopiques pour l'oxygène et le carbone des ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique	176
Figure 5.14 :	Rapports isotopiques de l'oxygène et du strontium pour les ciments de l'écaille de Saint-Dominique, accompagnés des champs publiés pour les ciments marins ou précoces pour les groupes stratigraphiques correspondants	177
Figure 5.15 :	Tendance évolutive des isotopes stables des ciments structuraux, telle que Révélée par les relations de recoupement observées à l'échelle structurale ou microstructurale	179
Figure 5.16 :	Rapports isotopiques du strontium pour les ciments structuraux et leurs encaissants pour l'écaille de Saint-Dominique, ainsi que les champs publiés pour les groupes stratigraphiques correspondants	180
Figure 5.17 :	Caractéristiques isotopiques des eaux parentes des ciments analysés	184
Figure 5.18 :	Détail de l'écaille de Saint-Dominique illustrant la synthèse de l'évolution tectonodiagénétique des roches de l'écaille	188
Chapitre 6		
Figure 6.1 :	Schéma illustrant l'évolution structurale d'une écaille de carbonates de plate-forme imbriquée au front des Appalaches du sud du Québec	208
Figure 6.2 :	Schéma illustrant le détail de l'évolution structurale et de la circulation des fluides au sein d'une écaille de carbonates de plate-forme imbriquée au front des Appalaches du sud du Québec	213
Figure 6.3 :	Schémas illustrant les failles syn-sédimentaires et leur déformation dans les massifs subalpins français	226
Figure 6.4 :	Schémas illustrant la déformation des failles antérieures au plissement dans les massifs subalpins français, et leur influence sur le développement des synclinaux	227
Figure 6.5 :	Double courbure d'une faille en transtension après deux phases de plissement	228
Figure 6.6 :	Coupe schématique à travers le front varisque des Ardennes	229

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1 : Salinité calculée à partir de différentes équations pour un assemblage d'inclusions fluides donné	41
---	----

Chapitre 3

Table 3.1 : Inventory of structural features linked with the different tectonic regimes documented in Saint-Dominique slice, and sorted by lithostructural units	91
Table 3.2 : Inventory of structural features documented in Philipsburg slice, sorted by lithostructural units	100

Chapitre 4

Table 4.1 : Petrographic characteristics of structural cements and host rock in the Saint-Dominique slice	123
Table 4.2 : Isotopic results and location of samples	125

Chapitre 5

Tableau 5.1 : Caractéristiques pétrographiques des ciments structuraux et de leur encaissant dans l'écaille de Saint-Dominique	153
Tableau 5.2 : Compilation des rapports isotopiques de référence publiés aux échelles mondiale et régionale	167
Tableau 5.3 : Compilation des principales caractéristiques des quatre fluides identifiés à partir de l'étude microthermométrique et de géochimie isotopique	186
Tableau 5.4 : Estimation de la profondeur à laquelle certains ciments structuraux se sont développés dans l'écaille de Saint-Dominique	194

Chapitre 6

Tableau 6.1 : Compilation des principales caractéristiques structurales pré-orogéniques et de leurs conséquences sur la tectonique de couverture dans quatre fronts orogéniques, et comparaison avec la région d'étude	223
Tableau 6.2 : Comparaison de l'évolution diagénétique des fronts varisque et appalachien (écailles de carbonates et avant-pays autochtone)	230

Chapitre 1

Introduction

*La terre vaste à mon désir, et qui en posera les limites ce soir ?
(Anabase, Saint-John Perse)*

1.1) Problématique

Le front structural des Appalaches du sud du Québec (Fig. 1.1) représente un sujet d'étude de choix pour comprendre les relations qui existent entre un bassin non-inversé à l'avant d'une chaîne de montagnes et la partie externe de celle-ci. En particulier, les écailles de roches carbonatées arrachées à la plate-forme et imbriquées avec les nappes et les flyschs syn-orogéniques possèdent une histoire diagénétique et tectonique très riche, qui permet notamment d'étudier la propagation de la déformation au front de l'orogène et la circulation des fluides à travers les zones d'avant-pays. En outre, les minéralisations de type Mississippi Valley et les réservoirs d'hydrocarbures sont souvent associés à la migration de ces fluides. L'enjeu du développement économique de la région d'étude s'inscrit donc en filigrane derrière l'intérêt scientifique de la présente recherche.

Pourtant, et en dépit d'importantes avancées dans la compréhension générale des fronts orogéniques ces dernières décennies (géométrie, séquence de propagation des chevauchements, diagenèse et circulation des fluides le long des chevauchements), le front appalachien du Québec est encore largement méconnu. Le manque d'affleurements, la difficulté des corrélations stratigraphiques avec le domaine autochtone ou avec les équivalents latéraux de Nouvelle-Angleterre, ainsi que le peu d'exploration menée par l'industrie pétrolière dans la région sont les principaux facteurs qui font obstacle à l'élaboration d'une vision synthétique de son évolution diagénétique et structurale. Les écailles de carbonates de plate-forme ont été particulièrement peu étudiées au cours des dernières décennies. Ainsi en dehors de quelques études ponctuelles (Beaupré, 1975;

Prichonnet et Raynal, 1977; Paradis et Faure, 1994; Chalaron et Malo, 1998; Séjourné, 2000; Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003), la compréhension de la structure de ces écailles est encore largement tributaire de la comparaison avec des équivalents dans d'autres parties de l'orogène, en particulier avec les Appalaches de Terre-Neuve, voire avec d'autres orogènes, notamment les Foothills de l'Alberta. Malheureusement les modes d'investigation et les concepts développés ailleurs ne peuvent pas toujours prendre en compte les spécificités propres au front de l'orogène appalachien au Québec (Washington, 2005). En particulier, la géométrie en demi-grabens de la plate-forme du Saint-Laurent et du socle grenvillien sous-jacent complique les relations stratigraphiques et peut avoir exercé une influence sur le développement ultérieur des structures compressives.

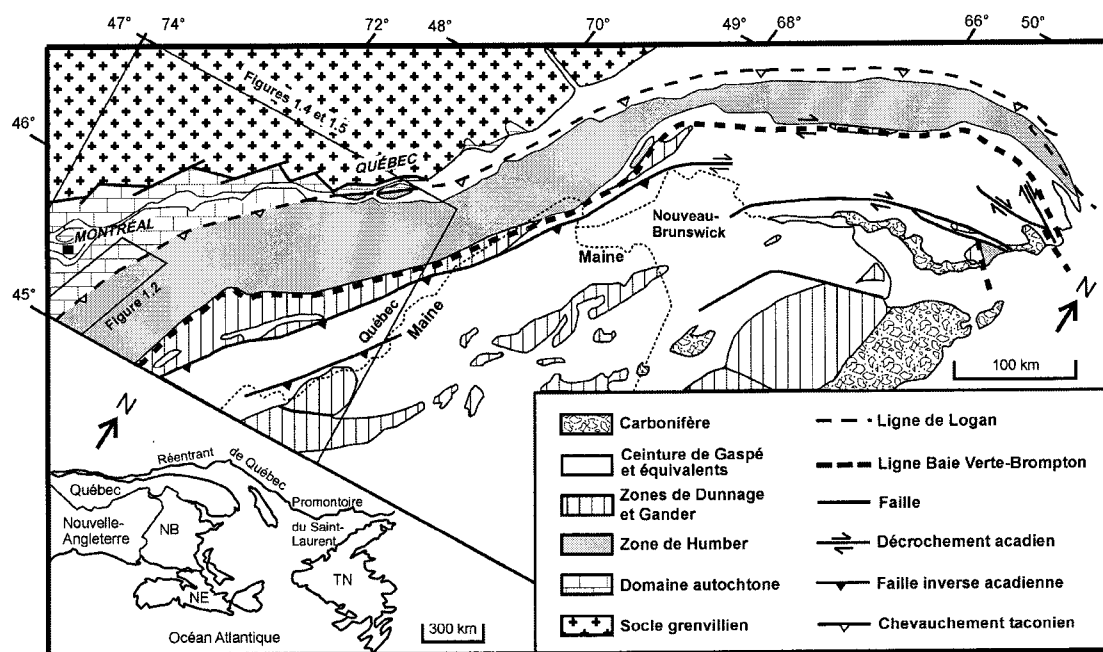


Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée des Appalaches du Nord, secteurs du Québec, de la Nouvelle-Angleterre et du Nouveau-Brunswick. NB : Nouveau-Brunswick, NE : Nouvelle-Ecosse, TN : Terre-Neuve. Modifié de Malo (2004).

L'ouverture de l'Océan Atlantique au Mésozoïque a pu aussi réactiver certaines structures appalachiennes et compliquer leur interprétation. Par ailleurs, les conclusions des travaux très minutieux qui ont été réalisés dans les nappes externes et les écailles de plate-forme

dans les années soixante-dix (St-Julien et Hubert, 1975; Prichonnet et Raynal, 1977) méritent d'être complétées et ré-évaluées à la lumière des nouvelles données de sismique réflexion rendues publiques, et des concepts modernes de la géologie structurale et de la géodynamique de la chaîne appalachienne. Le front structural de l'orogène dans le sud du Québec a aussi fait l'objet d'un nombre très restreint d'études sismiques publiques, toutes localisées au nord de Drummondville (St-Julien *et al.*, 1983; Laroche, 1983; Dietrich *et al.*, 2001; Malo *et al.*, 2001b; Castonguay *et al.*, 2001, 2003a, 2003b), alors que la plupart des profils sismiques existants sont encore du domaine privé et la propriété de l'industrie. Le manque d'affleurements rend pourtant un tel outil incontournable pour déterminer le style structural de la région. Enfin, les conditions diagénétiques qui ont prévalu lors de l'imbrication des écailles de carbonates ont reçu très peu d'attention à ce jour (Paradis et Lavoie, 1996; Yang et Hesse, 1991, 1993; Bertrand *et al.*, 2003; Paradis *et al.*, 2004). Une meilleure connaissance de la nature et de l'origine des fluides qui ont circulé au sein des écailles aiderait pourtant à mieux appréhender les facteurs contrôlant la circulation des fluides au front de l'orogène (failles majeures, fracturation, porosité). Du point de vue économique aussi, le récent regain d'intérêt de l'industrie pétrolière pour l'est du Canada et les difficultés rencontrées dans l'exploitation des réservoirs existants créent un besoin pressant pour l'élaboration de nouveaux concepts d'exploration (Béland et Morin, 2000).

1.2) Objectifs

Le but de la présente étude est de parvenir à une meilleure compréhension des écailles de carbonates imbriquées au front structural des Appalaches du Québec au sud de Drummondville (Fig. 1.2). La continuité des structures de part et d'autre de la frontière avec le Vermont requiert aussi d'examiner brièvement les écailles connues dans le nord-ouest de cet État.

La nature complexe du front orogénique et le manque d'affleurements imposent une approche pluridisciplinaire de l'objet d'étude. Dans un premier temps, l'interprétation de lignes sismiques non encore publiées permettra de définir la structure du front en

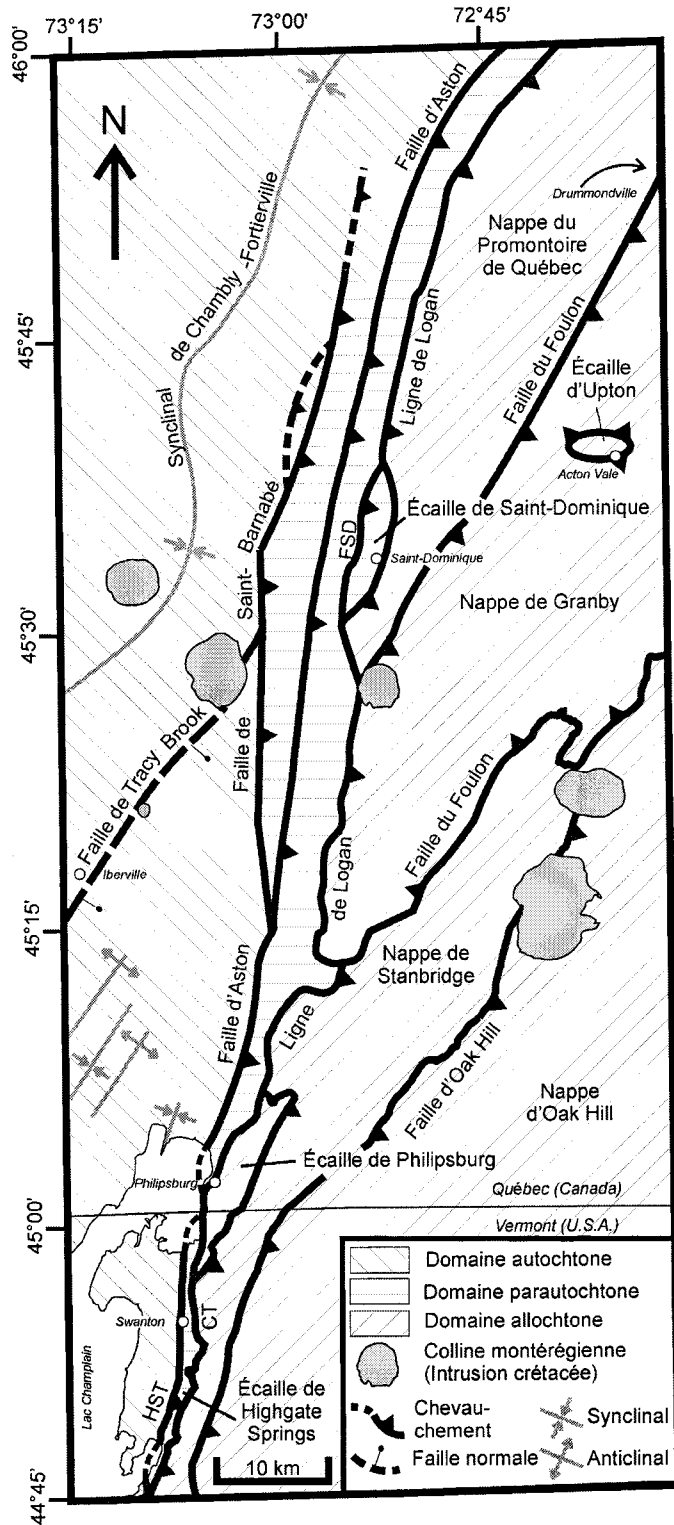


Figure 1.2 : Carte de la région d'étude, adaptée de Clark (1964a, 1964b, 1964c), Globensky (1987), Haschke (1994), Doll *et al.* (1961). FSD : Faille de Saint-Dominique, HST : Highgate Springs Thrust, CT : Champlain Thrust.

profondeur. Cette étude devra mettre en évidence les caractéristiques structurales de la région d'étude, la relation avec l'avant-pays, et aidera à avoir une vue globale de la tectonique le long de la Ligne de Logan, une faille majeure des Appalaches du Québec. Les structures observables à l'affleurement dans les écailles de Saint-Dominique et Philipsburg (et, dans une moindre mesure, Highgate Springs) feront ensuite l'objet d'une étude approfondie afin d'identifier les différentes familles d'éléments structuraux qui caractérisent les écailles, ainsi que leur style et leur évolution structurale. Ces caractéristiques seront confrontées au cadre tectonostratigraphique régional et aux conclusions de l'interprétation sismique. Finalement, les ciments recueillis au sein des structures étudiées dans l'écaille de Saint-Dominique (failles et veines) feront l'objet d'une analyse diagénétique (pétrographie, isotopes du carbone, de l'oxygène et du strontium, inclusions fluides) dans le but de déterminer la chronologie relative des ciments ainsi que la nature, l'origine, et l'évolution des fluides syn-tectoniques. Ceci permettra de mieux comprendre les conditions (température, nature et régimes de circulation des fluides) qui prévalaient lors du développement des principales structures.

La combinaison de ces trois approches est un point majeur de la présente recherche, qui aspire ainsi à montrer la pertinence de l'interdisciplinarité et la nécessité d'une telle démarche pour mieux comprendre des structures complexes, qui ne peuvent être appréhendées par la seule transposition de modèles développés pour d'autres orogènes.

1.3) Contribution à l'avancement des connaissances

1.3.1) Constat de départ et originalité de la démarche

D'importantes avancées ont été réalisées dans la compréhension de la géométrie des fronts orogéniques de part le monde ces dernières décennies, qu'il s'agisse de la typologie des différents fronts (Morley, 1986; Vann *et al.*, 1986), de la relation entre la morphologie du socle et la tectonique de couverture (McClay et Buchanan, 1992), de la reconnaissance des zones triangulaires (Jones, 1996), ou de la séquence de propagation des chevauchements (Butler et McCaffrey, 2005), entre autres caractéristiques.

Ces conceptions nouvelles appelaient une révision des conclusions des travaux antérieurs dans la région d'étude. En particulier, la géométrie complexe du front structural des Appalaches du sud du Québec a longtemps été ignorée, en grande partie à cause de la rareté des données disponibles (données de surface, de forages et géophysiques). En outre les quelques études ponctuelles consacrées au front orogénique ne donnaient pas une vision synthétique de la région d'étude ni ne permettaient son intégration au reste de l'orogène, notamment au front structural tel qu'il est compris à Terre-Neuve et en Nouvelle-Angleterre.

En parallèle, l'influence de la déformation sur la circulation des fluides commence tout juste à être reconnue au front de différents orogènes (revue dans Roure *et al.*, 2005). Si le rôle des chevauchements majeurs a retenu l'essentiel de l'attention jusqu'à tout récemment (Ge et Garven, 1994; Hodgkins et Stewart, 1994; Travé *et al.*, 2000; Moretti *et al.*, 2002), des études de détail commencent à souligner l'importance et la complexité de la circulation des fluides syn-orogéniques au sein des terrigènes (Travé *et al.*, 1998a, 1998b) et des carbonates (Swennen *et al.*, 2003). Le front appalachien a encore très peu retenu l'attention, et les rares études qui lui ont été consacrées sont restreintes à un type d'analyse en particulier, soit les isotopes stables (Dunne *et al.*, 1994) ou les inclusions fluides (Tillman et Barnes, 1983; Foreman et Dunne, 1991). Dewever *et al.* (2006) et Smith et Wiltschko (1996) ont montré les limites de ces outils quand ils ne sont pas intégrés à une étude diagénétique et tectonique exhaustive comme c'est le cas ici. Dans le contexte tectonostratigraphique propre au front appalachien dans le sud du Québec, une seule étude à ce jour a permis d'établir la relation entre l'histoire diagénétique d'une écaille de carbonates et l'évolution structurale du front orogénique (écaille de Saint-Flavien; Bertrand *et al.*, 2003).

La présente recherche s'est donc attachée à mieux définir les écailles de carbonates de la région d'étude en tirant parti de la plus grande variété de données possible. L'originalité de la recherche réside principalement dans la combinaison de trois disciplines qui s'intéressent à des objets de natures et de dimensions très différentes : l'interprétation

sismique, l'analyse structurale et l'analyse diagénétique. L'intégration des observations ainsi obtenues met en évidence la pertinence d'une telle démarche pour mieux comprendre des structures complexes, mal documentées et qui ne peuvent être correctement interprétées par la simple transposition de modèles développés pour d'autres orogènes.

1.3.2) Résultats

In fine, les travaux ont conduit à une meilleure compréhension de l'évolution structurale et diagénétique des écailles de carbonates imbriquées au front des Appalaches du Québec. L'interprétation des lignes sismiques (Chapitre 2) a ainsi révélé la géométrie d'ensemble du front orogénique et a mis en lumière l'influence des structures d'extension pré-imbrication dans l'édification de l'architecture finale de la région d'étude. Les observations sur le terrain (Chapitre 3) ont permis de caractériser le style structural en compression des écailles de carbonates et de confirmer l'existence et l'influence des structures d'extension pré-imbrication, en accord avec les données sismiques. Des structures d'extension tardi-imbrication ont également été révélées à cette occasion, en particulier un épisode décrochant nord-sud tardif. Une attention particulière a été portée aux veines parallèles au litage (Chapitre 4), afin de souligner le rôle de ces structures dans l'évolution des écailles ainsi que leur importance pour aider le géologue à comprendre cette évolution. Finalement, l'écaille de Saint-Dominique a été prise comme exemple pour établir la chronologie relative des ciments structuraux (ciments qui scellent les veines et les failles) ainsi que la nature, l'origine et l'évolution des fluides impliqués lors de la déformation d'une écaille de carbonate au front de l'orogène (Chapitre 5). En se fondant sur un modèle tectonique solide de la plus grande à la plus petite échelle et en intégrant les résultats de l'analyse diagénétique, il a ainsi été possible de mieux comprendre les conditions qui prévalaient lors du développement des principales structures, de replacer l'histoire tectonodiagénétique des écailles de carbonates dans leur cadre régional, et de mesurer l'intérêt du front appalachien dans le sud du Québec pour mieux comprendre l'évolution d'autres fronts orogéniques (Chapitre 6). L'ensemble de

ces résultats a en outre permis de proposer des pistes pour mieux comprendre la nature et la géométrie des réservoirs potentiels en hydrocarbures dans la région.

1.3.3) Contributions directes

Les travaux détaillés dans le présent ouvrage font partie intégrante de la recherche doctorale de l'auteur. L'essentiel de ces travaux a été publié sous forme d'articles scientifiques en collaboration avec des coauteurs. Si ces derniers ont grandement participé à la formation scientifique de l'auteur et à la maturation de ses réflexions, il convient à présent de détailler la contribution directe de celui-ci. Ainsi l'auteur est directement responsable de la sélection des lignes sismiques et des données de forage, du traitement des diagraphies (construction de sismogrammes synthétiques), de la conduite des travaux de terrain (planification, observations, mesures, échantillonnage), de l'analyse pétrographique (microscopie conventionnelle et cathodoluminescence), de la sélection et de la préparation des échantillons en vue de leur analyse isotopique, ainsi que de l'analyse des inclusions fluides. L'auteur est également responsable du traitement de l'ensemble des résultats et des interprétations et conclusions énoncées dans cet ouvrage.

En revanche, plusieurs collaborateurs ont été impliqués à différents stades des analyses. Ainsi le retraitement des lignes sismiques a été effectué par James Dietrich dans les laboratoires de la Commission géologique du Canada (CGC-Calgary), l'analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène a été effectuée par Marc Luzincourt (CGC-Québec) et l'analyse des isotopes du strontium par Yuri Amelin (CGC-Ottawa).

Par ailleurs, une partie des données structurales et pétrographiques ainsi que l'ensemble des analyses isotopiques (carbone et oxygène) qui sont présentées au Chapitre 4 ont été obtenues dans le cadre du projet de maîtrise de l'auteur (Séjourné, 2000). Cette recherche portait sur la nature des mécanismes responsables de l'ouverture des veines parallèles au litage dans l'écaille de Saint-Dominique. L'usage qui est fait de ces données dans la présente étude est en revanche inédit, puisqu'il porte sur le rôle et l'importance de telles

structures dans l'évolution de l'écaille. Dans le cadre de la recherche doctorale, des travaux de terrain et d'analyse structurale supplémentaires ont été nécessaires pour mieux documenter l'histoire structurale et la relation entre les veines parallèles au litage et les autres structures.

Les résultats de l'ensemble de ces recherches ont fait l'objet de trois publications dans des revues avec comité de lecture (Séjourné *et al.*, 2003; Séjourné *et al.*, 2005; Séjourné et Malo, *sous presse*), ainsi que deux publications dans la collection Recherches en Cours de la CGC (Séjourné et Malo, 2001a; Séjourné *et al.*, 2002a). Plusieurs communications orales ont également été présentées à l'occasion de congrès en Amérique du Nord, afin de rejoindre un public aussi étendu que possible (Séjourné et Malo 2002a; Séjourné *et al.*, 2002b; Séjourné et Malo, 2003). Dans tous les cas, les coauteurs ont largement contribué à l'élaboration et à la clarté des résultats énoncés, mais l'auteur assume l'entière responsabilité du contenu scientifique de cette thèse (collecte, compilation et traitement des données, interprétations et conclusions).

1.3.4) Autres contributions

Cette recherche était intégrée au projet des Ponts Géologiques (Cartographie Nationale, CARTNAT) de la Commission Géologique du Canada, et plusieurs communications écrites et orales ainsi que des excursions thématiques ont vu le jour à cette occasion, qui ont favorisé les échanges avec les chercheurs et intervenants de l'industrie au Canada (Séjourné et Malo, 2001b, 2001c; Castonguay *et al.*, 2003a, 2003b). La progression des travaux a aussi fait l'objet de présentations orales au cours des Journées Sciences de la Terre, le programme de conférences étudiantes conjoint INRS-ETE/Université Laval (Séjourné et Malo, 2002b; Séjourné *et al.*, 2002c), ainsi que dans le cadre du cycle de conférences hebdomadaires organisé par l'Université du Québec à Montréal à l'automne 2004. Les observations réalisées sur le terrain dans l'écaille de Philipsburg ont été compilées et intégrées à la base de données géoréférencée Sigeom, disponible en ligne sur le site internet du Ministère des ressources naturelles et de la Faune du Québec

(MRNFQ), sous la rubrique « Affleurement de géofiche » (http://sigeom.mrnfp.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?I=f; carte numéro 31H03 au 1 : 50 000, sous les initiales de géologue « BS » pour Mona Baker, assistante de terrain, et Stephan Séjourné). Certains résultats ont aussi été exploités par le professeur Bruce Hart dans le cadre d'un cours d'introduction à la sismique au département de géologie à l'université McGill. Les implications pour l'exploration des hydrocarbures, telles que développées dans cette thèse, ont aussi influencé la communauté scientifique et le secteur privé. En particulier, la publication tirée du Chapitre 2 (Séjourné *et al.*, 2003) a suscité des échanges avec différents intervenants du secteur de l'exploration pétrolière au Québec (Marcil *et al.*, 2006) et au Vermont (Becker *et al.*, 2006) ainsi qu'avec le MRNFQ (Thériault et Laliberté, 2006). Enfin, mettant à profit le savoir-faire développé pour cette recherche, il a aussi été possible de réaliser trois rapports confidentiels sur la géologie de surface et la sismique dans le domaine autochtone en avant de la zone d'étude en collaboration avec la compagnie MIR Télédétection (Séjourné et Malo, 2002c, 2002d, 2002e). Là encore, les résultats de ces travaux ont permis de mieux définir certaines cibles pour la prospection des hydrocarbures, telles les pièges structuraux développés dans l'avant-pays à l'ouest de la Faille d'Aston (Rhéault *et al.*, 2002, 2003; Wallach *et al.*, 2003; Séjourné *et al.*, 2006).

1.4) Cadre géologique général

1.4.1) Perspective et contexte géodynamique de l'orogène appalachien

Les Appalaches ont été le siège d'importantes découvertes depuis le début du siècle précédent. De nombreux concepts tectoniques y ont vu le jour, comme les notions de duplex (Rich, 1934), de tectonique de couverture (Rodgers, 1963) et les cycles de Wilson (Wilson, 1966; Bird et Dewey, 1970), avant d'être appliqués avec succès à d'autres orogènes (Bally *et al.*, 1966). À présent les découvertes réalisées dans ces orogènes nourrissent en retour notre compréhension de la tectonique appalachienne, telle la notion de zone triangulaire développée dans les Rocheuses canadiennes (Gordy *et al.*, 1977), qui a été appliquée avec succès dans les Appalaches à Terre-Neuve (Stockmal et Waldron, 1990; Stockmal *et al.*, 1998) et au Québec (Castonguay *et al.*, 2003a).

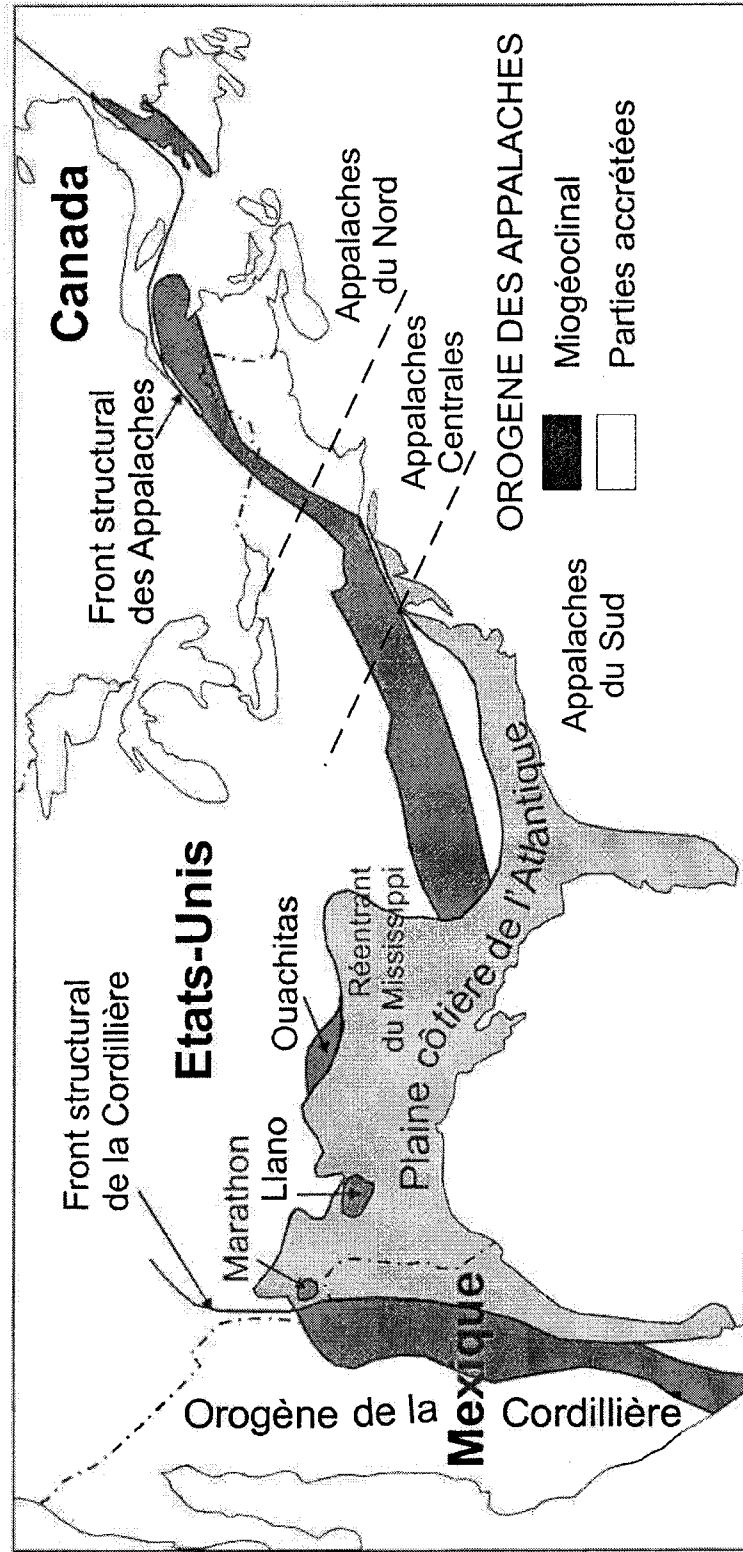


Figure 1.3 : Orogène appalachien du Mexique au Canada. Modifié de Ruiz *et al.* (1988).

On sait maintenant que l'orogène appalachien s'est développé au Paléozoïque le long de la marge orientale du continent laurentien, par la collision répétée avec des arcs volcaniques puis avec le continent gondwanéen. La compréhension actuelle de cette chaîne de montagnes a conduit à sa division en trois grandes zones géographiques en fonction du degré de préservation de ses éléments (Fig. 1.3) : les Appalaches du Nord au Canada et en Nouvelle-Angleterre, et dans le reste des États-Unis les Appalaches du Centre et du Sud (Drake *et al.*, 1989). Les roches de cet orogène ont enregistré à des degrés divers jusqu'à six périodes orogéniques, d'importance et d'étendue géographique variables. Il s'agit, de la plus ancienne à la plus récente, des orogénèses blountienne, penobscottienne, taconienne, salinienne, acadienne et alléghanienne (Drake *et al.*, 1989). Dans les Appalaches du sud du Québec et du nord-ouest de la Nouvelle-Angleterre, seules sont reconnues les orogénies taconienne (Ordovicien tardif) et acadienne (néo-Acadienne au sens de van Staal, 2005; Dévonien moyen à tardif) (St-Julien et Hubert, 1975; Stanley et Ratcliffe, 1985; Williams, 1995), ainsi que certains événements intermédiaires d'âge Silurien, qui pourraient correspondre à l'orogénie salinienne (Castonguay et Tremblay, 2003; Sasseville *et al.*, 2005). Nonobstant le foisonnement des nomenclatures développées de part et d'autre de la frontière internationale le sud du Québec et le nord-ouest de la Nouvelle-Angleterre ont ceci en commun qu'ils occupent le réentrant de Québec (Lavoie *et al.*, 2003). Moins exposée que les roches des promontoires de New York (l'essentiel de la Nouvelle-Angleterre) et du Saint-Laurent (en particulier Terre-Neuve) qui la jouxtent, la couverture sédimentaire du réentrant de Québec a subi une déformation moins intense et légèrement plus tardive que les roches des promontoires au cours des orogénèses taconienne et acadienne. C'est aussi dans les Appalaches du Nord que les relations stratigraphiques et structurales sont le mieux préservées, les effets de l'orogénèse alléghanienne (Permien) étant fortement superposés à ceux des épisodes orogéniques précédents plus au sud.

1.4.2) L'orogène appalachien dans le sud du Québec et l'ouest de la Nouvelle-Angleterre

1.4.2.1) Structuration de l'orogène

L'histoire de la marge orientale du continent Laurentia commence à la fin du Néoprotérozoïque par sa séparation d'avec le continent Amazonia (éclatement du supercontinent Rodinia) et l'ouverture de l'Océan Iapetus entre 700 et 500 Ma (van Staal, 2005). Cette ouverture marque le début d'un cycle de Wilson au cours duquel se mettent en place des arkoses et des basaltes dans un premier temps, puis se déposent des séries sédimentaires de plate-forme et de bassin le long de la marge laurentienne. À la fin du cycle, la fermeture de l'océan conduit à la structuration actuelle de l'orogène et à l'individualisation de zones tectonostratigraphiques caractérisées par des degrés de déformation et de métamorphisme contrastés. La fermeture de l'océan est ainsi marquée par plusieurs collisions (subduction ou obduction) avec des microcontinents (van Staal, 2005) : Chain Lakes et Dashwoods (orogénie taconienne), Gander et Avalonia (orogénie acadienne) et finalement avec le continent gondwanéen (orogénie alléghanienne).

Le sud du Québec et l'ouest de la Nouvelle-Angleterre sont divisés d'ouest en est en six zones principales (St-Julien et Hubert, 1975; Williams, 1979; Stanley et Ratcliffe, 1985; Tremblay et Pinet, 1994). La zonation ainsi établie au Québec est présentée ci-dessous de l'ouest vers l'est, avec en italique les termes équivalents en Nouvelle-Angleterre, si nécessaire. Les zones pertinentes à la présente étude sont représentées sur la Figure 1.4.

1) Le domaine autochtone est constitué de roches de plate-forme et de flyschs, qui reposent en discordance sur le socle grenvillien. Ce domaine est peu ou pas déformé par les orogénies et il est, à l'instar des quatre zones suivantes, constitué de roches cambro-ordoviciennes. 2) Le domaine parautochtone (ou zone de failles imbriquées) est composé des mêmes roches, imbriquées et chevauchées sur le domaine autochtone le long des failles d'Aston et de Saint-Barnabé et l'extension américaine du *Highgate Springs Thrust*. 3) La zone de Humber externe, ou domaine des nappes externes, aussi nommées *Taconic Allochthons* aux États-Unis, chevauche les roches du domaine parautochtone le long de la

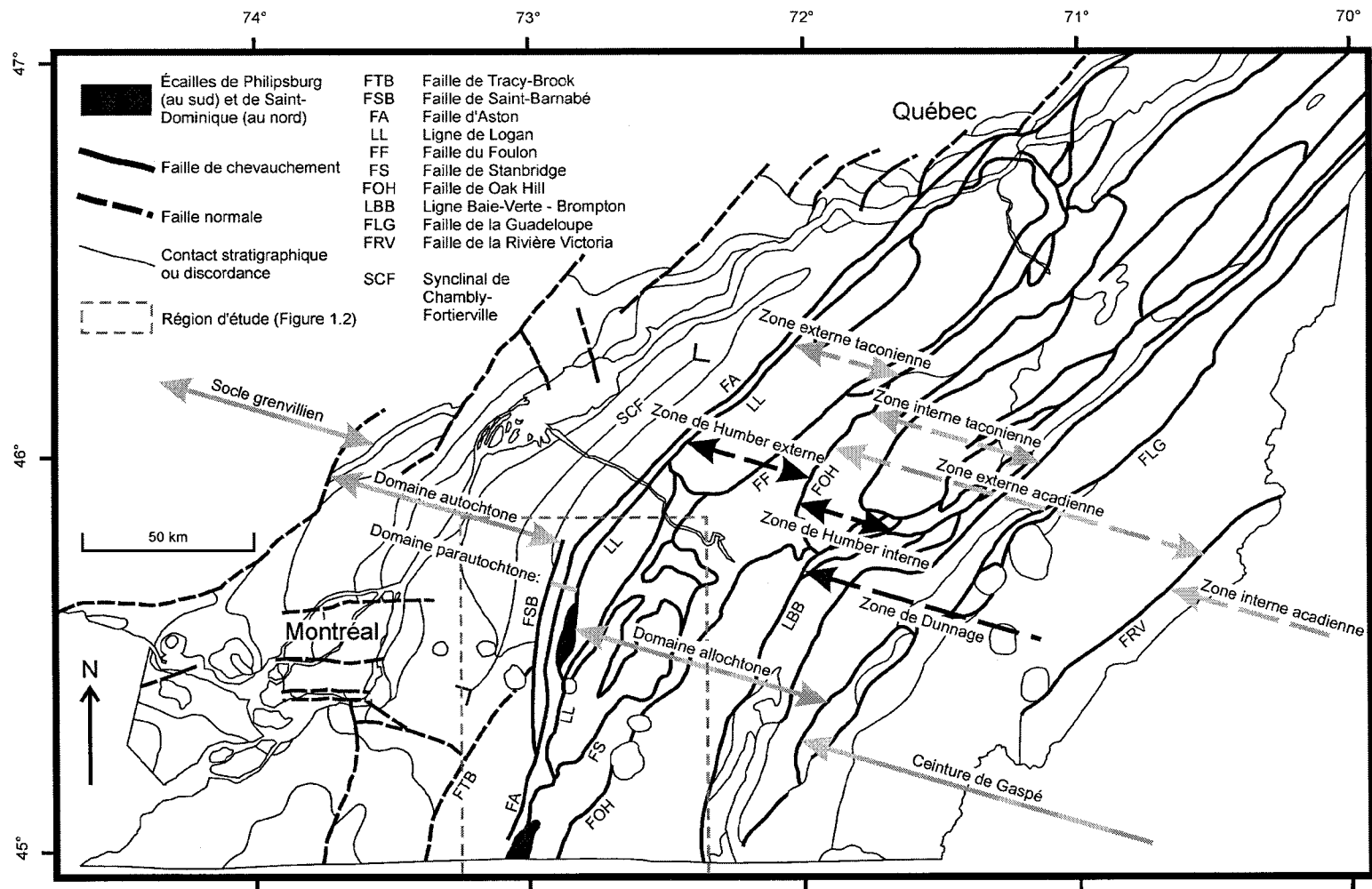


Figure 1.4 : Carte structurale du sud du Québec, simplifiée de Thériault (2002). Se reporter à la Figure 1.1 pour la localisation et à la Figure 1.5 pour le détail lithostratigraphique.

Ligne de Logan (*Champlain Thrust*). Elle est constituée principalement de roches de bassin, mais quelques assemblages de roches de plate-forme distales y sont également représentés. Cette zone et les suivantes sont communément regroupées sous le terme de domaine allochtone. 4) La zone de Humber interne succède à la précédente. Elle s'étend à l'est de la faille d'Oak-Hill et sous forme de boutonnières au sein des deux zones suivantes. Elle est exclusivement constituée de roches de bassin, qui ont été métamorphisées à un degré plus élevé. 5) La zone de Dunnage est limitée à l'ouest par la Ligne Baie Verte – Brompton (*Hinesburg Thrust*, entre autres). Elle est principalement composée de roches appartenant au domaine océanique au Québec (ophiolites) et en Nouvelle-Angleterre de roches de plate-forme et de bassin métamorphisées. 6) Finalement, la ceinture de Gaspé constitue un bassin successeur d'âge siluro-dévonien en contact tectonique ou discordant sur les zones précédentes. Deux autres zones sont parfois considérées là où le socle grenvillien affleure en écailles parautochtones ou allochtones le long de la Faille de Richardson (*Hoosic, Hoosac Summit et Middlefield thrusts*). La faille d'Oak-Hill marque aussi la limite occidentale de la déformation acadienne (Tremblay et Pinet, 1994) : les effets de la déformation des orogénies taconienne et acadienne se recouvrent largement dans la zone de Humber interne et l'ouest de la zone de Dunnage, mais seule l'orogénie taconienne a marqué les trois zones les plus occidentales. La ceinture de Gaspé, en revanche, n'est affectée que par l'orogénie acadienne. Chronologiquement intermédiaire, l'orogénie salinienne s'est exprimée de façon beaucoup plus discrète dans les roches pré-siluriennes de la zone de Humber interne (431-411 Ma; Castonguay et Tremblay, 2003) et externe (430-415 Ma; Sasseville *et al.*, 2005). Son effet sur les roches du domaine autochtone n'est pas encore documenté.

1.4.2.2) Les unités stratigraphiques cambro-ordoviciennes et leur relation avec l'orogénie taconienne

1.4.2.2.1) Faciès proximaux

Les roches de la séquence de plate-forme (Figs. 1.5 et 1.6) correspondent aux faciès proximaux déposés au long de la marge du continent laurentien après l'ouverture de l'Océan Iapetus (Knight *et al.*, 1995). Elles marquent la première partie d'un cycle majeur de transgression-régression qui s'achève à l'Ordovicien tardif avec la fermeture de l'océan et le comblement du bassin (St-Julien et Hubert, 1975). La séquence repose en discordance sur le socle grenvillien et débute immédiatement après le rift avec le dépôt des grès fluviaux du Groupe de Potsdam (Cambrien). Elle se poursuit avec les dolomies et calcaires dolomitiques du Groupe de Beekmantown (marge passive, Ordovicien inférieur). De l'Ordovicien précoce à moyen, des faciès d'eau de plus en plus profonde succèdent aux dépôts de plate-forme proprement dits, définissant le bassin d'avant-pays taconien. Il s'agit, tour à tour, des groupes de Chazy (calcaires argileux et gréseux), Black River (calcaires et grès) et Trenton (calcaires argileux et shales). L'influence de l'orogénie taconienne sur les variations du niveau marin se fait sentir bien avant que les premiers flyschs caractéristiques de l'orogénie ne commencent à se déposer. En particulier, cette influence est clairement attestée par le caractère diachronique des séries postérieures à celles du Groupe de Beekmantown, qui reposent en discordance sur celui-ci et sont plus jeunes vers le craton (St-Julien et Hubert, 1975; Lavoie *et al.*, 2003).

Les dépôts de faciès proximaux affleurent essentiellement dans les domaines autochtone et parautochtone, mais les données de sismique révèlent aussi que la plate-forme se prolonge sous le domaine allochtone sur une distance (mesurée en surface depuis la Ligne de Logan) de 40 km environ au Québec (Laroche, 1983) et de 55 km environ en Nouvelle-Angleterre (Ando *et al.*, 1984). Dans une moindre mesure la séquence est également représentée dans le domaine allochtone par un certain nombre de séries carbonatées (Figs. 1.5 et 1.6) : les groupes d'Upton (Québec) et de Philipsburg (Québec et Vermont), la dolomie de Milton (Québec) et ses équivalents au Vermont (Dunham

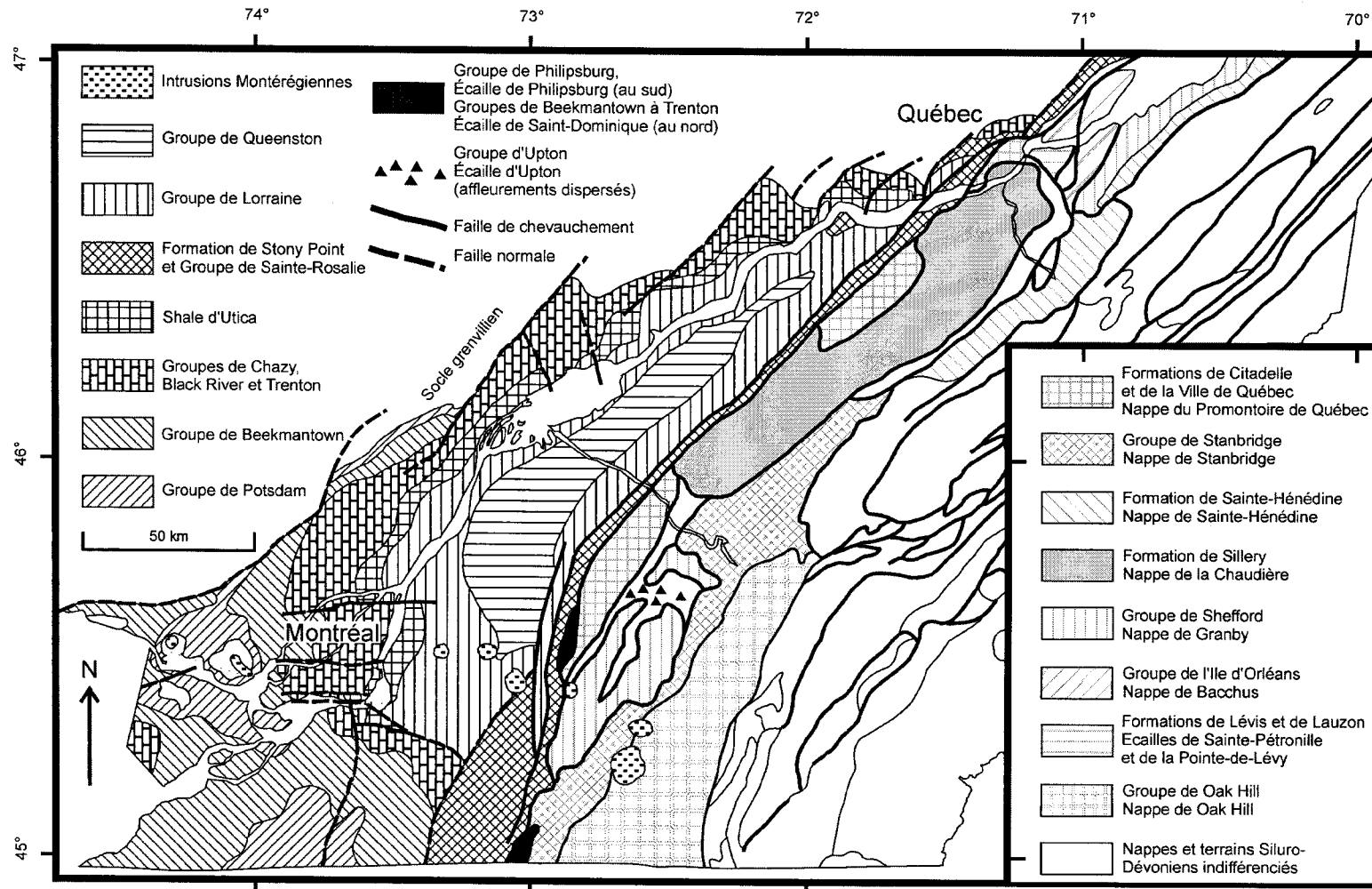


Figure 1.5 : Carte lithostratigraphique du sud du Québec, simplifiée de Thériault (2002). Se reporter à la Figure 1.1 pour la localisation et à la Figure 1.4 pour le détail de la structuration (principales failles et limites de domaines).

Dolomite, Saxe Brook et Gorge Formation), ainsi qu'un ensemble d'unités carbonatées (Clarendon Springs, Cutting, Shelburn et Bascomb formations) considérées par certains auteurs comme des équivalents latéraux des roches du Groupe de Philipsburg (Doll *et al.*, 1961) et qui affleurent hors de la zone d'étude dans la région centre-ouest du Vermont (non représentées sur les Figures 1.2 et 1.6). Quoique tectoniquement associées au domaine allochtone et non reconnus dans la séquence de plate-forme du domaine autochtone, l'ensemble de ces unités présente indéniablement des faciès caractéristiques d'une plate-forme carbonatée. Elles peuvent donc représenter des faciès particuliers de la plate-forme du Saint-Laurent (Mehrtens, 1986) ou bien témoigner de l'existence de petites plates-formes distinctes individualisées sous forme d'îles au large de la plate-forme du Saint-Laurent (Gilmore, 1971; Williams, 1995). Pour les unités stratigraphiques non documentées dans le domaine autochtone, cette nuance est d'ailleurs à l'origine de certains problèmes de corrélations qui existent entre le Québec et le Vermont. Par exemple, les roches du Groupe de Philipsburg sont considérées comme faisant partie du domaine allochtone au Québec et la limite occidentale de l'écaille de Philipsburg est donc soulignée par la Ligne de Logan tandis qu'au Vermont les roches carbonatées de plate-forme sont exclues du domaine allochtone, si bien que c'est la limite orientale de l'écaille de Philipsburg qui est définie par la Ligne de Logan au Vermont, ou du moins par son équivalent américain (Champlain Thrust).

1.4.2.2.2) Faciès distaux

Trois assemblages de faciès distaux sont reconnus au sein des nappes externes (zone de Humber externe) (St-Julien et Hubert, 1975). Bien que la transition ne soit nulle part

Figure 1.6 : Colonne stratigraphique schématique des principales unités présentes au front des Appalaches du sud du Québec. Gr. : Groupe, Fm(s) : Formation(s), n. : nappe. S.P. : Formation de Stony Point, n. du P.Q. : nappe du Promontoire de Québec, Formations du Groupe de Philipsburg : RR : Rock River, SP : Strites Pond, WC : Wallace Creek, MC : Morgan's Corner, HC : Hastings Creek, NL : Naylor Ledge, LH : Luke Hill, SC : Solomon's Corner, CR : Corey. Les unités en italique sont les équivalents au Vermont des unités du Groupe de Stanbridge et de la Dolomie de Milton au Québec. Adapté de Lavoie (1994), Globensky (1993), Slivitzky et St-Julien (1987), Salad Hersi *et al.* (2002) et Schoonmaker (2005).

visible, ces assemblages représenteraient l'équivalent distal de la séquence de plate-forme décrite plus haut (Figs. 1.5 et 1.6). 1) L'assemblage de shales et de grès feldspathiques, d'âge Cambrien, est présent dans le sud du Québec dans les nappes de La Chaudière, de Granby, et de Bacchus. 2) Un assemblage de conglomérats argileux et de calcaires (Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur) est présent dans le sud du Québec dans les nappes de Bacchus, de Sainte-Hénédine, de la Pointe-de-Lévy et de Stanbridge. Au Vermont, cet assemblage est représenté par des unités d'âge Cambrien précoce à Ordovicien précoce (unités de Parker Slate à Skeels Corners Slate dans la classification de Shaw, 1958, non-représentées sur les Figures 1.2 et 1.6). Les calcaires du conglomérat, accumulés en eau profonde dans un environnement argileux distal, sont interprétés comme des fragments détachés d'une plate-forme carbonatée d'eau peu profonde. Il est à noter que Schoonmaker (2005) considère que les roches du Groupe de Stanbridge représentent un faciès proximal. 3) Enfin un assemblage de shales et de calcaires argileux, d'âge Ordovicien moyen, est présent dans le sud du Québec dans la nappe du Promontoire de Québec.

1.4.2.2.3) Faciès syn- à post-orogéniques

La séquence de flyschs (Figs. 1.5 et 1.6) est présente dans les domaines autochtone et parautochtone au sud du Québec (St-Julien et Hubert, 1975; Hiscott, 1995), et s'étend également au domaine allochtone dans l'est du Québec (St-Julien et Hubert, 1975; Hiscott, 1995) et au Vermont (Rowley et Kidd, 1981; Stanley et Ratcliffe, 1985). Dans la région d'étude, cette séquence est composée principalement du Shale d'Utica et des unités d'âge équivalent (Formation de Stony Point et Groupe de Sainte-Rosalie) ainsi que du Groupe de Lorraine (Hiscott, 1995). Il s'agit essentiellement de roches clastiques terrigènes (shales, mudstones et grès présentant les caractéristiques des turbidites), qui sont localement associées à des calcaires et à des brèches dont les fragments ont une composition lithologique similaire à celle des roches constituant les nappes externes. Ces fragments sont interprétés par St-Julien et Hubert (1975) comme des olistolithes détachés des nappes pendant leur mise en place sur le fond marin. *A contrario*, Comeau *et al.*

(2004) proposent que ces fragments ne proviennent pas des nappes, mais qu'il s'agit plutôt de fragments du bassin d'avant-pays lui-même, incorporés tectoniquement.

Enfin, la séquence régressive (Groupe de Queenston, Figs. 1.5 et 1.6) souligne le comblement final du bassin et la fin du cycle transgression-régression, à l'Ordovicien tardif. Cette séquence est composée de faciès molassiques d'eau peu profonde à subaériens (shales et évaporites), tardi- à post-orogéniques (Globensky, 1987).

1.4.2.3) Évolution structurale du front orogénique

1.4.2.3.1) Définition de l'avant-pays

Les notions de front orogénique et d'avant-pays ne sont pas formellement définies. Elles se confondent souvent et la plupart des auteurs y font référence sans en préciser les limites ou la nature. Quand celle-ci est explicitée, le front (*frontal thrust and fold belt*) est parfois défini en opposition avec un avant-pays (*foreland*) dépourvu de chevauchements et souvent monoclinial (Perry *et al.*, 1983). *A contrario*, de nombreux auteurs étendent la notion d'avant-pays à la limite externe de propagation de la déformation (*foreland thrust and fold belt* de Price, 1981; *foreland deformation* de Lowell, 1983; *foreland thrust sheets* de Wojtal, 1986). Les relations parfois complexes entre un avant-pays peu ou pas déformé et les écailles et nappes imbriquées dans la partie externe d'un orogène ont ainsi suscité l'élaboration de nombreux modèles tectoniques, qui s'attachent surtout à définir la nature d'un front orogénique mais négligent généralement d'en préciser les limites (Vann *et al.*, 1986; Morley, 1986; Jones, 1996).

Dans les Appalaches du Nord, la zonation classique est établie en fonction du degré de transport de ses roches. Dans cette acception, le domaine parautochtone est constitué de roches peu déplacées, ayant une contrepartie non-transportée dans le domaine autochtone, tandis que les roches du domaine allochtone ne sont pas reconnues dans l'autochtone (transport plus important). Cette zonation n'est toutefois pas satisfaisante quand il s'agit de définir les limites du front orogénique. Ainsi St-Julien et Hubert (1975) et

Schoonmaker (2005) considèrent respectivement que les roches des groupes de Philipsburg et Stanbridge (pourtant non documentées dans le domaine autochtone) appartiennent au domaine parautochtone, tandis que Bertrand *et al.* (2003) reconnaissent la présence de roches des groupes de Potsdam à Trenton (documentés dans le domaine autochtone) au sein du domaine parautochtone. De même, selon les auteurs le front orogénique correspond tour à tour au bassin d'avant-pays (Stanley, 1990), aux roches de plate-forme du domaine parautochtone (Prichonnet et Raynal, 1977), voir à un ensemble composite : les domaines autochtone et parautochtone et les nappes externes du domaine allochtone (St-Julien et Hubert, 1975; Stockmal et Waldron, 1990).

Il n'entre pas dans le cadre de cette étude de formaliser le découpage des différentes zones reconnues au front de l'orogène appalachien au Québec. Il s'agit au contraire de s'affranchir des problèmes de sémantique pour offrir une vision non-réductrice des phénomènes développés dans la partie externe de l'orogène. En conséquence, celle-ci est donc considérée dans le présent ouvrage dans son acception la plus large d'après St-Julien et Hubert (1975) et Stockmal et Waldron (1990) : la partie déformée du domaine autochtone, la totalité du domaine parautochtone, ainsi que les nappes externes du domaine allochtone. Les écaillés de carbonates dont il est question ici appartiennent bien sûr aux deux dernières zones. Tout au long de cet ouvrage, les termes d'avant-pays, front structural et front orogénique seront ainsi employés sans distinction pour désigner la région étudiée.

1.4.2.3.2) Extension et coulissage syn-taconiens

Les observations de terrain montrent que la sédimentation des roches du Groupe de Trenton (Lavoie, 1994; Mehrtens 1988a, 1988b) et du Shale d'Utica (Beaulieu *et al.*, 1980) est en partie contrôlée par la disposition et par le jeu ou rejeu de failles normales syn-sédimentaires. L'explication communément admise est que la flexure de la lithosphère et/ou la migration du bombement périphérique sous le poids des nappes taconiennes ont pu provoquer la réactivation des failles normales formées lors de

l'ouverture de l'Océan Iapetus (Jacobi, 1981; Quinlan et Beaumont, 1984; Bradley et Kusky, 1986; Bradley et Kidd, 1991). Certaines de ces failles ancestrales ont ainsi pu être actives depuis le Néoprotérozoïque tardif jusqu'à l'Ordovicien tardif. La réactivation ou la néoformation de failles normales lors de la compression taconienne est aussi reconnue à l'extrados des plis par Prichonnet et Raynal (1977) et Chalaron et Malo (1998).

Des décrochements obliques ou perpendiculaires aux structures compressives sont abondamment documentés le long du front orogénique (Dufresne, 1947; Shaw, 1958; Clark, 1964a, 1964b, 1977; Eakins, 1964; Stanley, 1974; Beaupré, 1975; Haschke, 1994; Malo *et al.*, 2001b; Hayman et Kidd, 2002; Schoonmaker, 2005). Ces décrochements sont généralement interprétés comme des failles transverses néoformées permettant d'accommoder le déplacement différentiel de deux unités chevauchantes (*tear faults* de McClay, 1992). Certaines de ces structures, cependant, sont plutôt considérées comme des failles normales anciennes réactivées durant l'imbrication (Haschke, 1994; Hayman et Kidd, 2002). Enfin, Shaw (1993) et Faure (1995) relèvent l'existence de systèmes décrochants développés parallèlement aux structures compressives dans le domaine autochtone. Ces décrochements, de nature controversée, se seraient développés au début de l'orogénie taconienne (Shaw, 1993).

1.4.2.3.3) Inversion tectonique et sédimentation syn-orogénique

Les travaux de St-Julien et Hubert (1975) au Québec montrent que l'attitude des éléments structuraux est constante au sein de chacune des nappes externes mais diffère d'une nappe à l'autre. Les nappes semblent ainsi avoir été mises en place et déformées séparément. Au Québec comme en Nouvelle-Angleterre cette mise en place a longtemps été considérée comme le résultat d'un glissement gravitaire vers l'avant-pays, avant induration, sur le fond marin rendu instable par la surrection de la chaîne taconienne (Zen, 1972; St-Julien et Hubert, 1975). La plupart des auteurs s'accordent désormais pour reconnaître une origine tectonique compressive à ces nappes (Vallières, 1987; Rowley et Kidd, 1981;

Stanley et Ratcliffe, 1985; Lebel et Kirkwood, 1998). Les flyschs déposés en avant des nappes traduisent la surrection des nappes externes à l'est (Beaulieu *et al.*, 1980).

Au Québec, en se fondant sur l'âge des graptolites recueillis au sein des wildflyschs qui forment la semelle des nappes, St-Julien et Hubert (1975) remarquent que l'âge des wildflyschs décroît de la bordure orientale de la zone de Humber externe (Landeillo-Caradoc) en direction du domaine autochtone (Caradoc). Ils notent aussi que les nappes les plus internes sont aussi celles qui ont enregistré les déplacements les plus importants. Dans le domaine parautochtone enfin, les roches les plus jeunes recoupées par des failles inverses appartiennent à la base de la séquence régressive de la plate-forme (Groupe de Queenston, Ordovicien supérieur). L'individualisation des chevauchements majeurs a donc vraisemblablement débuté à l'est et s'est propagée vers le craton selon une séquence de type *piggy-back* (Lebel et Kirkwood, 1998). Dans un tel cas, les nappes et les écailles les plus anciennes sont hissées sur les plus jeunes, avec lesquelles elles partagent ensuite la même histoire tectonique (McClay, 1992). Cette relation est conforme aux observations faites dans les Appalaches canadiennes à Terre-Neuve (Stockmal *et al.*, 1997) et – quoique avec moins de certitude – dans les Appalaches du Centre (Drake *et al.*, 1989). Certains auteurs reconnaissent aussi cette séquence au Québec près de la frontière avec le Vermont (Charbonneau, 1980) et dans l'ouest de la Nouvelle-Angleterre (Rowley et Kidd, 1981; Bosworth *et al.*, 1988). Dans cette dernière région les relations sont plus ambiguës, au point que d'autres auteurs y voient la séquence inverse. Ainsi Zen (1967, 1972) et Stanley et Ratcliffe (1985) interprètent la présence d'écailles de roches de plate-forme entre les nappes taconiennes (*Taconic Allochthons*) et la variation dans le degré de métamorphisme d'une nappe à l'autre comme des indices de la mise en place des nappes de l'avant vers l'arrière selon une séquence de type *break-back* (McClay, 1992). Dans un tel cas, les nappes les plus proches du front orogénique sont les plus anciennes et sont aussi celles qui ont été transportées sur la plus grande distance.

Finalement, des observations structurales et biostratigraphiques récentes révèlent que des chevauchements hors-séquence se sont également développés au cours de l'orogénie taconienne, autant au Québec (Charbonneau, 1980; Comeau *et al.*, 2004) qu'en Nouvelle-

Angleterre (Bosworth *et al.*, 1988; Stanley *et al.*, 1999; Hayman et Kidd, 2002; Schoonmaker, 2005).

1.4.2.4) Les écailles de carbonates

Les écailles de carbonates que l'on retrouve au front de l'orogène appalachien dans la région d'étude sont des lambeaux de roches arrachées à la plate-forme et imbriquées avec les nappes du domaine allochtone ou avec les flyschs du domaine parautochtone.

Ce sont les écailles du domaine parautochtone qui sont le mieux documentées. Les rares écailles présentes en surface (écailles de Saint-Dominique au Québec et Highgate Springs au Vermont, Fig. 1.2) ont déjà fait l'objet de plusieurs études ponctuelles (Gillet, 1942; Kay, 1958; Clark, 1964a; Beaupré, 1975; Prichonnet et Raynal, 1977; Chalaron et Malo, 1998; Séjourné, 2000). Les données de forage (MRNFQ, 2006) et de sismique (Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983; Castonguay *et al.*, 2001, 2003a, 2003b, 2006) indiquent par ailleurs qu'un grand nombre d'écailles parautochtones sont encore enfouies sous les nappes. Toutes les unités sédimentaires observées dans le domaine autochtone y sont représentées (MRNQ, 1974). Ces écailles ont des épaisseurs variables mais présentent généralement une unité compétente à la base (grès, calcaire gréseux, dolomie) et plus argileuse au sommet. Parmi les nombreuses écailles enfouies, seule l'écaille de Saint-Flavien (Québec) a fait l'objet d'études publiques détaillées (Fig. 1.7). Celles-ci révèlent la présence de répétitions internes, des glissements banc sur banc, ainsi que des failles normales mineures et des décrochements perpendiculaires aux structures compressives (Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003).

En l'absence de données de forage, les écailles de carbonates du domaine allochtone sont plus méconnues encore que leurs homologues parautochtones et seules les écailles présentes en surface ont été étudiées (Fig. 1.2). Il s'agit essentiellement des écailles d'Acton au Québec (Lavoie, 1992; Paradis et Faure, 1994, Paradis et Lavoie, 1996; Paradis *et al.*, 2004) et de Philipsburg à la frontière entre le Québec et le Vermont (Gilmore, 1971; Charbonneau, 1980; Globensky, 1981; Haschke, 1994; Salad Hersi *et al.*,

2002). Selon les auteurs, les roches de la Dolomie de Milton et ses équivalents au Vermont sont attribués à l'écaille de Philipsburg (Charbonneau, 1980; Globensky, 1981) ou font partie de l'écaille de Rosenberg (Haschke, 1994; Schoonmaker, 2005). Le caractère distal de ces faciès a longtemps gêné les corrélations avec les unités équivalentes dans le domaine autochtone et la position des écailles de Philipsburg et Rosenberg sur la frontière internationale empêche l'établissement d'un cadre stratigraphique cohérent. Ces problèmes de nomenclature stratigraphique ne sont pas dénués d'impact sur l'interprétation structurale qui peut être faite de ces écailles, notamment en ce qui a trait à leur origine, leur étendue et leur relation avec les unités voisines (autres écailles ou nappes).

Plus au sud encore, mais hors de la zone d'étude, on trouve dans l'ouest de la Nouvelle-Angleterre un grand nombre d'écailles de carbonates imbriquées avec les flyschs du domaine parautochtone (Bosworth *et al.*, 1988) ou les flyschs et les nappes du domaine allochtone (Rowley et Kidd, 1981 et références internes). Les difficultés à établir des corrélations, le manque de continuité entre les affleurements et la nature ambiguë du contact avec les unités qui les entourent (Bosworth et Vollmer, 1981; Bosworth et Kidd, 1985) font en sorte que l'origine et la signification de ces écailles sont encore largement discutées et alimentent la controverse au sujet de la séquence de mise en place des nappes en Nouvelle-Angleterre (Rowley et Kidd, 1981; Stanley et Ratcliffe, 1985).

1.4.2.5) Histoire diagénétique et thermique du front orogénique

Bien peu d'études ont été consacrées à l'histoire diagénétique du front orogénique dans le sud du Québec et l'ouest de la Nouvelle-Angleterre, et jusqu'à présent seul le Groupe de Beekmantown a fait l'objet d'études détaillées, au Québec. L'intérêt pour ce groupe est multiple. 1) Il est terminé par une surface d'érosion (Fortin, 1987; Bernstein, 1992; Salad Hersi *et al.*, 2003). 2) On y retrouve des indices de plomb, zinc, fer et baryum disséminés dans le domaine autochtone (Cornish, 1977; Tassé *et al.*, 1987; Tassé et Schrijver, 1989).

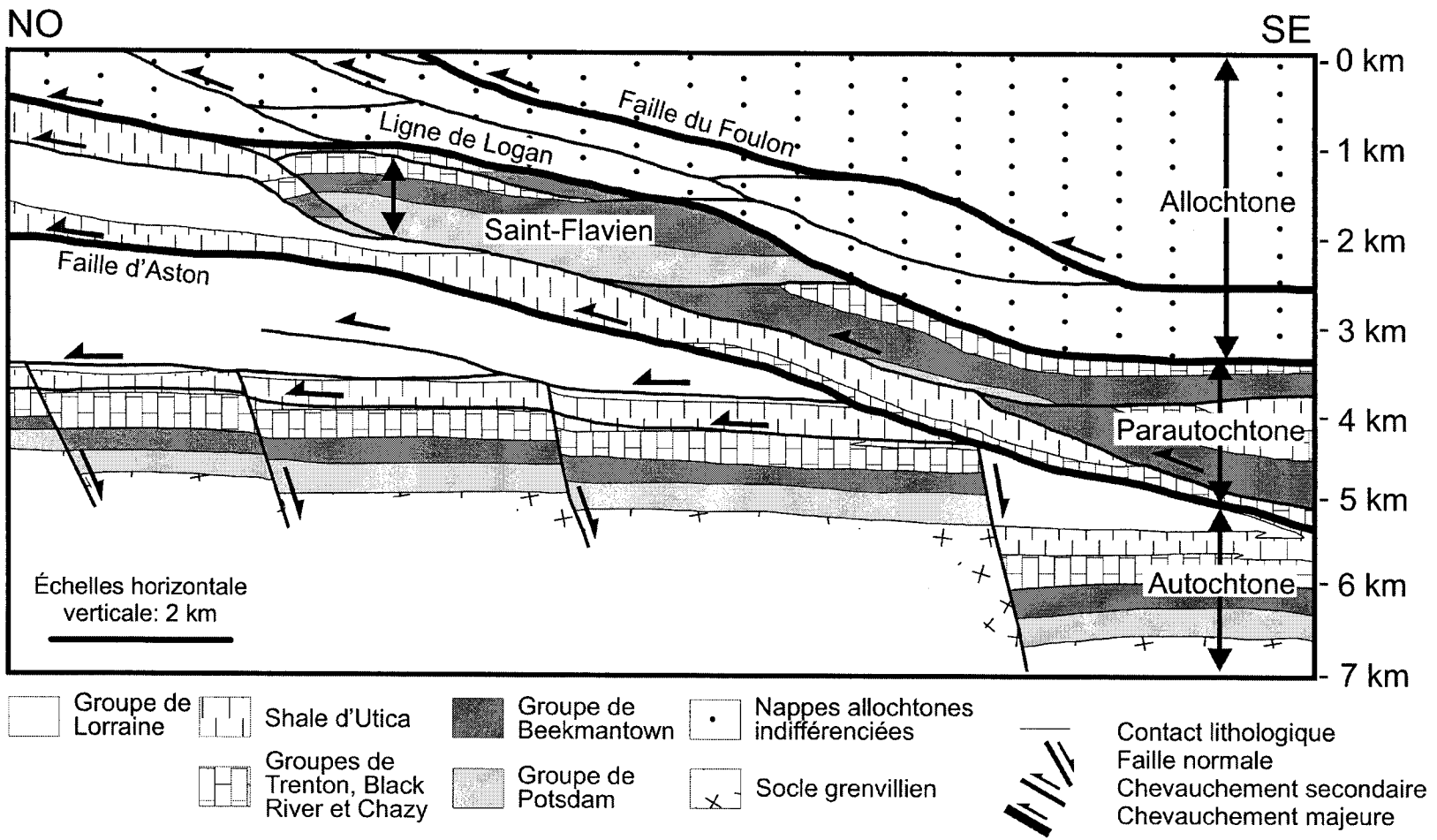


Figure 1.7 : Coupe schématique de l'écaille de Saint-Flavien, modifiée Bertrand *et al.* (2003).

3) Il forme la semelle de nombreuses écaïlles dans le domaine parautochtone (MRNFQ, 2006). 4) Il constitue le seul réservoir de gaz naturel connu dans une écaïlle parautochtone (l'écaïlle de Saint-Flavien; Béland et Morin, 2000; Bertrand *et al.*, 2003). 5) Il possède des équivalents distaux dans les écaïlles de carbonates du domaine allochtone (le Groupe d'Upton dans l'écaïlle d'Acton; Lavoie, 1992; une partie du Groupe de Philipsburg dans l'écaïlle de Philipsburg; Salad Hersi *et al.*, 2002, 2003) où des indices de cuivre, baryum, zinc et plomb ont été identifiés (Sassano et Procyshyn, 1988; Kumarapeli *et al.*, 1990; Gauthier *et al.*, 1994; Paradis et Lavoie, 1996; Paradis *et al.*, 2004).

Quoique géographiquement et stratigraphiquement peu étendues, ces études mettent en évidence les variations qui peuvent exister dans l'histoire diagénétique de la région d'étude, d'un domaine structural à l'autre. Ainsi dans le domaine autochtone, les analyses ont mis en évidence l'absence d'exposition subaérienne et de circulation d'eau météorique au niveau de la discordance avec les roches sus-jacentes du Groupe de Chazy (Fortin, 1987; Dykstra et Longman, 1995; Chi *et al.*, 2000; Salad Hersi *et al.*, 2003). Le lien entre une activité hydrothermale et la présence des indices minéralisés en fer et baryum a été établi (Tassé *et al.*, 1987), mais aucune expulsion de fluides du cœur du bassin vers l'avant-pays (modèle de type Mississippi Valley) n'a été reconnue à grande échelle (Tassé et Schrijver, 1989). La présence de coke dans la porosité indique que des hydrocarbures liquides ont circulé à travers les unités dolomitiques et que la porosité est demeurée effective jusqu'à l'enfouissement maximal (Chi *et al.*, 2000). Les hydrocarbures ont alors été cokéfiés ou crackés en méthane pendant la cimentation finale des niveaux dolomitiques par du quartz et de la calcite (Dykstra et Longmann, 1995; Chi *et al.*, 2000). Dans le domaine parautochtone, une histoire similaire est reconnue pour le Groupe de Beekmantown dans l'écaïlle de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003). Quelques différences significatives apparaissent toutefois, en particulier un bref épisode de karstification a été reconnu dans le domaine parautochtone mais n'est pas documenté dans le domaine autochtone. Le remplissage du réservoir s'est effectué après l'enfouissement maximum et l'imbrication de l'écaïlle, le gaz naturel provenant vraisemblablement des Shales d'Utica sous-jacents (St-Antoine et Héroux, 1993;

Bertrand *et al.*, 1993). Dans l'écaïlle d'Acton, les roches du Groupe d'Upton présentent une histoire diagénétique sensiblement différente de leurs équivalents proximaux. Un épisode de circulation de fluides d'origine météorique y a précédé l'enfouissement (Paradis et Lavoie, 1996), et la migration de fluides d'origine bassinale durant l'imbrication a conduit à la précipitation de barite (entre autres) selon un modèle de type Mississippi Valley (Paradis *et al.*, 2004). Dans l'écaïlle de Philipsburg enfin, les roches du Groupe de Philipsburg présentent également des évidences d'exposition subaérienne très marquées (contact karstique entre les formations de Naylor Ledge et Luke Hill; Knight *et al.*, 1991; Salad Hersi *et al.*, 2002, 2003).

Plusieurs études détaillées ont par ailleurs permis de définir l'histoire thermique du sud du Québec à l'échelle du bassin, en alliant l'étude de la maturation des argiles à celle de la matière organique et les données de surface à celles de sous-surface (Ogunyomi *et al.*, 1980; Nowlan et Barnes, 1987; Héroux et Bertrand, 1991; Levine *et al.*, 1991; Yang et Hesse, 1991, 1993; Bertrand et Dykstra, 1993; Nowlan, 2003; Bertrand et Lavoie, 2006). De ces études, il ressort que la maturation des séries de plate-forme et de flyschs au stade des gaz secs est antérieure à la déformation taconienne. L'enfouissement maximal sous les nappes taconiennes est estimé à sept kilomètres pour les roches du domaine autochtone. Ces résultats sont en accord avec les conclusions des études diagénétiques du Groupe de Beekmantown précitées. En revanche, un accroissement de la maturation du nord-est vers le sud-ouest est reconnu dans les domaines autochtone et allochtone (Héroux et Tassé, 1990; Héroux et Bertrand, 1991). Cet accroissement pourrait témoigner d'une phase d'enfouissement et de maturation post-taconienne qu'aucune autre donnée (stratigraphique ou diagénétique) ne vient pour l'instant supporter.

1.4.2.6) Et après l'orogénie taconienne ?

Une longue période de sédimentation possiblement associée à un régime tectonique en extension a vraisemblablement succédé à l'orogénie taconienne au Silurien et au Dévonien au cours de l'orogénie salinique, mais l'orogénie acadienne et la longue période

d'érosion qui suivirent en ont effacé toute trace dans les Appalaches du sud du Québec, à l'exception du bassin successeur siluro-dévonien de la ceinture de Gaspé (Figs. 1.4 et 1.5) et de la région de Montréal où l'on retrouve des fragments de roches sédimentaires dévoniennes dans la Brèche de l'Île Sainte-Hélène (non-représentée sur la Figure 1.5). L'analyse des paléocontraintes (Stanley, 1974; Paradis et Faure, 1994; Faure *et al.*, 1996a, 1996b, 2004) suggère que des décrochements ont pu affecter les roches de la région d'étude après l'Ordovicien mais d'une manière générale, l'influence des orogénies salinique et acadienne dans la région d'étude n'a pas encore été mise en évidence. Au Mésozoïque, une suite d'intrusions appelées Collines Montérégiennes au Québec (Globensky, 1987) et complexes plutoniques mésozoïques en Nouvelle-Angleterre (McHone, 1978) s'est mise en place à travers les roches sédimentaires de la marge laurentienne (Figs. 1.2 et 1.5), probablement en réponse au passage de la plaque continentale au-dessus d'un point chaud et/ou à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Eby, 1984a; Bédard, 1985). Des circulations hydrothermales et un métamorphisme de contact centré sur les intrusions ont exercé une influence locale sur la maturation des roches de la plate-forme (Bertrand *et al.*, 1983; Héroux et Tassé, 1990) et sur le développement de certains indices minéralisés (Tassé *et al.*, 1987). L'ouverture de l'Océan Atlantique a pu aussi réactiver certaines fractures crustales au Québec (Rocher et Tremblay, 2001; Tremblay et Lemieux, 2001; Tremblay *et al.*, 2003; Rocher *et al.*, 2003; Faure *et al.*, 2006). À la fin de l'ère glaciaire quaternaire enfin, le dépôt des sédiments de la Mer de Champlain dans les Basses-Terres du Saint-Laurent au Québec et dans la vallée du lac Champlain au Vermont coïncide avec le retrait des glaciers (Globensky, 1987). Ce même retrait induit une exhumation et une érosion générales du craton et de la marge laurentienne par rebond isostatique, rebond qui se poursuivent encore de nos jours.

1.5) Méthodologie

1.5.1) Travaux de terrain

La compilation des données stratigraphiques, diagénétiques, structurales et géophysiques disponibles pour la région d'intérêt a permis de mieux définir les besoins de l'étude et

l'implication régionale des résultats de celle-ci. L'établissement d'une base de données informatisée a aussi facilité l'intégration des différents outils d'analyse (géologie de surface, lignes sismiques, analyse des forages, répartition des échantillons et des résultats d'analyses, ajout de données externes). Les logiciels utilisés, Access[®] de Microsoft et MicroStation[®] de Bentley, ont été choisis pour leur simplicité d'utilisation et leur souplesse et parce qu'ils permettent, si nécessaire, une exportation rapide vers d'autres outils informatiques plus spécialisés.

Les écaïlles de Saint-Dominique, Philipsburg et, dans une moindre mesure, les affleurements aux alentours de ces écaïlles ainsi que quelques affleurements clés de l'écaïlle de Highgate Springs au Vermont, ont fait l'objet d'une investigation détaillée sur le terrain au cours des deux premiers étés de la recherche doctorale. Ces travaux sur le terrain, d'une durée totale de quatre mois, ont permis de caractériser le style structural des écaïlles de carbonates affleurantes dans la région d'étude, ainsi que ses variations (parallèlement et perpendiculairement au front de l'orogène et en fonction de la lithologie), d'établir la chronologie relative des éléments structuraux, de vérifier les observations et interprétations des auteurs précédents, d'identifier les zones de circulation privilégiée des fluides, et de prélever des échantillons en prévision de l'analyse microstructurale et diagénétique. Certaines carrières actives ont ensuite été régulièrement visitées jusqu'à la fin du projet afin d'y rechercher de nouvelles données (relations de recoupement, échantillons). La localisation des affleurements a été effectuée à l'aide d'un GPS de type Garmin. Seules les coordonnées UTM (zone 18, NAD 83) des échantillons analysés sont reportées dans l'Appendice A1. La logistique sur le terrain (matériel et financement) était supportée par le Projet Cartographie Nationale (CARTNAT) du Gouvernement du Canada. Les données récoltées sur le terrain ont d'ailleurs été intégrées à la base de données CARTNAT (<http://www.cgq-qgc.ca/recherche/bridges>).

1.5.2) Analyse microstructurale

L'analyse microstructurale a été réalisée à partir d'échantillons provenant des écailles affleurantes. Les lames minces standard (épaisseur de 30 µm) et les blocs polis ont été préparés au laboratoire de pétrographie de l'INRS-ETE par Jean-Claude Bérubé. La reconnaissance des éléments structuraux microscopiques (ciments structuraux, fibres syn-tectoniques, stylolites) ainsi que des sens d'ouverture et de glissement des fractures et des failles a débouché sur l'établissement de la chronologie relative des éléments microstructuraux. Cette chronologie microstructurale a ensuite été confrontée à la chronologie des événements établie à partir des éléments macro- et mésoscopiques afin de raffiner les résultats de l'interprétation structurale.

1.5.3) Interprétation sismique

Les copies papier de vingt-quatre lignes sismiques ont été obtenues dans le cadre du projet CARTNAT. Ces lignes, de qualité variable, sont réparties le long du front orogénique entre Drummondville et la frontière internationale (Fig. 1.8). En fonction de leur qualité et de leur localisation, certaines lignes (Appendice A2) ont été numérisées et ont fait l'objet d'un retraitement *post-stack* (déconvolution et rehaussement du signal) et de différentes migrations (Kirchoff) en fonction des données de vitesse disponibles. Le retraitement et les migrations ont été effectués dans les laboratoires de la CGC-Calgary par James Dietrich, à l'aide du logiciel Promax[®]. Les lignes ainsi retraitées ont été manipulées à l'aide du logiciel Geoframe[®]. Des sismogrammes synthétiques ont été réalisés à l'aide du logiciel GMA Plus[®] à partir des données de diagraphies (log sonique et rayonnement gamma) disponibles pour certains forages (forages de référence ou localisés sur ou à proximité des tracés des lignes sismiques). Ces sismogrammes ont permis de caractériser les propriétés acoustiques de certaines unités stratigraphiques connues, facilitant ainsi l'interprétation des lignes sismiques.

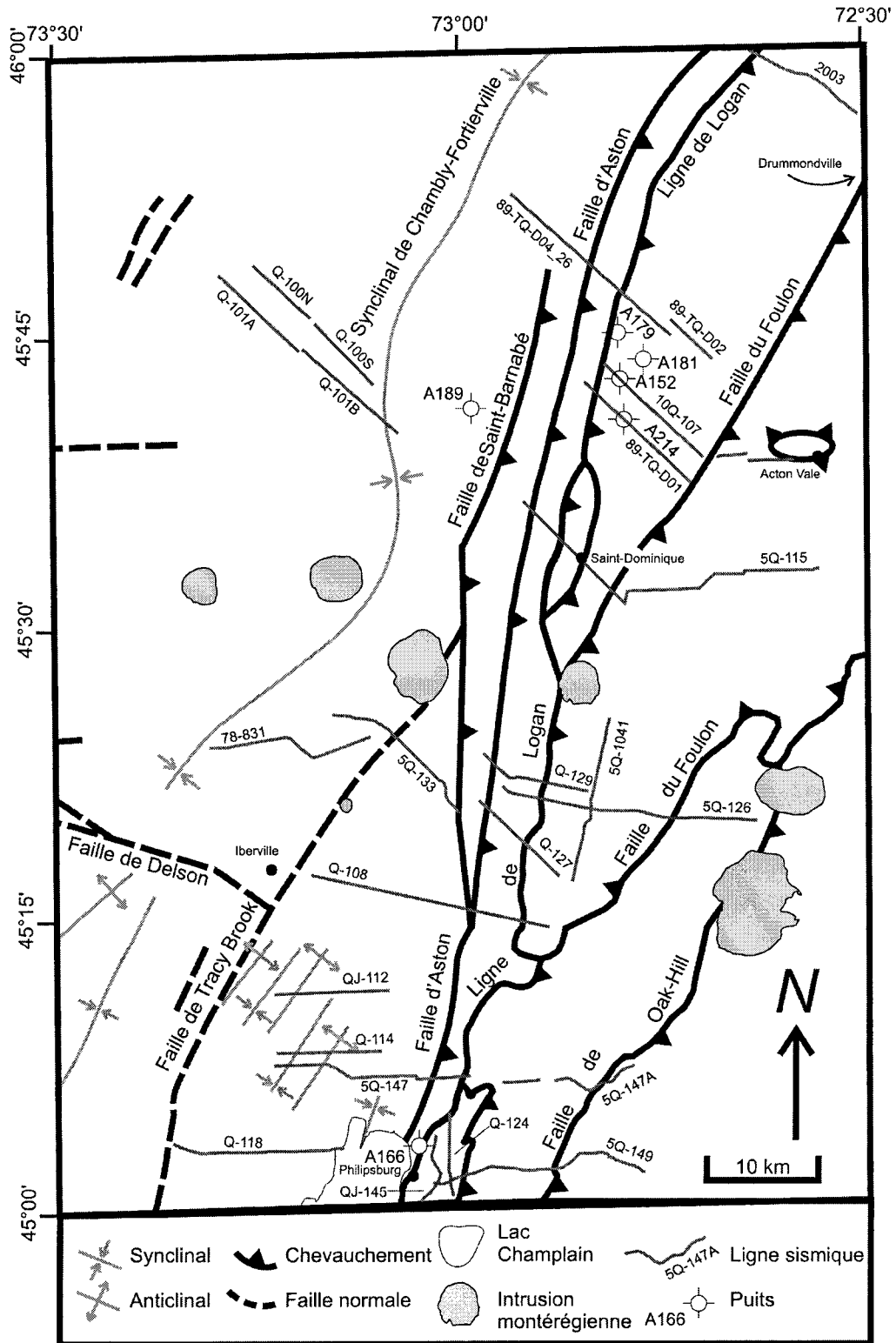


Figure 1.8 : Localisation des lignes sismiques et des forages utilisés. Carte géologique modifiée de Globensky (1987). Pour une description des lignes et des puits, se reporter au Tableau 1.1.

L'interprétation sismique a permis d'obtenir une image en deux dimensions de transects choisis perpendiculaires à la direction des structures. Certaines lignes orientées parallèlement aux structures ont aussi été exploitées afin d'identifier d'éventuelles structures parallèles ou obliques. L'étude de l'évolution latérale du style structural de la région d'étude s'est faite en combinant l'interprétation des lignes sismiques sélectionnées, les données de forages disponibles entre les lignes (Appendice A2; MRNFQ, 2006) ainsi que les cartes de compilation des réflecteurs du socle grenvillien et du Trenton autochtone réalisées d'après les lignes sismiques de Shell et de Shell-SOQUIP (SOQUIP, 1982, 1984). Finalement, seul un petit nombre de lignes sismiques a été sélectionné et publié pour illustrer au mieux les principales caractéristiques du style structural de la région d'étude (Séjourné *et al.*, 2002a, 2002b, 2003). Les droits de publication pour les lignes Bow Valley (sans les points de tir) ont été obtenus auprès de la compagnie Talisman Energy Inc.

1.5.4) Étude diagénétique des ciments structuraux et de leur encaissant dans l'écaille de Saint-Dominique

1.5.4.1) Étude pétrographique

Les ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique (remplissage des failles et des veines) ont fait l'objet d'une étude pétrographique au microscope optique et par cathodoluminescence qui a permis d'identifier différentes phases de ciments ainsi que les relations chronologiques entre ces phases. Les échantillons ont été testés à l'Alizarin rouge S et au ferricyanure de potassium afin de vérifier la présence de magnésium et de fer dans les carbonates (Dickson, 1965). L'analyse de la luminescence a été réalisée sous un vide de 10 millitorr, avec une tension de 13 Kv et une intensité de 0,5 mA. Un petit nombre d'échantillons a été examiné en lumière réfléchie par Rudolf Bertrand à l'INRS-ETE afin d'identifier la présence de résidus de matière organique au sein des ciments structuraux. Ces mêmes échantillons ainsi que leurs inclusions fluides ont également été observés en lumière noire pour en caractériser le degré de fluorescence (Robert, 1985).

1.5.4.2) Protocoles analytiques pour l'analyse isotopique

1.5.4.2.1) Échantillonnage

Les ciments carbonatés choisis pour l'analyse isotopique ont été sélectionnés d'après l'étude des lames minces en microscopie optique et en cathodoluminescence. Les ciments présentant des évidences de recristallisation (texture composite) ont été écartés de l'analyse isotopique chaque fois que cela a été possible. Les échantillons de poudre (0,3 mg au minimum) ont été obtenus par micro-forage sur les contreparties des lames minces préalablement polies, lavées à l'eau des-ionisée et séchées à l'étuve. La qualité de l'échantillonnage a ensuite été vérifiée minutieusement par examen en cathodoluminescence de la position des prélèvements sur les contreparties.

1.5.4.2.2) Analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène

L'analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène a été réalisée par Marc Luzincourt au sein du Laboratoire de géochimie isotopique Delta Lab de la CGC-Québec. L'extraction s'est faite sous forme de CO₂. Afin que la réaction soit la plus complète possible, la digestion des carbonates par l'acide orthophosphorique à 100 % ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_3\text{PO}_4 \leftrightarrow \text{CaHPO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$; Hoefs, 1987) a été réalisée à des températures de 25 et 50°C dans le cas de la calcite et de la dolomite, respectivement, et a duré de 18 à 24 heures. Dans le cas des mélanges calcite-dolomite, le CO₂ issu de la calcite a été extrait après seulement deux heures de digestion pour éviter toute contamination par la dolomite (Al-Aasm *et al.*, 1990). La réaction s'est ensuite poursuivie pendant plus de 18 heures à 25°C et le gaz résiduel, fortement influencé par le signal de la dolomite, a été expulsé. La fraction carbonatée restante a ensuite été portée à 50°C pour compléter la digestion et le CO₂ correspondant a été extrait après 18 heures.

Les gaz ont ensuite été analysés à l'aide d'un spectromètre de masse de type IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometer*), le PRISM-III de la compagnie Fisons Instruments (groupe VG Isotech), avec un système d'analyse en mode statique (*Dual Inlet*). Une

partie des analyses a aussi été réalisée à l'aide du périphérique Gas Bench II de Thermo Finnigan Mat, couplé au spectromètre de masse Delta Plus XI en mode dynamique.

Outre le NBS-19, qui est une calcite calibrée relativement à la Belemnite de la Formation de Pee Dee (PDB), plusieurs standards internationaux provenant de l'agence atomique internationale de Vienne ont été utilisés pour construire la courbe de calibration et déterminer le signal isotopique des échantillons : LSVEC (carbonate de lithium), IAEA-CO-1 (marbre italien), IAEA-CO-8 (carbonatite allemande) et IAEA-CO-9 (carbonate de barium néo-zélandais). Les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ exprimés en ‰ sont normalisés par rapport au *Vienna PDB* (VPDB). Le lecteur intéressé à convertir ces résultats par rapport au *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) pourra utiliser l'équation suivante : $\delta_{\text{SMOW}} = 1,03086 \times \delta_{\text{VPDB}} + 30,86 \text{ ‰}$. La qualité des résultats (84 analyses) a été vérifiée régulièrement en répétant l'analyse d'un échantillon sur quatre, la comparaison des résultats permettant d'établir le degré de reproductibilité de la technique au sein du laboratoire. La précision a toujours été égale à ou meilleure que 0,1 ‰ (avec une exception à 0,2 ‰) pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et égale à ou meilleure que 0,1 ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$.

L'Appendice A3 rassemble les résultats des analyses en VPDB et les erreurs réelles (2σ). Une partie des résultats présentés dans ces tableaux et au Chapitre 5, ainsi que la totalité des rapports isotopiques présentés dans le Chapitre 4, ont été obtenus dans le cadre des travaux de maîtrise de l'auteur (Séjourné, 2000). La procédure d'extraction suivie pour ces analyses est celle décrite plus haut. L'extraction a été réalisée par l'auteur et l'analyse a été faite exclusivement sur un spectromètre de masse de type VG-SIRA-12 (groupe VG Isotech). Dans ce cas, la précision a toujours été égale à ou meilleure que 0,1 ‰ (avec une exception à 0,2 ‰) pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et égale à ou meilleure que 0,1 ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$ (avec trois exceptions à 0,2 ‰), vérifiée pour un échantillon sur huit.

À partir de la température de précipitation d'un ciment carbonaté, le rapport $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ de l'eau parente peut être approché grâce aux équations de O'Neil *et al.* (1969) et Land (1983) modifiées par Hoefs (1987) pour les ciments calcitiques et dolomitiques, respectivement :

$$\text{O'Neil et al. (1969) : } 10^3 \ln \alpha_{c-e} = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$$

$$\text{Land (1983) : } 10^3 \ln \alpha_{d-e} = 3,14 \times 10^6 / T^2 - 2$$

$$\text{Hoefs (1987) : } 10^3 \ln \alpha_{c-e} \approx \delta_c - \delta_e \text{ et } 10^3 \ln \alpha_{d-e} \approx \delta_d - \delta_e$$

Dans ces équations, α_{c-e} = facteur de fractionnement, c = calcite, d = dolomite, e = eau parente, T = température en K, $\delta = \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ exprimé en ‰.

La température de précipitation peut être estimée par les conditions environnementales (température moyenne de l'eau de mer, pour un ciment marin), ou obtenue par une technique analytique indépendante, généralement l'analyse des inclusions fluides. Le rapport $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de l'eau parente sera ainsi calculé pour certains échantillons au Chapitre 5.

1.5.4.2.3) Analyse des isotopes du strontium

L'extraction et l'analyse des isotopes du strontium ont été réalisées au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada (CGC-Ottawa) par Yuri Amelin. Les phases carbonatées ont d'abord été dissoutes à l'acide chlorhydrique 6M ultrapur, et séparées des résidus insolubles par centrifugation. Les solutions ont été acidifiées (HCl 2M) et le strontium a été extrait par chromatographie.

L'ensemble des échantillons a été analysé avec un ICP-MS de marque Nu Plasma et traité à l'aide d'un système d'analyse conventionnel (nébuliseur sans membrane de désolvation), à l'exception d'un échantillon unique contenant peu de strontium, qui a subi une désolvation (nébuliseur avec membrane de désolvation de type DSN-100). Le standard SRM-987 a été analysé régulièrement après quelques échantillons, ainsi qu'au début et à la fin de chaque série d'analyses. Les rapports isotopiques mesurés pour les échantillons et les standards ont été normalisés au rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Les rapports

isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des échantillons analysés ont été rapportés au rapport moyen du standard SRM-987, tel que mesuré dans chaque série d'échantillons ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$). Les rapports mesurés pour ce standard, au cours de l'analyse de tous les échantillons, ont varié de $0,71024 \pm 0,00002$ à $0,71034 \pm 0,00003$.

Les valeurs compilées dans l'Appendice A4 correspondent aux résultats obtenus à partir des différentes méthodes d'analyses. Les moyennes pondérées de ces résultats sont celles retenues pour l'interprétation. Les erreurs présentées (2σ) incluent l'ensemble des erreurs opératoires et la reproductibilité des analyses des standards et des rapports mesurés pour un même échantillon à partir de l'ICP-MS. Les valeurs compilées à partir des données publiées (Chapitre 5) ont été comparées aux données obtenues en tenant compte des corrections imposées pour le standard SRM-987.

1.5.4.3) Protocoles de l'étude des inclusions fluides

1.5.4.3.1) Confection des lames minces et choix des assemblages d'inclusions fluides

Les lames minces standard ont été utilisées pour une première évaluation de la qualité et de la distribution des inclusions fluides. Elles peuvent aussi être utilisées pour le refroidissement mais ne supportent pas le chauffage, et ne conviennent donc pas à l'analyse microthermométrique. Aussi des lames minces doublement polies d'environ 60 μm d'épaisseur ont-elles été réalisées au laboratoire de pétrographie de l'INRS-ETE par Jean-Claude Bérubé. La plupart des blocs témoins des échantillons sélectionnés ayant subi un examen en cathodoluminescence, les lames minces ont été taillées au cœur des blocs, le plus loin possible des zones surchauffées, afin de limiter les risques de modifications post-piégeage anthropiques. Pour la même raison, la confection des lames minces a été réalisée sans chauffage. Les lames ont été morcelées en plus petits échantillons, de manière à conduire les analyses sur certaines populations d'inclusions sans risquer de décréper les autres.

Les assemblages d'inclusions fluides (AIF) ont été définis sur une base pétrographique, en travaillant toujours du plus faible au plus fort grossissement. Les inclusions fluides primaires et/ou pseudo-secondaires isolées, distribuées en amas ou de façon aléatoire dans l'espace ont été regroupées en un même assemblage lorsqu'elles étaient assez proches les unes des autres pour représenter une même étape de croissance du cristal hôte (Goldstein et Reynolds, 1994), donc dans des conditions de température, pression et salinité identiques. La constitution des AIF était donc supposée indépendante du type de fluide contenu dans les inclusions, information qui n'a été déterminée avec certitude que lors de l'analyse microthermométrique. En outre, les inclusions pouvant présenter des évidences d'altération post-piégeage ont été systématiquement écartées de l'analyse microthermométrique : inclusions de trop grandes dimensions, suspectées d'étranglement (*necking down*), alignées selon des plans ou proches de plans de fractures visibles.

1.5.4.3.2) Microthermométrie

Le matériel utilisé pour la microthermométrie consistait en un microscope optique standard auquel ont été ajoutés un objectif spécial de type *long range*, une platine de chauffage et refroidissement de marque Fluid Inc, un thermocouple et un thermomètre/manomètre de marque Fluid Inc pour mesurer la température de la zone étudiée et doser les quantités d'air et d'azote gaz qui circulaient à la surface de l'échantillon. L'azote sous pression transitait par un réservoir d'azote liquide où il était refroidi avant d'atteindre l'échantillon. Les conditions expérimentales (étanchéité des réservoirs notamment) étaient telles qu'une température minimale de -150°C environ pouvait être atteinte. Le calibrage du thermocouple a été réalisé à l'aide des standards fournis par Fluid Inc.TM (inclusions fluides synthétiques) pour le CO_2 (température d'homogénéisation $T_h = -56,6^{\circ}\text{C}$) et l'eau pure (température de fusion de la glace $T_f = 0,0^{\circ}\text{C}$ et $T_h = 374,1^{\circ}\text{C}$ en phase critique).

Il est généralement recommandé de commencer par mesurer les T_h des inclusions fluides, car le refroidissement risque souvent d'entraîner la décrépitation des inclusions aqueuses.

Dans cette étude toutefois, la présence de bulles de gaz dans les inclusions limitait ce risque, l'augmentation de volume de l'eau par congélation étant compensée par la compression du gaz. De plus, l'abondance d'inclusions (supposées) riches en gaz dans certains échantillons incitait à commencer l'analyse par le refroidissement, afin de ne pas risquer de décrépiter ces dernières inclusions. Le refroidissement a donc systématiquement précédé le chauffage et s'est déroulé selon le protocole ci-après.

Un premier refroidissement, rapide, permettait de préciser de façon qualitative la nature des fluides présents dans les inclusions pour chaque assemblage : la congélation (T_c) des inclusions entre -30 et -45°C environ suggère un fluide aqueux de salinité variable, la congélation à basse température (inférieure à $-56,6^\circ\text{C}$) suggère la présence de CO_2 et l'apparition d'une bulle à une température inférieure à $-82,6^\circ\text{C}$ indique la présence de CH_4 . Le refroidissement a généralement été conduit jusqu'à -120°C environ la première fois, mais pouvait se poursuivre à plus basse température selon l'abondance des inclusions. Après cette étape de documentation qualitative, les inclusions ont été étudiées l'une après l'autre afin de mesurer avec précision la T_h des gaz ou la T_f de l'eau. En faisant varier très lentement la température il était possible de mesurer ces températures avec une précision de $0,1^\circ\text{C}$. La précision sur les mesures réelles était de $\pm 0,3^\circ\text{C}$ environ pour la T_f de l'eau et $\pm 2,0^\circ\text{C}$ pour la T_h des gaz. Lorsque la réaction de fusion ne se faisait pas de façon rapide et claire, l'ambiguïté sur la température réelle était levée en procédant à une alternance de chauffages et refroidissements (*cycling*). La répétition systématique des analyses (trois à quatre mesures de température à chaque fois) a permis d'identifier des inclusions métastables, qui ont été écartées de l'analyse quantitative à moins de subir une décrépitation forcée (voir plus loin). Le chauffage progressif des inclusions s'est poursuivi lentement au-dessus de $0,0^\circ\text{C}$ afin d'identifier la présence de clathrates, mais les températures de fusion ainsi mesurées étant trop peu nombreuses et peu précises ($\pm 1,0^\circ\text{C}$), elles n'ont pas été utilisées à des fins quantitatives.

Les inclusions ont ensuite été chauffées jusqu'à homogénéisation des phases aqueuse et gaz. La précision de la T_h de l'eau était de $1,0^\circ\text{C}$ environ. La phase dans laquelle le fluide s'homogénéise (gaz, liquide ou critique) était observée systématiquement. Certaines

inclusions identifiées comme métastables ont été décrépitées délibérément en les chauffant à 100-150°C au-dessus de leur T_h . Elles ont ensuite été refroidies et analysées pour mesurer une T_f approximative sans que la bulle ait disparu complètement.

1.5.4.3.3) Calculs et présentation des résultats

L'essentiel des calculs de salinité pour le système $H_2O-NaCl$ a été réalisé à l'aide du logiciel Bulk[®] (version 01/03; Bakker, 2003), à partir des mesures de T_f . La salinité moyenne d'un AIF a été calculée successivement avec six équations d'état proposées par le logiciel Bulk[®] et avec deux équations proposées par le logiciel Flincor[®] (version 1.4; Brown, 1989), de manière à estimer la sensibilité du résultat par rapport au choix de l'équation d'état. Les résultats présentés dans le Tableau 1.1 montrent que les valeurs de salinité en équivalent NaCl (poids en %) sont identiques pour la plupart des équations jusqu'à la deuxième décimale. Si l'on excepte un seul résultat atypique, la salinité calculée pour l'AIF témoin avec l'équation de Bodnar (1993) correspond à la moyenne des résultats obtenus par l'ensemble des équations. Les calculs de salinité ont donc été réalisés par défaut avec cette équation pour le reste de l'étude.

Système	Salinité (poids en % équivalent NaCl)	Source
$H_2O-NaCl$	9,07	Potter <i>et al.</i> (1978)
$H_2O-NaCl-KCl$	9,06	Hall <i>et al.</i> (1988)
$H_2O-NaCl-CaCl_2$	9,09	Oakes <i>et al.</i> (1990)
$H_2O-NaCl$	9,08	Bodnar (1993)
$H_2O-NaCl-CaCl_2$	9,29	Naden (1996)
$H_2O-NaCl-MgCl_2$	9,13	Dubois et Marignac (1997)
$H_2O-NaCl$	9,05	Zhang et Frantz (1987)
$H_2O-NaCl$	9,05	Brown et Lamb (1989)
	9,08	Moyenne sans Naden (1996)

Tableau 1.1 : Salinité calculée à partir de différentes équations pour un assemblage d'inclusions fluides donnée (échantillon S-108, AIF n. 2, $T_f = -5,9^\circ C$).

Les résultats de la microthermométrie sont résumés dans l'Appendice A5, qui présente les dimensions et la disposition des inclusions, le rapport vapeur/liquide, ainsi que les valeurs

minimale, maximale, et moyenne des T_c , T_f et T_h mesurées pour chaque assemblage. Les résultats des calculs de salinité (inclusions aqueuses) y figurent également. Les salinités calculées ainsi que les T_h mesurées sont aussi présentées sous la forme de diagrammes dans le Chapitre 5. Compte tenu du faible nombre d'analyses et de la fourchette de valeurs calculées ou mesurées, les intervalles définis pour ces histogrammes sont de 1 % (en poids, équivalent NaCl) pour la salinité et 10°C pour la T_h . Enfin, 25 % des inclusions testées en moyenne, et toutes dans le cas des échantillons S-270.1 et S-316.1, soit n'ont pas réagi lors des étapes de refroidissement et de chauffe (de -130 à +280°C, environ) et sont interprétées comme des artefacts ou des inclusions fracturées, soit sont métastables et comportent une bulle à température ambiante, avec des T_f -glace supérieures à 0°C qui augmentent après un étirement forcé.

Lorsque des inclusions aqueuses et gazeuses coexistent, il est possible d'estimer la pression minimale à laquelle les inclusions ont été piégées, grâce aux T_h des inclusions aqueuses et des isochores calculées à l'aide du logiciel Isoc[®] (version 01/03; Bakker, 2003). L'équation d'état utilisée est celle de Duan *et al.* (1992). Considérant une densité moyenne des séries sédimentaires de 2,7 g/cm³ et 1 bar = 1019,7162 g/cm², la pression est ensuite convertie en profondeur (lorsqu'une pression sublithostatique peut être assumée). Les résultats de ces estimations sont compilés et discutés dans le Chapitre 5.

Chapitre 2

Caractérisation sismique du front structural des Appalaches du sud du Québec

*Interrogeant la terre entière sur son aire,
pour connaître le sens de ce très grand désordre...
peut-être même s'irritant de n'avoir pas réponse...
(Vents, Saint-John Perse)*

Le texte de ce chapitre est paru dans le
Bulletin of Canadian Petroleum Geology
sous le titre suivant :

Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians

Stephan Séjourné	INRS-Eau, Terre et Environnement 880, Chemin Sainte-Foy (C.P. 7500), Sainte-Foy (QC), G1V 4C7
James Dietrich	Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada 3303, 33 rd Street NW, Calgary (AB), T2L 2A7
Michel Malo	INRS-Eau, Terre et Environnement 880, Chemin Sainte-Foy (C.P. 7500), Sainte-Foy (QC), G1V 4C7

Résumé

L'interprétation de données récentes de sismique réflexion provenant de compagnies privées fournit des informations importantes sur le style du front structural des Appalaches du Québec, au sud de Drummondville. En particulier, la présence de chevauchements se propageant à l'ouest de la limite cartographiée du domaine parautochtone est largement documentée. Le style structural à l'est de la Faille d'Aston est dominé par de longs plans de décollement qui définissent la semelle d'écailles tectoniques empilées en duplex à vergence vers l'arrière pays. Le Synclinal de Chambly-Fortierville et la Ligne de Logan ne sont pas imagés en sismique. Des failles syn-sédimentaires étaient actives depuis le dépôt du Groupe de Potsdam et au moins jusqu'au dépôt du Groupe de Trenton. Des failles normales se propagent aussi dans les molasses et les flysch sus-jacents, et les failles antithétiques sont plus courantes que les études précédentes ne le laissaient soupçonner. Les failles normales sont recoupées par les chevauchements.

Abstract

Interpretation of recent industry seismic reflection data provides important insights into the structural style of the southern Quebec Appalachians structural front, south of Drummondville. Especially, the occurrence of thrusts propagating west of the mapped limit of the parautochthonous domain is widely documented. Extensive décollement planes dominate the structural style east of the Aston Fault and define the soles of tectonic slices stacked into hinterland-dipping duplexes. The Chambly-Fortierville Syncline and the Logan Line are not imaged seismically. Growth faults were active since the deposition of the Potsdam Group and at least until the deposition of Trenton Group. Normal faults also extend into the overlying molasse and flysch units and antithetic faults are more common than previously documented. Normal faults are crosscut by Appalachian thrusts.

2.1) Introduction

Southern Quebec has been the target of hydrocarbon exploration campaigns in the last fifty years. These programs led to some gas discoveries in the carbonate slices imbricated along the structural front of the Appalachians (Morin, 2000). Most identified carbonate slices, however, are only potential reservoirs. These are highly compartmentalized, structural features largely controlling their geometry and seal properties. A better understanding of structural evolution of the carbonate slices along the Appalachians structural front is critical for renewal of exploration in this overthrust belt (Morin, 2000). Especially, the control of underlying platform extensional fault structures on development of contractional structures is an important characteristic of this structural front that has long been underestimated.

Many field surveys have provided valuable insights into the character of the southern Quebec Appalachians structural front (Clark, 1964a; Kumarapeli, 1969a; Gilmore, 1971; Beaupré, 1975; Prichonnet and Raynal, 1977; Charbonneau, 1980; Globensky, 1981; Chalaron and Malo, 1998; Séjourné, 2000; Séjourné and Malo, 2001). Due to poor exposure, however, these analyses were focused mostly on a single tectonic slice and did not provide a regional understanding of the structural front, nor did they document the complicated relationship between early extensional features and superimposed contractional ones. Apart from one deep seismic reflection survey (Seguin, 1982; Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983; Castonguay *et al.*, 2001; Dietrich *et al.*, 2001) and a recent interpretation of 3D seismic data (Malo *et al.*, 2001b), no other seismic interpretation of southern Quebec Appalachians structural front has been published.

In this study, five recent industry seismic reflection lines are used to characterize the general structural style of southern Quebec Appalachians. Interpretation of the seismic profiles provides insights into the extent of thrusting, ahead of the mapped structural front, the mechanisms of folding in the autochthonous domain, the timing of deformation, and the interaction between extensional and contractional features. These results also

provide a link with deep seismic reflection studies (Castonguay *et al.*, 2001) to the north and have implications for fluid migration paths and hydrocarbon exploration.

2.2) Regional geological setting

The study area occurs between Drummondville and the U.S. border (Fig. 2.1). It includes three distinct tectonostratigraphic domains separated by two major north-north east-trending fault zones. From west to east, these are the autochthonous, the parautochthonous, and the allochthonous domains (St-Julien and Hubert, 1975). Unconformably overlying Grenvillian basement rocks, the autochthonous domain contains Upper(?) Cambrian to Upper Ordovician St. Lawrence Platform passive margin strata (Potsdam and Beekmantown groups, Fig. 2.2) and foreland basin strata (Chazy, Black River and Trenton groups, flysch and molasse units, Fig. 2.2). This domain is separated from the parautochthonous domain by the Aston and Saint-Barnabé thrust faults (Fig. 2.3). The parautochthonous domain (Fig. 2.2) is composed of fault-imbricated platform rocks (Potsdam to Trenton groups) and foreland basin Upper Ordovician flysch. The allochthonous domain in the study area consists of Upper Cambrian(?) to Upper Ordovician basin rocks (Citadelle Formation, Oak Hill, Shefford, and Stanbridge groups) and Upper Cambrian to Middle Ordovician platform strata (the Philipsburg and Upton groups, Fig. 2.2). It structurally overlies the parautochthonous domain east of Logan's Line (Fig. 2.3), which defines an important stratigraphic limit.

Two contrasted structural styles are expressed at the surface in the study area, where contractional features are superimposed on older, extensional ones. Normal faulting associated with opening of the Late Neoproterozoic to Early Cambrian Iapetus ocean rifting (St-Julien and Hubert, 1975) affected the Grenvillian basement and the autochthonous domain (Figs. 2.1 and 2.3). The structures have probably been reactivated as growth faults during deposition of Trenton Group strata (Lavoie, 1994). Some normal faults may also have been activated or reactivated at the onset of the Taconian Orogeny

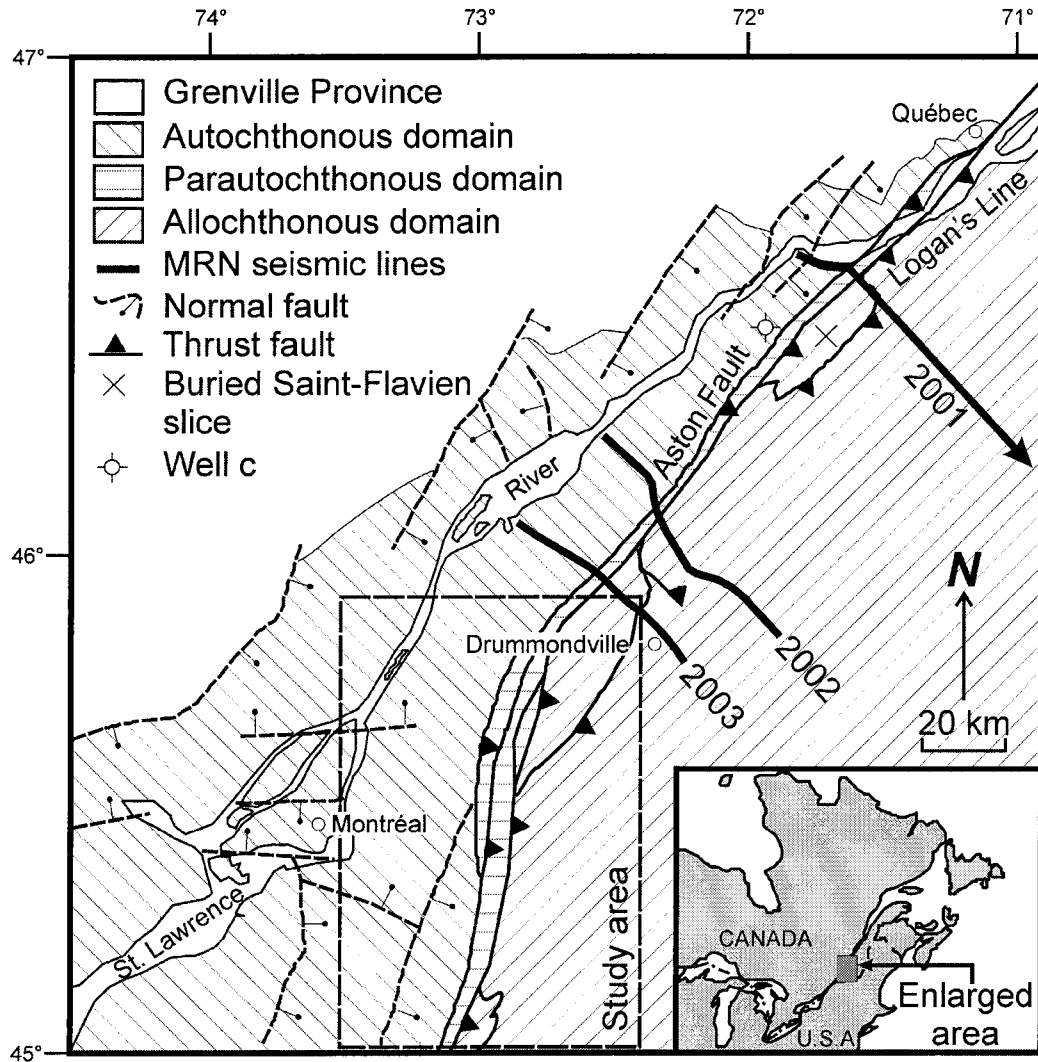


Figure 2.1 : Map of main tectonostratigraphic units of Southern Quebec, with location of the study area and MRNQ seismic lines. Well c : well Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1. Modified from Héroux and Bertrand (1991).

(Chalargon and Malo, 1998), reflecting lithospheric flexure developed in response to the progressive shortening and thickening in the more internal zones of the orogenic belt (Bradley and Kidd, 1991).

The Middle to Late Ordovician Taconian Orogeny (St-Julien and Hubert, 1975) is commonly accepted as the only compressional event that affected the study area

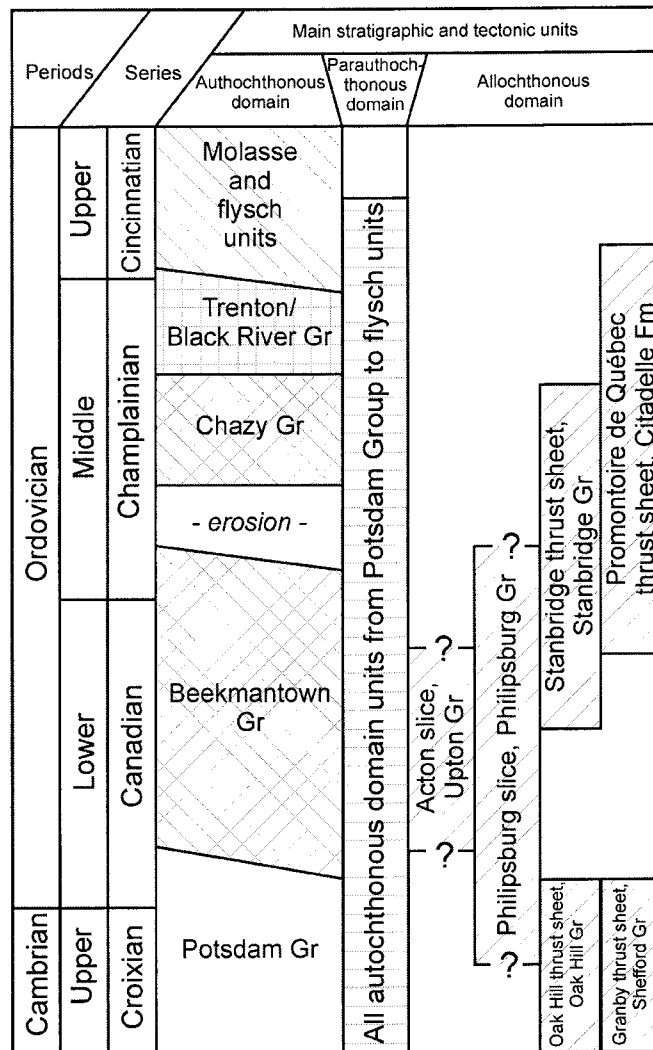


Figure 2.2 : Schematic stratigraphic column and tectonic units of the autochthonous, paraautochthonous and allochthonous domains in the study area. Gr : group(s), Fm : formation. Modified from Lavoie (1994).

(Vallières, 1987; Tremblay and Pinet, 1994). In the allochthonous domain, biostratigraphic dating of wildflysch at the sole of major thrust sheets indicates that thrusting took place in a higher-to-lower sequence, during Late Ordovician time (St-Julien and Hubert, 1975). Although occurrence of Salinian (Silurian) and Acadian (Devonian) orogenies are not documented in study area, their absence has not been proven yet. Reactivation of Taconian thrust planes during later contractional events might

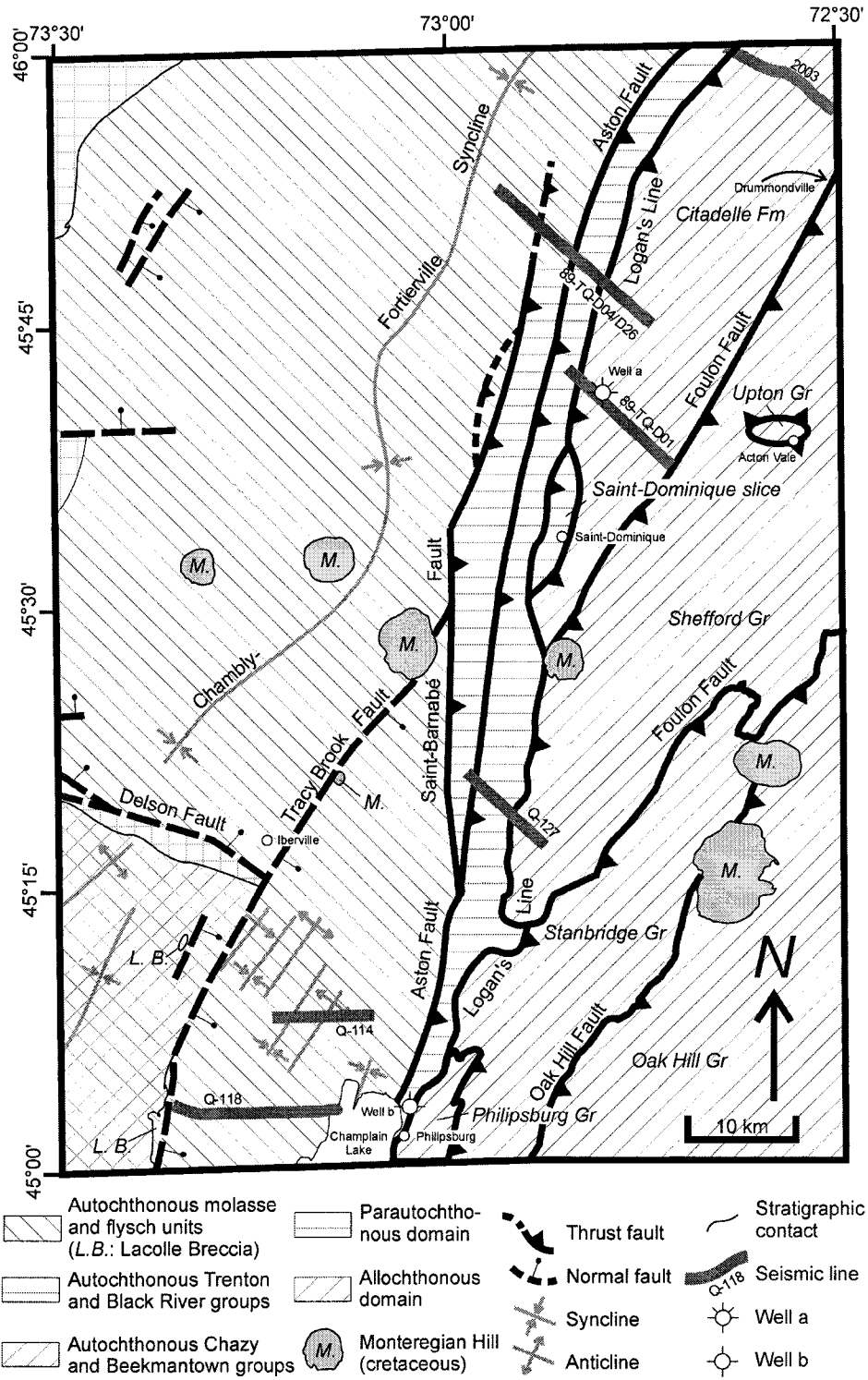


Figure 2.3 : Simplified geologic map of the study area with location of wells and seismic lines. Well a : « BVI *et al.*, Saint-Simon No 1 », well b : « Shell, Saint-Armand ouest No 1 ». Gr : Group, Fm : Formation. Modified from Globensky (1987), except for dashed thrusts along Saint-Barnabé Fault : modified from Clark (1964a, 1964b).

be particularly difficult to characterize seismically. Therefore, deformational events recognized in this study are considered as Appalachian deformations of no specific age.

The parautochthonous domain is poorly exposed but well developed below the allochthonous thrust sheets. It consists of platform and foreland basin strata separated from the autochthonous domain and imbricated into tectonic slices. Each slice commonly consists in a competent carbonate unit at its base and a weaker, shaly upper section. Both surface data (Beaupré, 1975; Prichonnet and Raynal, 1977; Chalaron and Malo, 1998; Séjourné, 2000; Séjourné and Malo, 2001) and subsurface data (Malo *et al.*, 2001b) indicate that the strike of structural features in the slices is consistent with the dominant strike in the neighboring thrust sheets, suggesting that the parautochthonous and allochthonous domains share a common tectonic history.

The western most tectonostratigraphic domain is the least affected by shortening. The only inferred contractional structures mapped at the surface of the autochthonous domain are the regional, open, Chambly-Fortierville Syncline to the north and smaller scale folds to the south (Fig. 2.3). Although controversial, early Taconian strike-slip faults are interpreted in the autochthonous domain between Québec and Montréal (Shaw, 1993) and in the Ottawa region (Faure, 1995).

A long, ongoing period of erosion has left little evidence of the post-Ordovician stratigraphic history of the study area. Devonian sedimentation is interpreted, based on the occurrence of fauna within sedimentary clasts of the Saint-Hélène (Montréal) intrusive breccia (St-Julien and Hubert, 1975). Reactivation of major crustal faults such as the Ottawa-Bonnechere, St. Lawrence and Saguenay grabens (Kumarapeli, 1969b) are possibly related to the opening of Atlantic ocean during the Triassic. These faults were favored zones of igneous intrusions through the St. Lawrence Platform and Appalachians during the Cretaceous. Paleostress data (Faure, 1995) collected in these intrusives (the Monteregian Hills, Fig. 2.3) suggest a late, north-trending, strike-slip faulting.

2.3) Previous seismic studies

In southern Quebec, several extensive two-dimensional seismic reflection surveys have been collected since the sixties, but most results are still confidential. Time-structure maps compiled by the Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières (SOQUIP, 1982, 1984) and interpretations from Shaw (1993) are among the few published results. These publications helped to constrain the half-graben geometry of the autochthonous domain and presented data to support the possible early Taconian strike-slip nature of some faults. Dykstra and Longmann (1995) also provided insights into the prolonged growth faulting of basement-involved normal faults. More recently, Morin (2001) discussed the nature of the Tracy Brook Fault (Fig. 2.3), based on unpublished seismic data. Three dimensional seismic interpretation of the Saint-Flavien reservoir structure (Fig. 2.1) also revealed late Taconian strike-slip faults that contribute to the high level of compartmentalization of this parautochthonous structural trap (Malo *et al.*, 2001b).

In 1978, deep seismic reflection profiles (seismic lines 2001, 2002 and 2003) were recorded for the Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ) north-east of the area under study (Fig. 2.1). Preliminary interpretations of seismic line 2001 (Seguin, 1982, 1983; Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983; Cook, 1984) documented the structural style of the orogen in southern Quebec, based on the character and geometry of significant seismic reflectors. The three MRNQ seismic lines are currently being reprocessed and reinterpreted by the Geological Survey of Canada (GSC). Preliminary results from the reinterpretation of seismic line 2001 include: 1) the recognition of thrust and fold structures west of the structural front as mapped on surface; 2) the documentation of overlaps in platform features, interpreted as possible basement-involved fault inversions; 3) the possible occurrence of an incipient triangle zone involving the eastern limb of the Chambly-Fortierville Syncline (Dietrich *et al.*, 2001; Castonguay *et al.*, 2001).

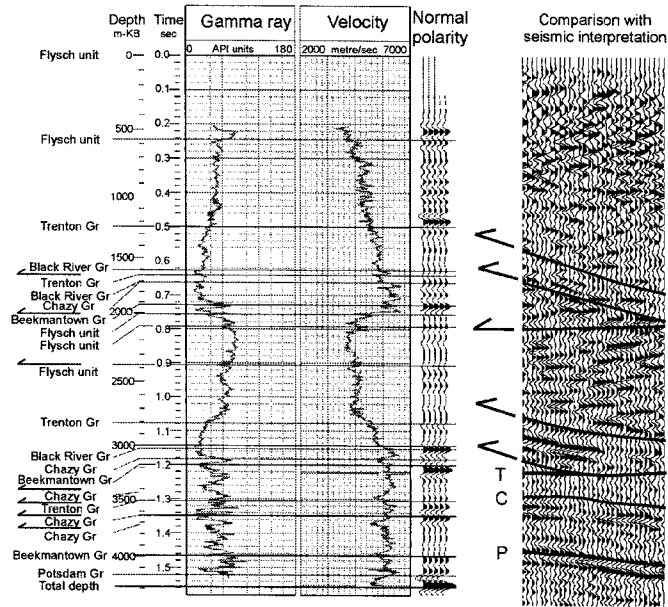
2.4) Data and methodology

The five studied seismic lines (Fig. 2.3) were acquired by industry. 1) Seismic sections Q-118, Q-114 and Q-127 were recorded by BHP in 1990 and are now in the public domain. Stack and migrated versions were provided to the authors in paper format. 2) Seismic lines 89-TQ-D01 and 89-TQ-D04/D26 were recorded in the nineties by Terrenex Ventures Corporation for the Bow-Valley Inc. project, and are now the property of Talisman Energy Inc. Migrated versions were provided to the authors in digital format.

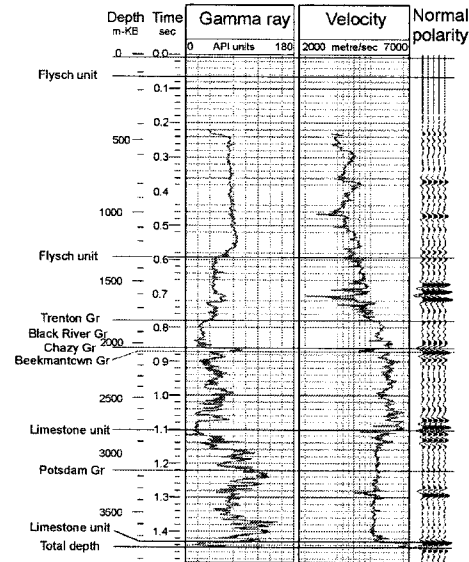
The reprocessing (BHP seismic lines only) and reinterpretation were conducted with PromaxTM and Geoframe software, respectively. The post-stack reprocessing of the BHP seismic profiles has included testing and application of deconvolution and signal enhancement (dipscan) filters, followed by (Kirchoff) time migrations using available stacking velocity information. The filtering and migration improved seismic image quality in all BHP seismic profiles. Further detailed migration of seismic lines Q-118 and Q-127 helped to reduce reflection smearing and diffractions near faults (see below). However, this advanced reprocessing also considerably lessened the image quality. Therefore, resulting images were used for interpretation but not for display in this paper.

A few wells are available to calibrate seismic reflections to the stratigraphy, and only one of these provides a direct tie to a seismic line: BVI *et al.*, Saint-Simon No 1 (Fig. 2.3). A second well (Shell, Saint-Armand ouest No 1, Fig. 2.3), also provides an almost complete stratigraphic succession and, therefore, was included in this study. The seismic expression of the base of the Potsdam Group, not intersected by the above two wells, was tentatively calibrated through a well located north of the study area (Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1, Fig. 2.1). These three wells were used to construct synthetic seismograms (Fig. 2.4) with GMA Plus software, using borehole-compensated sonic logs. Geological interpretation from Globensky (1981) for the Shell, Saint-Armand ouest No 1 well, as well as formation density logs for all wells, were used to identify the thickness of the main stratigraphic units. From the two wells that are not tied to a seismic section, only the

A - BVI *et al.*, Saint-Simon No 1



B - Shell, Saint-Armand ouest No 1



C - Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1

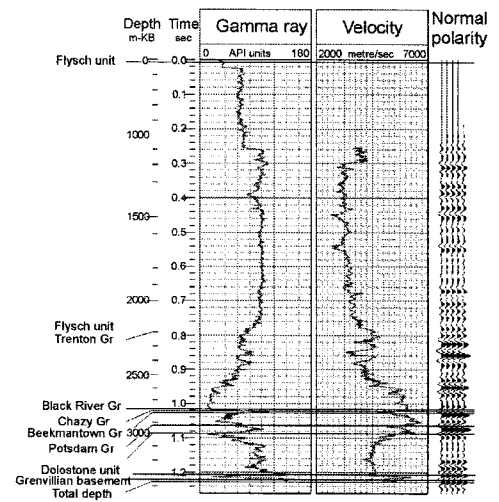


Figure 2.4 : Normal polarity synthetic seismograms. (A) : BVI *et al.*, Saint-Simon No 1, located on Figure 2.3. Seismic line 89-TQ-D01 enlargement is located on Figure 2.8, T : top of autochthonous Trenton Group, C : top of autochthonous Chazy Group, P : top of autochthonous Potsdam Group. See text for discussion. (B) : Shell, Saint-Armand ouest No 1, located on Figure 2.3. (C) : Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1, located on Figure 2.1.

general characteristics of the synthetic seismograms were used in the interpretations below. From the synthetic seismogram of BVI *et al.*, Saint-Simon No 1 well, the depth (in two ways travel time) of seven tectonic slices were estimated and compared to the structural interpretation of line 89-TQ-D01 (Fig. 2.4A). Five slices were recognized on the interpretation, but significant gaps occurred with the depth measured on the synthetic seismogram. The discrepancies are particularly large for the deeper slices, and may reflect unrecognized velocity contrasts in the synthetic model. Despite the poor petrophysical control available for this study, the main characteristic features of the synthetic seismograms (i.e., the series of high-amplitude reflections) are recognized in the autochthonous domain of all the seismic sections illustrated here, and, therefore, were used to establish seismostratigraphic units (see below).

The SOQUIP time structural map of Grenvillian basement top (SOQUIP, 1984) was digitized and georeferenced for comparison with the surface geology map and the paths of the seismic lines. However, no attempt has been made to integrate the time horizon information from SOQUIP, BHP and Bow Valley data sets.

2.5) Seismic expression of main stratigraphic units

2.5.1) Autochthonous domain

Molasse and flysch are the shallowest stratigraphic units imaged on the studied seismic lines. The strata are predominantly argillaceous and show little acoustic impedance. They form a weakly reflective, homogeneous package overlying characteristic high-amplitude reflections in the southern part of the study area (Figs. 2.4 and 2.5). These high-amplitude reflections serve to illuminate the structural style of the autochthonous foreland basin strata, which is otherwise difficult to recognize due to absence of well data and lack of good surface expression.

Stratigraphically below the molasse and flysch units, the poorly reflective shaly limestone

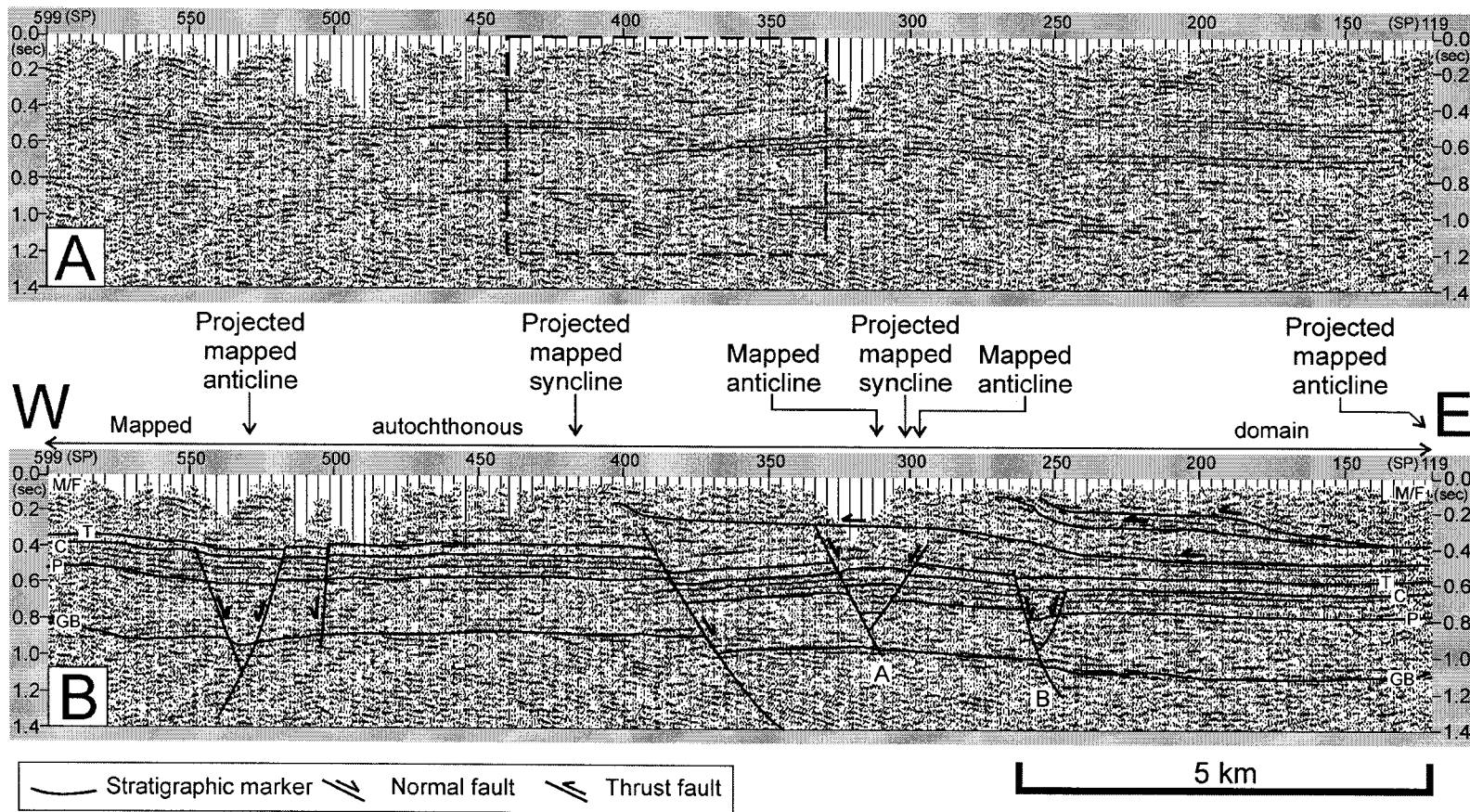


Figure 2.5 : (A) : Migrated, multifold seismic line BHP Q-118. Box with dashed line indicates location of Figure 2.12. SP : Shot point. (B) : Proposed structural interpretation. M/F : Undifferentiated molasse and flysch units, T : top of Trenton Group, C : top of Chazy Group, P : top of Potsdam Group, GB : top of Grenvillian basement, A : normal fault with associated roll-over, B : normal fault referred to in Figure 2.11.

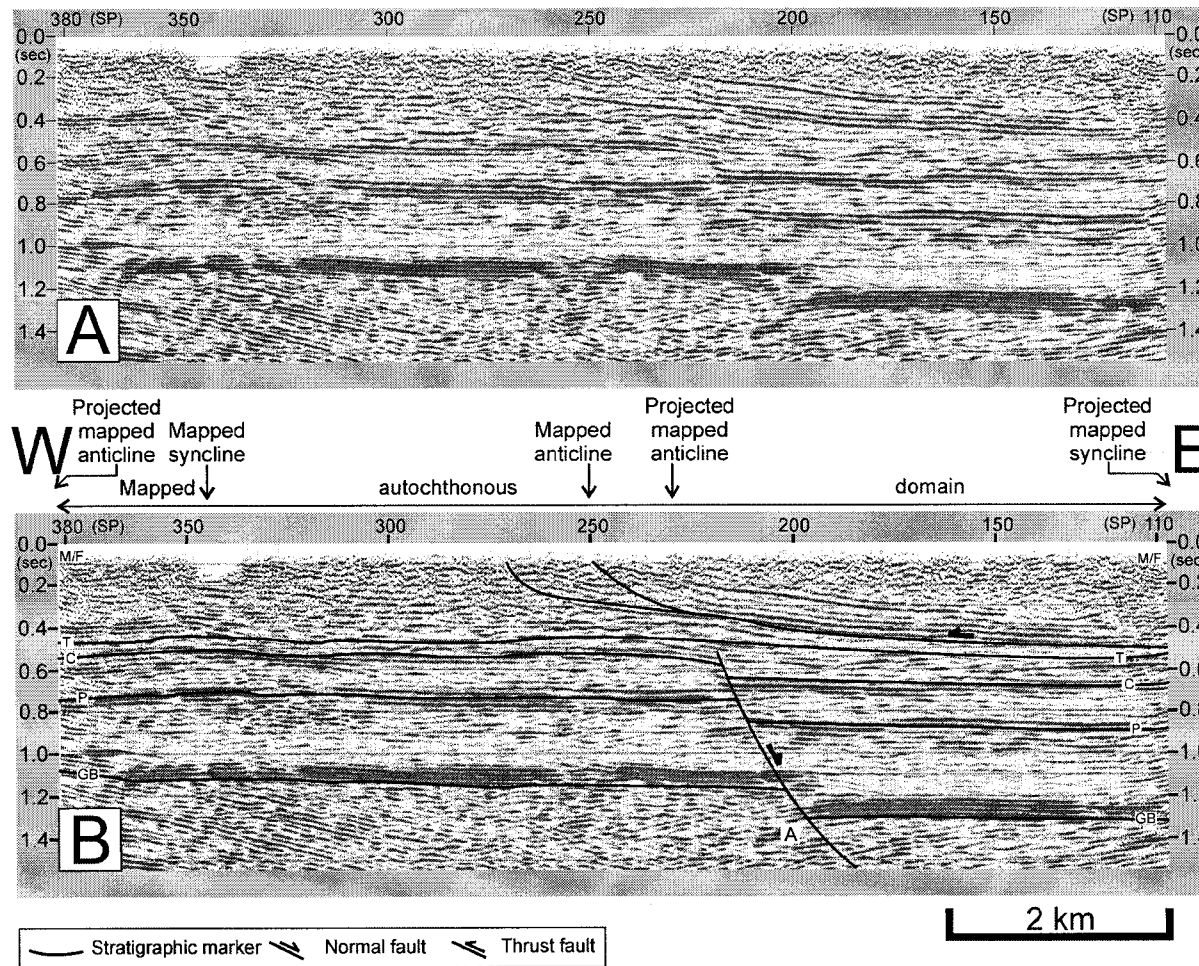


Figure 2.6 : (A) : Migrated, multifold seismic line BHP Q-114. SP : Shot point. (B) : Proposed structural interpretation. M/F : Undifferentiated molasse and flysch units, T : top of Trenton Group, C : top of Chazy Group, P : top of Potsdam Group, GB : top of Grenvillian basement, A : normal fault referred to in Figure 2.11.

of the Trenton and Black River groups shows little acoustic impedance (Figs. 2.4 and 2.6). The Trenton and Black River groups are not seismically distinguishable and are grouped on the seismic line figures. A series of three high-amplitude reflections that immediately underlie the low-amplitude reflections of the Trenton/Black River groups marks the top of the Chazy Group (Figs. 2.4 and 2.6). Below this interval, the reflections diminish in amplitude down to the base of the Beekmantown Group. Chazy and Beekmantown groups are not seismically distinguishable and are grouped on the seismic line figures. At the base of Beekmantown Group strata, a bundle of four high-amplitude reflections marks the transition into a limestone unit (well Shell, Saint-Armand ouest No 1, Fig. 2.4). Based on lithology, this unit is assigned to the carbonate Chazy/Beekmantown groups, rather than to the underlying sandy Potsdam Group.

Below the Chazy/Beekmantown groups, the Potsdam Group forms low-amplitude reflectors, with the exception of a highly reflective limestone unit at the bottom of the Shell, Saint-Armand ouest No 1 well. Below those isolated reflections and an underlying zone of low resistivity contrast, a series of high-amplitude reflections is interpreted to mark the base of Potsdam Group. They overlap the discontinuous and variable-amplitude reflections of the Grenvillian basement (Figs. 2.5 to 2.9) rather than following its topography. Since no well intersects Grenvillian basement in the study area, a well located farther north (Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1, Fig. 2.1) was analyzed in order to evaluate the seismic characteristics of the base of the Potsdam Group. This well documents a dolostone unit overlying the Grenvillian basement and expressed by high-amplitude reflectors in a synthetic seismogram (Fig. 2.4). Since these reflectors are comparable to those imaged on the studied seismic lines (Figs. 2.5 to 2.9), it is argued that observed high-amplitude reflectors are the seismic expression of a lithologic change at the base of the clastic Potsdam Group, rather than caused by resistivity contrasts between Grenvillian basement and Potsdam Group rocks. Since it is not possible to directly correlate the well Shell, Sainte-Françoise Romaine No 1 with the seismic data from the area under study, the lithostratigraphic nature of the highly reflective unit at the base of the Potsdam Group is still hypothetical, however. Therefore, its reflectors are not marked separately from the Potsdam Group reflectors on the seismic profiles.

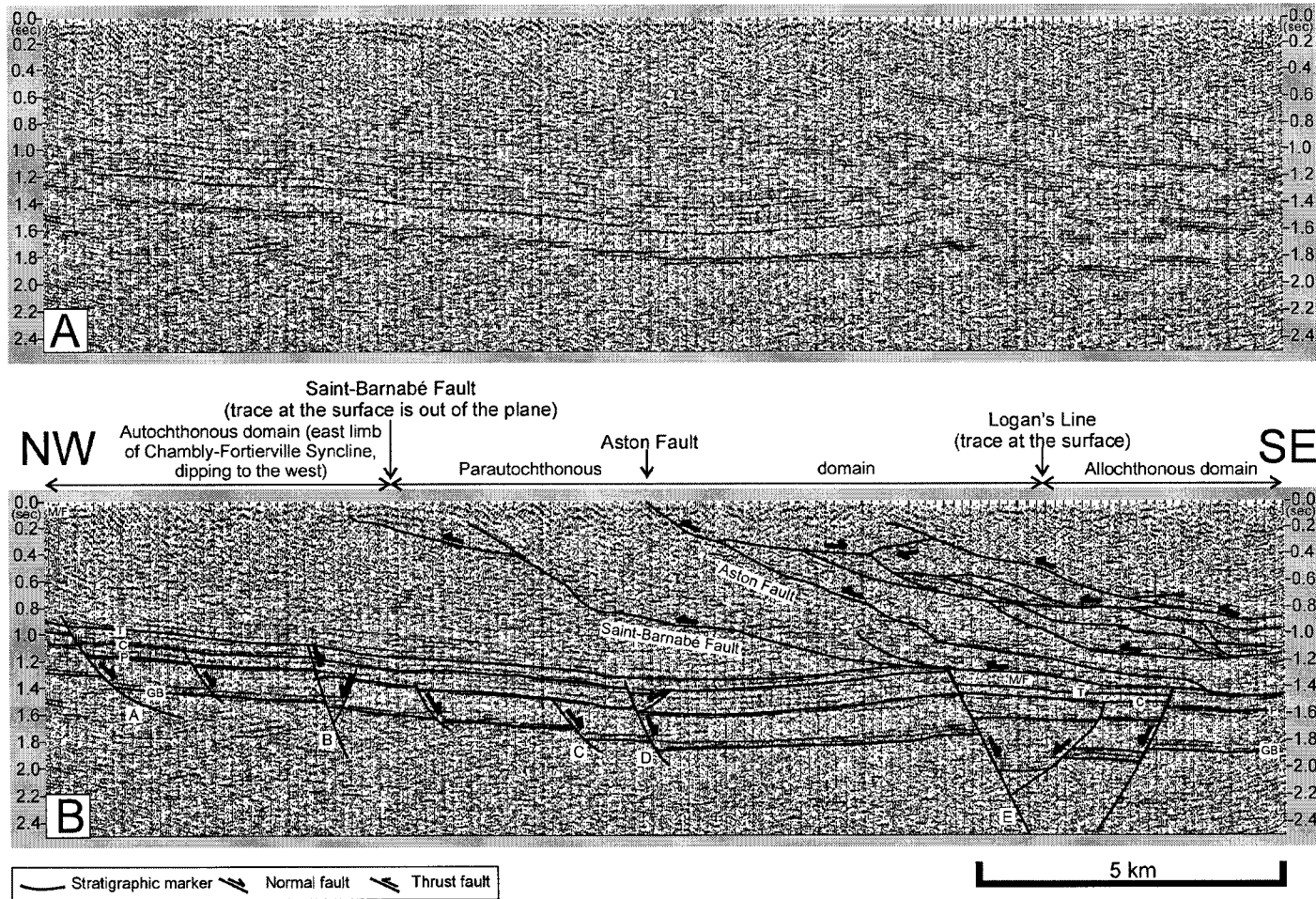


Figure 2.7 : (A) : Migrated, multifold seismic line Bow Valley 89-TQ-D04/D26. (B) : Proposed structural interpretation. M/F : Undifferentiated molasse and flysch units, T : top of Trenton Group, C : top of Chazy Group, P : top of Potsdam Group, GB : top of Grenvillian basement, A to E : normal faults referred to in Figure 2.11.

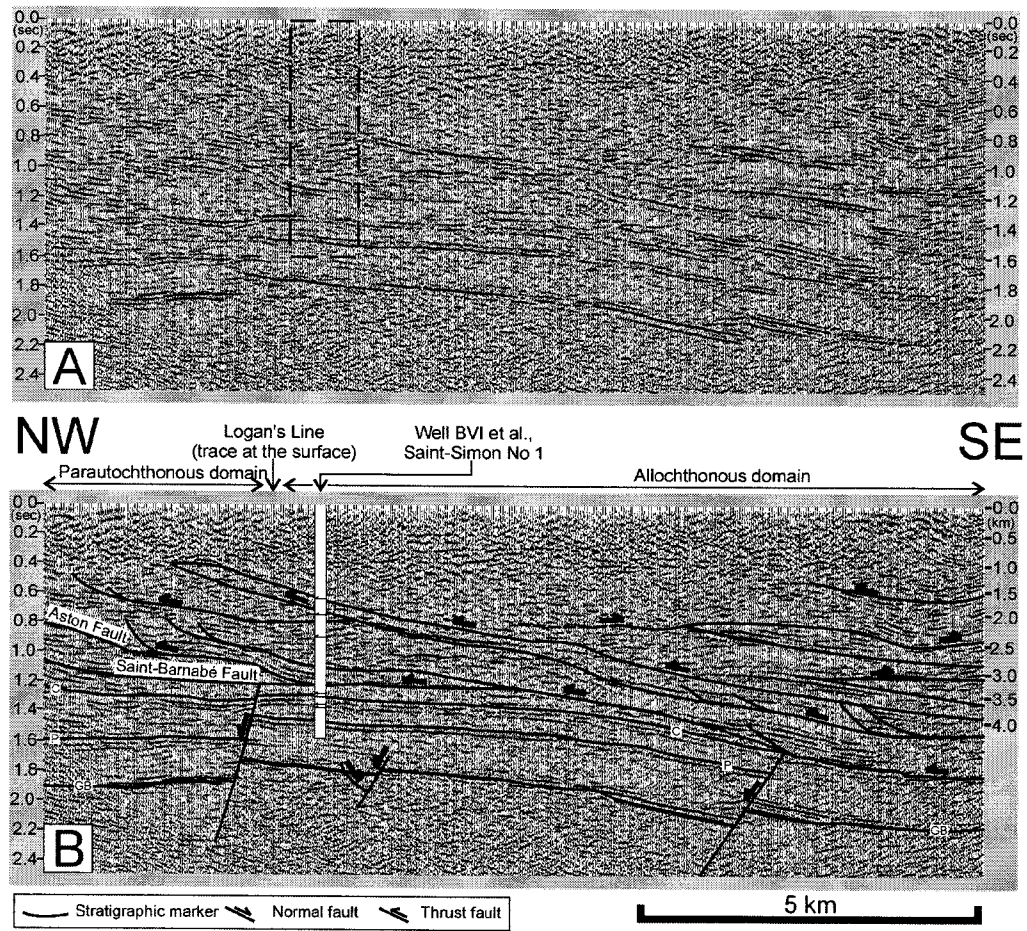


Figure 2.8 : (A) : Migrated, multifold seismic line Bow Valley 89-TQ-D01. Box indicates the location of enlargement in Figure 2.4A. (B) : Proposed structural interpretation. Depth scale is inferred from synthetic seismogram of BVI *et al.*, Saint-Simon No 1 well (Fig. 2.4A). M/F : Undifferentiated molasse and flysch units, T : top of Trenton Group, C : top of Chazy Group, P : top of Potsdam Group, GB : top of Grenvillian basement. Arrows in white box refer to the tectonic slices recognized on the synthetic seismogram (Fig. 2.4A).

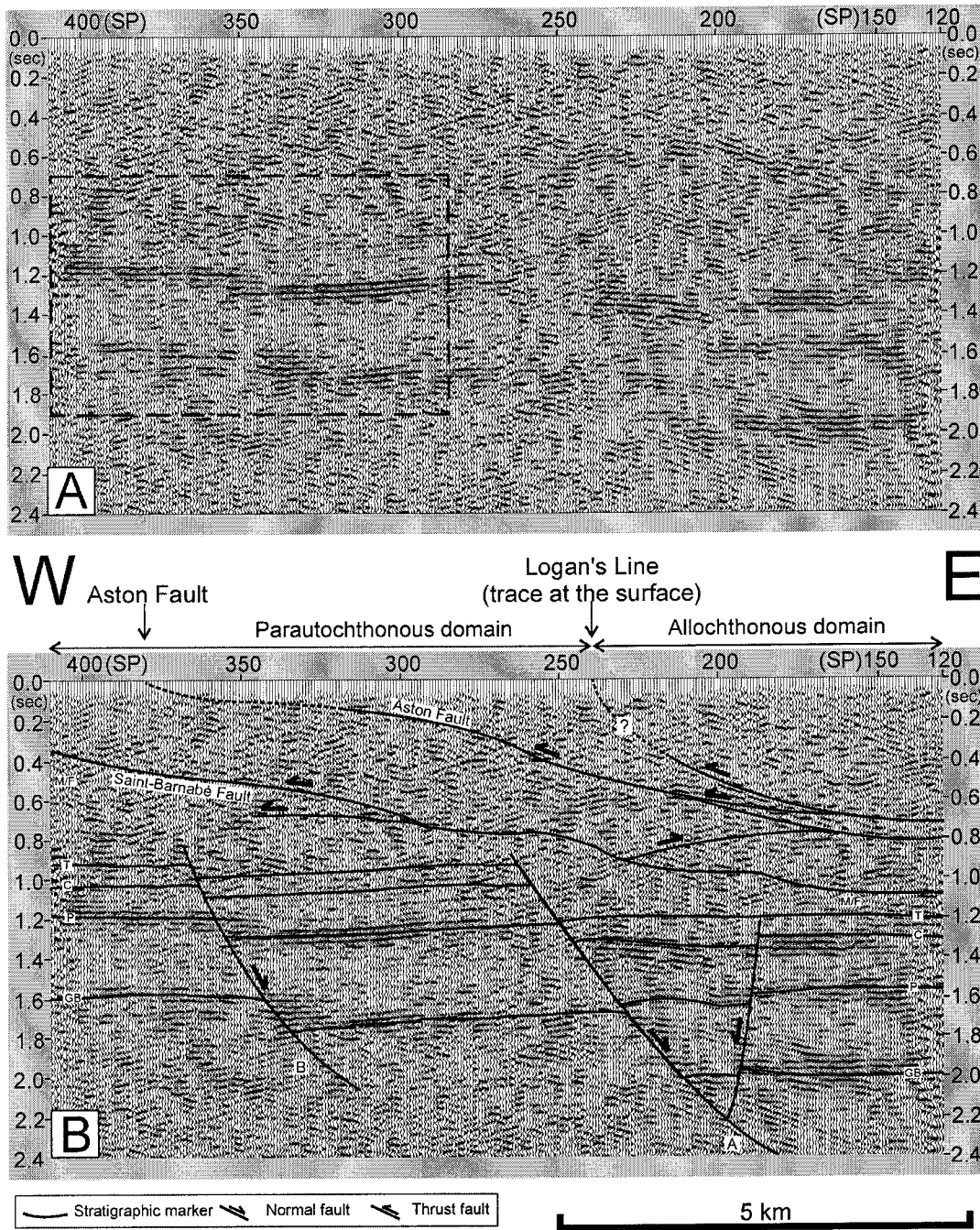


Figure 2.9: (A) : Migrated, multifold seismic line BHP Q-127. Box with dashed line indicates location of Figure 2.12. SP : Shot point. (B) : Proposed structural interpretation. M/F : Undifferentiated molasse and flysch units, T : top of Trenton Group, C : top of Chazy Group, P : top of Potsdam Group, GB : top of Grenvillian basement, A : normal fault with associated roll-over, B : normal fault referred to in Figure 2.11.

2.5.2) Parautochthonous and allochthonous domains

In the absence of tied well data, establishing with accuracy the stratigraphic framework of parautochthonous and allochthonous domains from seismic data is difficult. The only well available for the study is well BVI *et al.*, Saint-Simon No 1, tied to seismic line 89-TQ-D01 (Figs. 2.3 and 2.8). It intersects seven parautochthonous tectonic slices before reaching the autochthonous Chazy Group (Fig. 2.4). Rocks involved in these slices belong to platform and flysch assemblages. Five of the slices are seismically imaged on line 89-TQ-D01 (Fig. 2.8). Repetitions within flysch units and thrusting of Chazy Group strata on Trenton Group strata (two shaly units), however, are recognized on the log sections (Fig. 2.4) but are too thin or too weakly reflective to be recognized on the seismic profile. The comparison of BVI *et al.*, Saint-Simon No 1 well synthetic seismogram (Fig. 2.4) with the seismic data, therefore, indicates that it is possible to identify individual tectonic slices and recognize the geometry of their internal seismic events, where slices contain reflective strata.

In the studied seismic lines, the allochthonous domain does not display conspicuous reflectors when compared with the neighboring parautochthonous domain (Figs. 2.7, 2.8 and 2.9). This may be due the low acoustic impedance of the allochthonous and parautochthonous strata across Logan's Line. Alternatively, the vertical extent of the allochthonous domain along the seismic line paths could be limited to the shallowest and seismically poorly defined part of the profiles.

2.6) Structural styles

2.6.1) Extensional structures

Seismic data clearly show the main structural features in the autochthonous domain are normal faults (e.g. Fig. 2.5). Comparison with orientation of faults on SOQUIP (1984) structural map indicates that most of the normal faults on the studied seismic sections dip towards the east or the south east, consistent with initial interpretations of seismic line

2001 (Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983). However, many normal faults apparently dipping towards the west or the north west are also recognized (Figs. 2.5, 2.7, 2.8 and 2.9). These faults are generally antithetic to the more prominent set, as they display minor vertical offsets compared to their east dipping, conjugated faults. On data presented here, there are larger percentages of west and north west-dipping normal faults affecting the Grenvillian basement and the autochthonous strata than interpreted initially on seismic line 2001 (Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983). Therefore, the simple and commonly illustrated half-graben geometry (St-Julien and Hubert, 1975; St-Julien *et al.*, 1983) should be revised to a more complicated structural setting of horsts, grabens and half-grabens, and variable fault attitudes.

The SOQUIP (1984) structural map of top of Grenvillian basement (Fig. 2.10), based on the interpretations from Shell and SOQUIP data sets, depicts variations in the strike and density of basement-involved normal fault traces. The north east strike of the faults changes gradually southward to north north east and north strikes. The across-strike distance between faults increases from north to south, as the shape of basement blocks changes from long and narrow to more equidimensional in the south.

Most of the extensional faults recognized at depth root in the Grenvillian basement and propagate through the carbonate platform and the base of the molasse and flysch units. Growth faulting is indicated by the relative thickening of strata in the down-throw block of many faults. Growth faulting took place at various times (Fig. 2.11), during deposition of the basal carbonate unit or the Potsdam Group (four faults), the Chazy/Beekmantown groups (five faults) and the Trenton/Black River groups (three faults). Stratigraphic thickness variations across graben structures indicate that activation of the master fault plane generally continued after the antithetic fault plane activation ceased (seismic line 89-TQ-D04/D26, fault E, Fig. 2.7B). Comparison of the stratigraphic offsets helped to recognize which fault is antithetic to the other. Roll-over anticlines are resultant features of growth faults in the study area (Faults A on Figs. 2.5 and 2.9). Although many normal faults also propagate into the lowest molasse and flysch units, possible growth faulting events during flysch deposition cannot be resolved because of the lack of reflectivity.

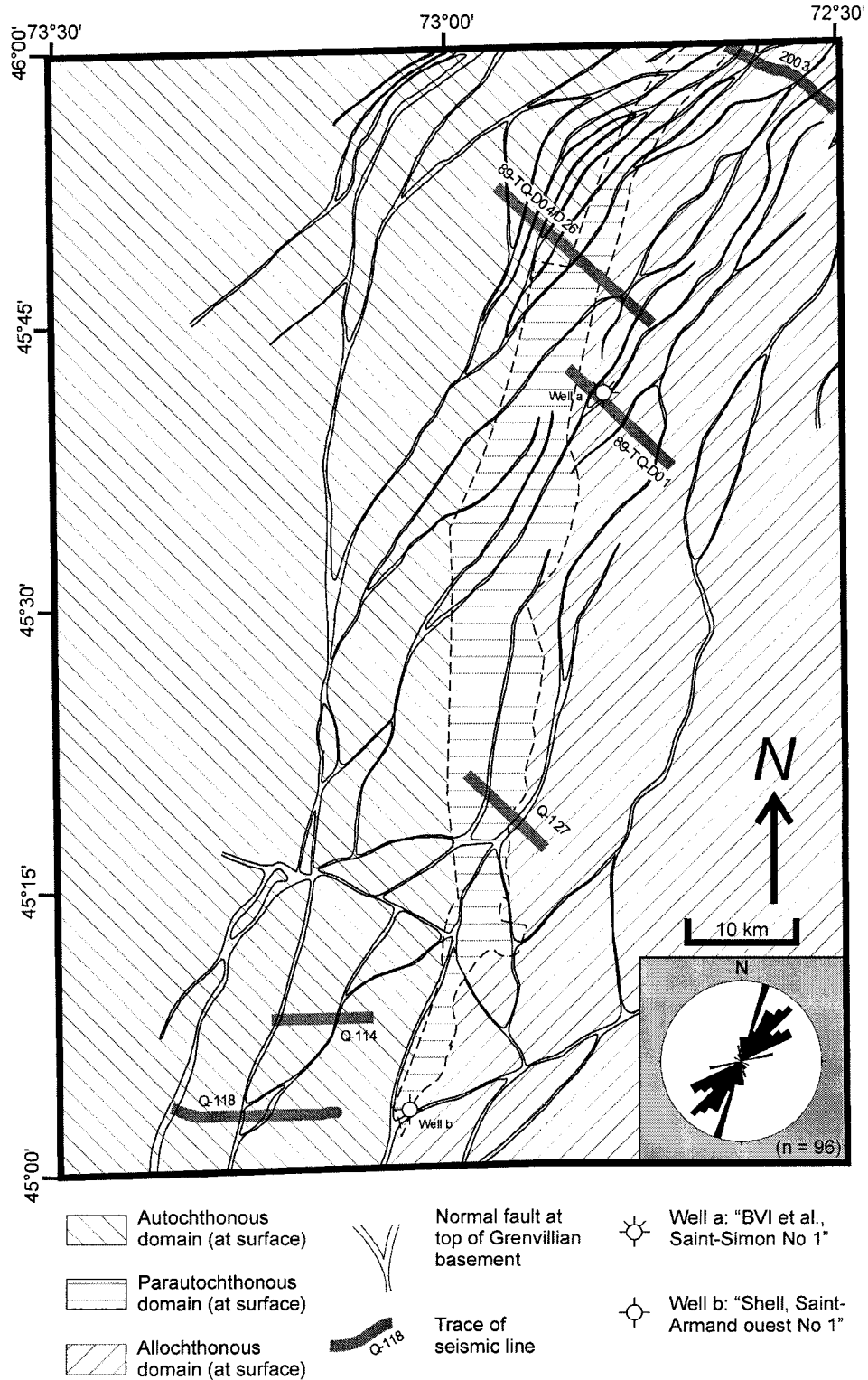


Figure 2.10 : Basement-involved normal faults trace, as seen on Grenvillian basement top, superimposed onto surface geology domains and seismic lines of Figure 2.3. Modified from SOQUIP (1984). Insert : rose diagram representing average strike of the faults.

Strata affected by growth faulting		Example		Fault B, Fig. 2.5B	Fault B, Fig. 2.9B	Fault D, Fig. 2.7B	Fault A, Fig. 2.7B	Fault C, Fig. 2.7B	Fault E, Fig. 2.7B	Fault B, Fig. 2.7B	Fault A, Fig. 2.6B
		Foreland basin	Trenton/Black River groups								
Passive margin	Chazy/Beekmantown groups										
	Potsdam Group										

Figure 2.11 : Various cases of growth faulting events. Normal faults offsets have been compiled from Figures 2.5 to 2.9.

Growth faulting has been recognized in surface exposures in the Trenton Group in Quebec (Mehrtens, 1988a, 1988b, Lavoie, 1994) and is reported for the Beekmantown Group in Ontario (Dix and Molgat, 1998). From subsurface data, Dykstra and Longmann (1995) also reported growth faults affecting the Potsdam Group in Quebec. The present study documents growth faulting events active throughout the sedimentation of the St. Lawrence Platform, from Potsdam to Trenton groups. Although many faults also propagate into the early post-platform, early flysch sequences, they do not seem to offset the thrust planes. On the contrary, normal faults cut by thrust planes are documented, suggesting that activation of at least some normal fault planes ceased before contraction (seismic line 89-TQ-D04/D26, faults E and F, Fig. 2.7B and seismic line 89-TQ-D01, faults A and B, Fig. 2.8B). The scale of the seismic profiles does not allow recognizing possible small-scale thrust reactivation or offset by normal faults, however.

Many stack seismic sections and a few migrated sections examined in this study reveal platform fault zones characterized by lateral overlap of (platform) reflections across fault steps. The geometry of reflection overlaps suggests the occurrence of low-angle thrust faults, directed toward either the structural front or the hinterland (line BHP Q-118, Fig. 2.12A). North of the study area, basement-involved reverse faults have not been

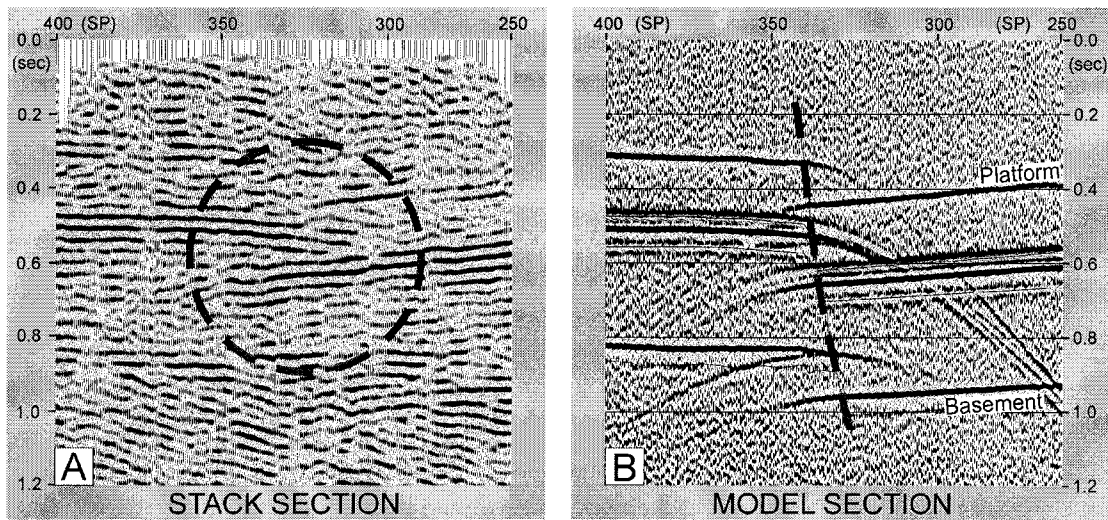


Figure 2.12 : (A) : Portion of stack seismic section for line Q-118 (see location on Figure 2.5) showing overlap of platform reflections (dashed circle area) within a fault zone in the autochthonous domain. SP : Shot point. (B) : Synthetic seismic diffraction model of a normal fault (heavy dashed line) offsetting platform strata and basement. Model plotted at same scale as stack section. Formation interval velocities used in the model section were derived from sonic log data from the well Shell, Saint Armand ouest No. 1 (Fig. 2.4B). The model section shows reflection terminations do not match fault plane positions (cut-offs).

recognized on either initial interpretations of seismic line 2001 (Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983), or on structural maps (Fig. 2.10 and SOQUIP, 1984). However, reverse-fault reactivation of a pre-thrust, syn-orogenic normal fault has been documented south of the study area in New England (Hayman and Kidd, 2002). Seismic modeling (undertaken in this study) indicates the seismic overlap features on stack sections are probably seismic imaging artifacts. For the fault zone imaged in stack section Q-118, a corresponding seismic model (Fig. 2.12) illustrates the synthetic seismic response of a normal fault offsetting platform strata and basement. The model section shows the diffractions and reflection smearing across the (normal-offset) fault plane, similar to that seen in the stack data. Other seismic models (not illustrated here) incorporating thrust faults in platform units produce images that are significantly different than observed in line Q-118 (and other stack sections). Seismic migration is used to collapse diffractions and reposition reflections to correct (subsurface) positions. The reflection overlap observed in some migrated sections (Figs 2.9 and 2.13A) may be due in part to incorrect migration velocities. Migration velocity is derived from seismic-stacking velocity information and

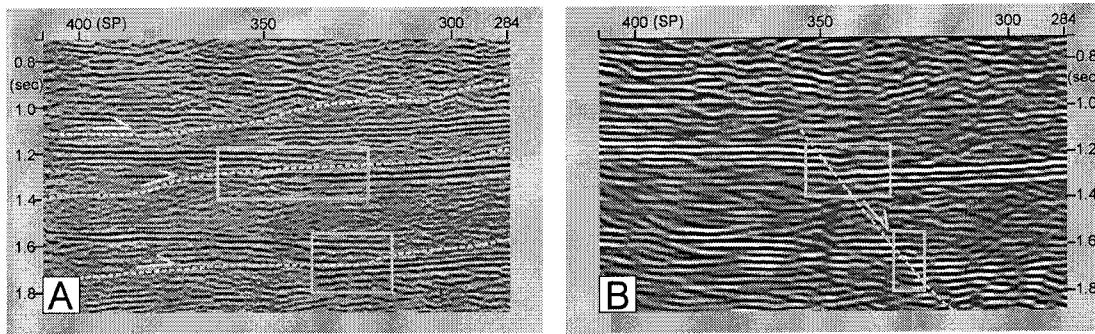


Figure 2.13 : (A) : Segment of migrated seismic line Q-127 (see location on Figure 2.9) showing apparent overlap of near-horizontal platform reflections (boxes) in fault zones in the autochthonous domain, and possible thrust fault interpretation. SP : Shot point. (B) : same segment of line Q-127 after post-stack reprocessing and new migration (using 20 % higher migration velocity, compared to left section). This section shows a significant reduction or elimination of reflection overlap, and a normal fault interpretation is more likely (as indicated).

many factors can complicate the process of selecting a correct velocity field, including seismic data quality issues, subsurface structural complexity, and seismic line orientation relative to structural trends. Figure 2.13 (line Q-127) provides an example of the effects of migration velocity on fault imaging. Reflection overlap across fault steps (evident in Fig. 2.13A) is significantly reduced or eliminated by incorporating higher velocities in the migration process (Fig. 2.13B). Based on the model and migration tests evaluated in this study, we conclude there is no definitive evidence for platform thrust faults in the study area.

2.6.2) Contractional structures

The main contractional feature mapped in the autochthonous domain is the Chambly-Fortierville Syncline (Fig. 2.3). Surface data indicate that strata in the west limb of the syncline are gently dipping (less than ten degrees) to the east or south east (Clark, 1955). On the contrary, the east limb is not exposed in the study area and stratigraphic contacts are mapped through shallow wells drilled for water (Clark, 1955, 1964a, 1964b). Reflectors gently dipping to the north west or sub-horizontal, expected in the east limb of the syncline, are not recognized at depth. On the contrary, the lowest part of the Paleozoic succession up to the Trenton/Black River groups, as well as less conspicuous reflectors

within the flysch and molasse sequence, clearly display reflectors gently dipping to the south east in the western third of seismic line 89-TQ-D04/D26 (Figs. 2.3 and 2.7). Therefore, the east limb of Chambly-Fortierville Syncline in study area must be a shallow structure that is not the expression of deeper subsurface structures.

In contrast with the Chambly-Fortierville Syncline, the Saint-Barnabé Fault is reasonably well imaged seismically. Splay faults are interpreted to develop from the Saint-Barnabé Fault towards the Chambly-Fortierville Syncline axis. Short and shallow to the north (seismic line 89-TQ-D04/D26, Fig. 2.7), they are more developed and deeper to the south (seismic line Q-127, Fig. 2.9).

In the southern part of the study area, the subsurface extension of the parautochthonous domain west of its mapped limit is particularly important. The seismic lines Q-114 and Q-118 reveal that gentle folds documented at the surface in this poorly cropping out region (Globensky, 1981) are in close geographic relationship with interpreted (and possibly emergent) thrusts (Figs. 2.5 and 2.6).

The Aston Fault is also interpreted as imaged on the studied seismic sections (Figs. 2.7 and 2.9). Both Saint-Barnabé and Aston faults have shallow angles and are interpreted to merge into a common décollement. This décollement cuts normal faults and autochthonous strata at various stratigraphic levels, including the Chazy/Beekmantown groups (seismic line 89-TQ-D04/D26, Fig. 2.7), the Trenton/Black River groups and the Potsdam Group (seismic line 89-TQ-D01, Fig. 2.8).

South east of the Aston Fault (in the parautochthonous and allochthonous domains), interpreted long décollement planes dominate the structural style of the parautochthonous domain. They define the interpreted soles of tectonic slices stacked into hinterland-dipping duplexes (Figs. 2.7 and 2.8). Short, high angle reflectors within the slices are interpreted as small-scale thrusts cutting across the slices at steep angles (Fig. 2.7). Although these high angle reverse faults seem to induce small-scale anticlines in structurally higher slices, they cause little offset and do not significantly alter the length

of their host slices on seismic sections. The actual length of slices cannot be measured directly on the seismic lines, because the paths of seismic profiles are not perpendicular to the strike of surface structures (Fig. 2.3). Taking a twenty to thirty degrees correction into account, the length of the slices varies from four to more than nine kilometres on the studied seismic lines.

2.7) Discussion

2.7.1) Western limit of parautochthonous domain

The interpretation of seismic line 89-TQ-D04/D26 (Fig. 2.7) documents the Saint-Barnabé Fault north of its mapped termination (Fig. 2.3; Globensky, 1987). It also suggests the occurrence of a non-emergent splay fault developing from the Saint-Barnabé Fault towards the Chambly-Fortierville Syncline axis (Fig. 2.7). Previous documentation (Clark, 1964a) of a splay fault of Saint-Barnabé Fault north west of Saint-Dominique slice (Fig. 2.3), and suggested (Clark, 1964b) extension of this major fault to the latitude of Drummondville (Fig. 2.3), support the present seismic interpretation of the trace of Saint-Barnabé and related splay faults.

Interpretation of seismic lines 2001 and 2002 (Fig. 2.1) led Dietrich *et al.* (2001) and Castonguay *et al.* (2001) to propose the occurrence of an incipient triangle zone below the east limb of Chambly-Fortierville Syncline, north of the study area. Although such structure is common along structural fronts and has already been documented in other parts of the orogen (Stockmal and Waldron, 1993), tectonic wedging is not recognized on seismic line 89-TQ-D04/D26 west of Saint-Barnabé Fault (Fig. 2.7). Immediately north of the study area, however, the east limb of Chambly-Fortierville Syncline at surface is affected by numerous thrusts and displays a bewildering array of dips, from horizontal to vertical, either towards north west or south east (Clark, 1964c). Although the complexity of the syncline at surface north of study area is not imaged at depth, documentation of splay faults developing from the Saint-Barnabé Fault towards the syncline axis in study area (Figs. 2.3 and 2.7) suggests that the east limb of Chambly-Fortierville Syncline is not

a gently dipping, homocline structure.

Considering the development of splay faults ahead of Saint-Barnabé Fault, the possible complexity of east limb of Chambly-Fortierville Syncline, and the interpretation of (possibly emergent) thrusts in the southern part of the study area (Figs. 2.5 and 2.6), it is argued that the limit between autochthonous and parautochthonous domains at depth, i.e. the western limit of thrust propagation, lies farther west and north of the traces of Aston and Saint-Barnabé faults as they are mapped on Figure 2.3 (Globensky, 1987).

2.7.2) Implications for hydrocarbon exploration

This study provides insights into the geometry of some structural traps characteristic of the plays that were tested in southern Quebec since the fifties (Morin, 2000). These plays are the shallow (less than 1500 m deep) horst blocks, the parautochthonous slices, the deep (more than 4000 m deep) autochthonous strata below the parautochthonous domain and finally the normal and strike-slip fault zones associated with hydrothermal dolomites in the autochthonous domain.

Early Taconian development of normal faults and roll-over anticlines ahead of the propagating structural front is significant for hydrocarbon migration. Tectonic contact between flysch (Utica Shale) source rocks (Bertrand, 1991) and Beekmantown Group potential dolostone reservoirs (Chi *et al.*, 2000) is documented on seismic line Q-127 (Fault A, Fig. 2.9B). Activation/reactivation of the long-lived, basement-involved normal faults may have favoured circulation of deep crustal fluids (Carignan *et al.*, 1997), and hydrothermal dolomitization may have created significant reservoirs in the vicinity of normal faults (Davies, 1997).

Normal faults cut by thrusts are documented in seismic lines 89-TQ-D04/D26 (faults E and F, Fig. 2.7B) and 89-TQ-D01 (faults A and B, Fig. 2.8B). Incorporation (and possible reactivation) of normal fault blocks within a tectonic slice might complicate the geometry

and enhance the compartmentalization of potential reservoirs in the parautochthonous domain.

2.8) Conclusion

Interpretation of recent seismic reflection data provided important insights into the structural style of southern Quebec Appalachians structural front south of Drummondville.

- 1) Widespread high-amplitude reflections at the base of Potsdam Group strata are interpreted as the seismic expression of a carbonate unit documented north of the study area.
- 2) Growth faults were active since the deposition of the Potsdam Group rocks and at least until the deposition of Trenton Group rocks. Normal faults also extend into the overlying molasse and flysch units, supporting the idea of load-induced reactivation ahead of developing Appalachian thrusts. Antithetic faults are more common than previously documented, and the autochthonous domain has a small-scale horst and graben geometry superimposed on larger scale half-grabens. Normal faults are crosscut by Appalachian thrusts.
- 3) The Chambly-Fortierville Syncline in the northern part of the study area is not imaged seismically. On the contrary, reflectors below the east limb dip gently to the south east, i.e. in a direction opposite to the one expected.
- 4) Thrusts propagate west and north of the mapped limit of the parautochthonous domain. East of the Aston Fault, long décollement planes dominate the structural style of the parautochthonous domain and define the soles of tectonic slices stacked into hinterland-dipping duplexes. Smaller scale thrusts cut across the slices at steeper angles but cause little offset.

- 5) The limit between allochthonous and parautochthonous domains, the Logan's Line, is not seismically visible on the studied lines.
- 6) This study provides insights into the geometry of several structural traps, especially the development of normal faults in the autochthonous domain and the possibly inherited nature of small-scale structures within carbonate slices in the parautochthonous domain.

2.9) Acknowledgements

Many people were involved in the development of the ideas presented here. From GSC-Calgary, the authors would like to thank Tom Brent, Bernard MacLean and Randy Shinduke for their geophysical contributions, Glen Stockmal, Christopher Harrison and Donald Cook for their comments on the structural interpretation, Larry MacDonald and Steve Hinds for their GIS support. A first draft of the paper benefitted from a detailed review by Bernard MacLean, Claude Morin (MRNQ), Sébastien Castonguay (GSC-Quebec) and Denis Lavoie (GSC-Quebec). CSPG reviewers, Glen Stockmal and John Waldron, provided excellent comments and suggestions that were much appreciated, and helped to improve the paper substantially. The authors are also strongly indebted to Claude Morin for providing the lines and the well logs as well as many invaluable advice. Guillaume Nolet (Université Laval) was responsible for digitising the SOQUIP structural map. Talisman Energy Inc., owner of the Bow Valley Inc. and Terrenex Ventures Corporation seismic data set, is greatly thanked for authorizing the publication of the lines. Seismic reprocessing was funded by National Mapping (NATMAP) Project #990001 ML (Montréal-Mégantic). This work is part of the Ph. D. studies of the first author, and would not have been possible without a grant from the Institut National de la Recherche Scientifique. NSERC is also acknowledged for continuous grants to the third author. This is Geological Survey of Canada contribution 2002009.

Chapitre 3

Déformation pré-, syn- et post-imbrication des écailles de carbonates imbriquées le long du front orogénique

–

Implications pour l'exploration pétrolière

*Et tout cela nous vint à bien, nous vint à mal : La terre mouvante dans son âge
et son très haut langage – plissements en cours et charriages, déportements en
Ouest et dévoiements sans fin, et sur ses nappes étagées comme barres d'estuaires
et déferlements de mer, l'incessante avancée de sa lèvre d'argile...
(Chroniques, Saint-John Perse)*

Le texte de ce chapitre doit paraître dans le
Journal Canadien des Sciences de la Terre
sous le titre suivant :

Pre-, syn- and post-imbrication deformation of carbonate slices along the southern Québec Appalachian front

–

Implications for hydrocarbon exploration

Stephan Séjourné INRS-Eau, Terre et Environnement
490, rue de la Couronne,
Québec (QC) G1K 9A9

Michel Malo INRS-Eau, Terre et Environnement
490, rue de la Couronne,
Québec (QC) G1K 9A9

Résumé

Les écaïlles de carbonates imbriquées représentent une part importante mais encore méconnue du front structural des Appalaches dans le sud du Québec. Une étude structurale exhaustive des deux seules écaïlles exposées en surface, les écaïlles de Saint-Dominique et de Philipsburg, montre que les structures pré- et post-imbrication jouent un rôle important dans la définition de leur architecture finale.

Le style structural dominant est caractérisé par des chevauchements développés durant l'épisode de contraction ONO-ESE et associés à des plis asymétriques, des failles transverses, des rampes obliques et des rétrochevauchements mineurs. Une séquence de chevauchement de type *piggy-back* est reconnue ainsi que des chevauchements hors-séquence. La complexité et la diversité des structures en contraction est fortement dépendante de la lithologie (épaisseur des bancs et contenu en argile). Les plans de glissement parallèles au litage jouent un rôle important dans la concentration de la déformation (activation et réactivation des plans de faiblesse), dans la mesure où ils pré-localisent les veines, les failles et les plis. La reconnaissance d'unités lithostratigraphiques fournit un guide pour l'identification de pièges structuraux subtils qui ne peuvent être reconnus aisément en sismique. Des structures extensives (failles normales, veines, fentes de tension) sont documentées à travers l'ensemble des écaïlles ainsi que dans le mur des chevauchements basaux. Seul un petit nombre de failles normales pré-imbrication sont reconnues. L'une de ces failles était active durant la sédimentation. Les structures extensives post-imbrication sont associées à la relaxation des contraintes après les chevauchements. Un important réseau de failles décrochantes parallèles au front orogénique s'est développé après l'ensemble des structures précédentes. Son existence peut avoir un impact important sur la compartimentalisation des réservoirs pétroliers.

Abstract

Thrust imbricated shelf carbonate slices form a wide but poorly understood part of the southernmost Québec Appalachian structural front. Comprehensive structural analysis of two slices exposed at surface, the Saint-Dominique and Philipsburg slices, shows that pre- and post-imbrication structures are important in defining the final architecture of the slices.

The dominant structural style is characterised by thrusts and associated asymmetrical folds, tear faults, oblique ramps and incipient backthrusts developed during WNW-ESE shortening. A forward-breaking (piggy-back) sequence of thrusting is recognised, as well as minor out-of-sequence thrusting. The complexity and diversity of contractional structures is directly influenced by lithology (bed thickness and shale content). Bedding-parallel slip planes are important in the concentration (activation and reactivation) of deformation, in that there are the loci for veining, faulting and folding. Recognition of lithostructural units provides guidelines for the identification of sub-seismic scale structural traps in subsurface investigations. Extensional structures (normal faults, veins, tension gashes) are found within all carbonate slices as well as within the footwall of their basal thrusts. Only a few pre-imbrication normal faults have been identified, one of which is a growth fault. Post-imbrication extensional structures are linked with strain relaxation after overthrusting. A widespread front-parallel strike-slip faulting event post-dates all other structural features and can have a major impact on the compartmentalisation of potential hydrocarbon reservoirs.

3.1) Introduction

The final architecture of the Appalachian frontal zone in southern Québec and northwestern Vermont is mainly the result of a single orogenic event, the Middle to Late Ordovician Taconian Orogeny (St-Julien and Hubert, 1975; Tremblay and Pinet, 1994). The evolution of the structural front in this area is less complex than in western

Newfoundland and New England (Fig. 3.1), where the effect of a second orogenic event is superimposed, the Middle to Late Devonian Acadian Orogeny (Stockmal *et al.*, 1998). This apparent simplicity has caused locally complex relationships to be overlooked (Séjourné *et al.*, 2003) and the subtle effects of the intermediate (Silurian) Salinic Orogeny have only recently been documented in southern Quebec (Sasseville *et al.*, 2005). The irregular geometry of the margin at the onset of its imbrication (St-Julien *et al.*, 1983) led to along- and across-strike stratigraphic and structural variations (Hayman and Kidd, 2002; Séjourné *et al.*, 2003) that hamper the interpretation of the orogenic

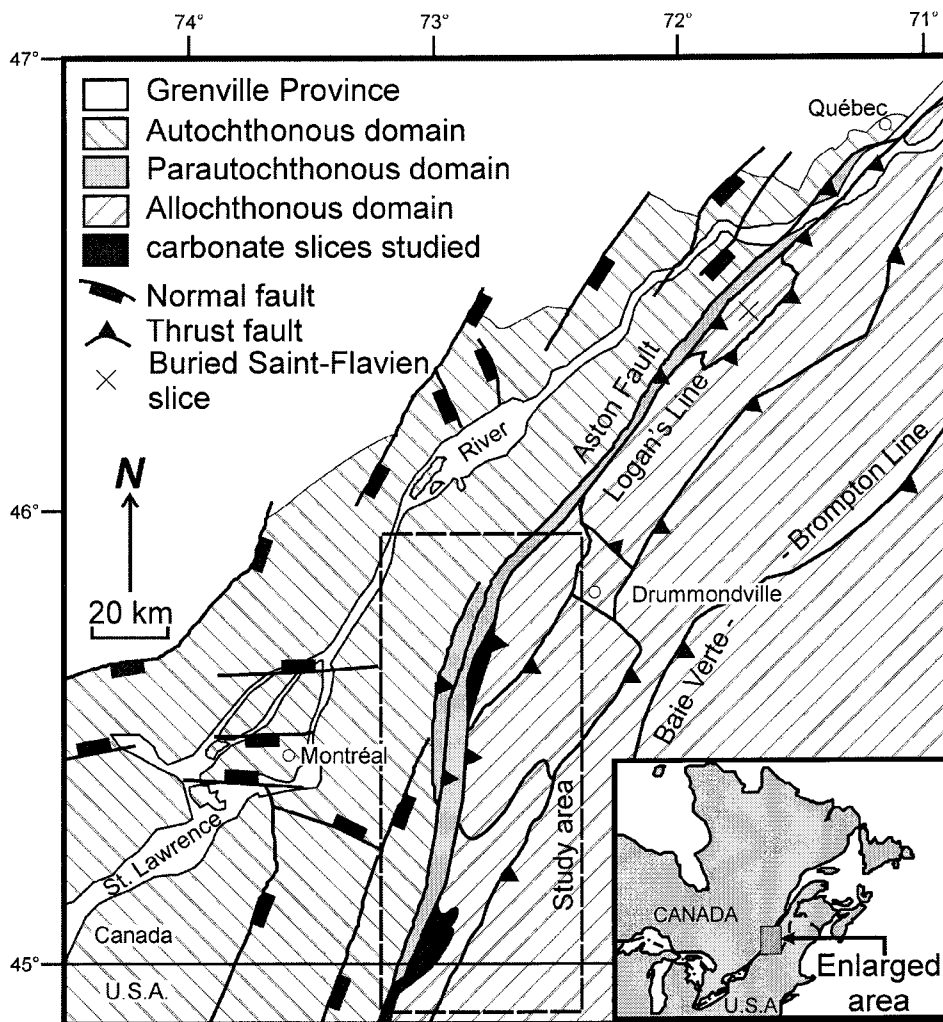


Figure 3.1: General location of the study area.

front and the balancing of cross-sections through methods commonly accepted and used in orogenic belts (Dahlstrom, 1969; Price, 1981; Woodward *et al.*, 1986). A better understanding of structural characteristics of the southern Québec Appalachian frontal zone also has economic consequences. For instance, exploration for natural gas has long been challenged by structural compartmentalisation of the potential reservoirs (Béland and Morin, 2000; Malo *et al.*, 2001a, 2001b). In southern Québec, the Appalachian structural front comprises thrust imbricated shelf carbonate slices (about fifty of them have been documented from seismic data; Béland and Morin, 2000) and synorogenic flysch units along Logan's Line and Aston Fault (Fig. 3.1). The front is poorly exposed as a long (hundreds of kilometres) but narrow (ten kilometres or less) strip separating far travelled thrust sheets and gently folded, unfaulted flysch and molasse units. Most of this zone is currently buried below the thrust sheets, so that our understanding of the orogenic front in southern Québec and northwestern Vermont is largely attributed to subsurface investigations (Laroche, 1983; St-Julien *et al.*, 1983; Ando *et al.*, 1984; Béland and Morin, 2000; Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Castonguay *et al.*, 2003, 2006; Bertrand *et al.*, 2003; Séjourné *et al.*, 2003). These studies provide accurate data on the regional scale but, with some noticeable exceptions (Malo *et al.*, 2001a; Bertrand *et al.*, 2003), have not revealed the local, small-scale structures and cross-cutting relationships critical for establishing the structural evolution of this orogenic front. In that regard, the Saint-Dominique and Philipsburg slices, exposed at surface (Fig. 3.2), can provide further insight into the structural style of carbonate slices at a mesoscopic scale. These two thrust slices lie in Québec and along the Québec-Vermont border, respectively, and have been the focus of many investigations (Kay, 1958; Clark, 1964a; Gilmore, 1971; Beaupré, 1975; Prichonnet and Raynal, 1977; Globensky, 1981; Haschke, 1994; Chalaron and Malo, 1998; Séjourné, 2000; Séjourné and Malo, 2001; Salad Hersi *et al.*, 2002). Beside that of Prichonnet and Raynal (1977), most of these studies have focused on sedimentological or stratigraphic features of the slices, without a proper regional integration of structural characteristics. The settings and distribution of outcrops within both slices is particularly suitable for illustrating two complementary aspects of the structural style of the carbonate slices. The Saint-Dominique slice provides information

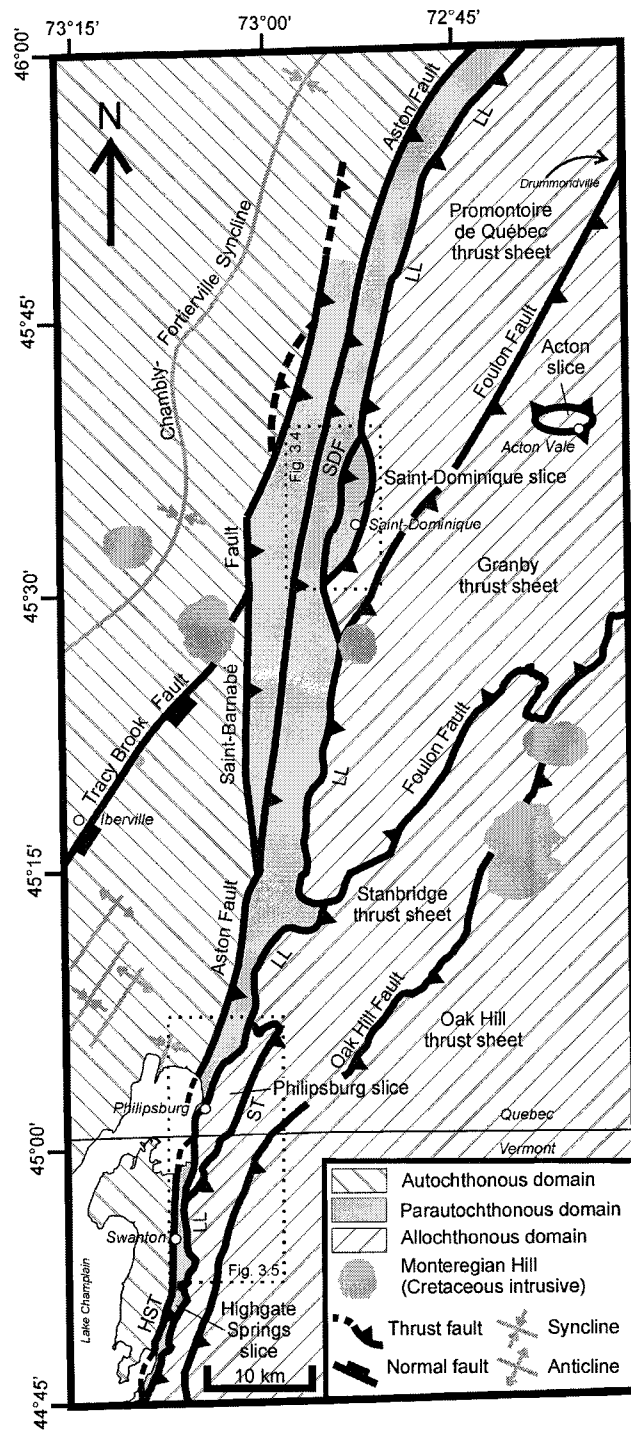


Figure 3.2 : Map of main tectonostratigraphic units of southern Québec and location of the studied carbonate slices, modified from Clark (1964a, 1964b), Globensky (1987), Haschke (1994), Doll *et al.* (1961). LL : Logan's Line, SDF : Saint-Dominique Fault, HST : Highgate Springs Thrust, ST : Stanbridge Thrust.

on the internal variability, complexity, and structural evolution of those carbonate slices, whereas the Philipsburg slice illustrates the larger-scale relationships between these carbonate slices and adjacent geological terrains through the study of rear, oblique and frontal thrusts.

This paper presents the results of a surface structural geologic investigation of the Saint-Dominique and Philipsburg slices. Some observations on a correlative carbonate slice further south in Vermont (Fig. 3.2), the Highgate Springs slice (Kay, 1958), are also briefly presented. This study further illustrates the lithostratigraphical controls on the internal structural variability of those carbonate slices, establishes the common structural history of the slices, characterises the relationships between these slices and adjacent geological terrains, and provides a comprehensive understanding of the fine scale structural style and tectonic evolution of the Appalachians structural front in southern Québec and northwestern Vermont. Finally, some critical implications for future hydrocarbon exploration are discussed.

3.2) Regional tectonostratigraphic setting

Four tectonostratigraphic zones are distinguished in southern Québec (Figs. 3.1, 3.2 and 3.3), from NW to SE: the Grenville Province, the St. Lawrence platform and Appalachian foreland basin (autochthonous domain), a fault imbricated zone (paraautochthonous domain), and the Appalachian thrust sheets (allochthonous domain).

The autochthonous platformal (Potsdam and Beekmantown groups) and foreland basin strata (Chazy to Queenston groups) of the St. Lawrence Lowlands have been unconformably deposited upon the eastern margin of Laurentia (the Grenvillian basement) and represent a major transgressive-regressive cycle between Late Neoproterozoic to Early Cambrian opening and Middle Ordovician to Early Silurian closure of the Iapetus Ocean (Globensky, 1987).

System		Series		Auto- and parautochthonous domains		Allochthonous domain			
Cambrian				Ordovician				Upper	
								Black River Gr	
Lower		Middle		Lower		Middle			
Potsdam Gr		Beekmantown Gr		Chazy Gr		Queenston Gr			
Upper		Lower		Middle		Upper			
R		SP		Philippsburg Gr (Philippsburg slice)		Stanbridge Gr			
R		WC		MC		Stanbridge Gr			
R		HC		NL		Stanbridge Gr			
R		LH		SC		Stanbridge Gr			
R		CR		CR		Stanbridge Gr			
Stanbridge thrust sheet (Rosenberg slice)		Stanbridge thrust sheet (Rosenberg slice)		Stanbridge thrust sheet (Rosenberg slice)		Stanbridge thrust sheet (Rosenberg slice)			
Milton Dolomite		Milton Dolomite		Milton Dolomite		Milton Dolomite			
(Dunham Dolomite, Saxe Brook and Gorge fms)		(Dunham Dolomite, Saxe Brook and Gorge fms)		(Dunham Dolomite, Saxe Brook and Gorge fms)		(Dunham Dolomite, Saxe Brook and Gorge fms)			
Oak Hill Gr (Camels Hump)		Oak Hill Gr (Camels Hump)		Oak Hill Gr (Camels Hump)		Oak Hill Gr (Camels Hump)			
(Oak Hill thrust sheet / Rosenberg slice)		(Oak Hill thrust sheet / Rosenberg slice)		(Oak Hill thrust sheet / Rosenberg slice)		(Oak Hill thrust sheet / Rosenberg slice)			
Citadelle Fm. (P.Q. t.s.)		Citadelle Fm. (P.Q. t.s.)		Citadelle Fm. (P.Q. t.s.)		Citadelle Fm. (P.Q. t.s.)			
Shefford Gr (Granby thrust sheet)		Upton Gr (Acton slice)		Upton Gr (Acton slice)		Upton Gr (Acton slice)			

Rocks of the parautochthonous domain are comprised of the platform and foreland basin units as in the previous domain (St-Julien and Hubert, 1975). The Saint-Dominique slice is the only carbonate slice cropping out in the parautochthonous domain of Québec (Beaupré, 1975). Immediately south of the border, the Highgate Springs slice lies in the same structural position and is comprised of the same stratigraphic units as the Saint-Dominique slice.

Lithostratigraphic units of the allochthonous domain belonging to the Humber zone of the Canadian Appalachians (Williams, 1979) are stratigraphically distinct from those in the autochthonous and parautochthonous domains (Slivitzky and St-Julien, 1987). In the study area, the allochthonous domain can be divided into two groups: 1) the Philipsburg and Upton groups (Lavoie, 1992), made up of Upper Cambrian to Middle Ordovician shallow marine, distal platform carbonates that are not documented in the autochthonous domain (Lavoie *et al.*, 2003); 2) the Lower Cambrian to Middle Ordovician basinal slope and rise rocks (Citadelle Formation, Shefford, and Stanbridge groups) that record the development of the Laurentian passive margin.

At the surface, the autochthonous domain is limited by an unconformity or normal faults to the northwest. It is structurally overlain by the parautochthonous domain to the southeast, along the Saint-Barnabé and Aston thrust faults (Fig. 3.2). Strata of the external part of the allochthonous domain (Humber zone) overthrust the parautochthonous rocks along a major thrust fault zone delineating the Logan's Line. The Humber zone was destroyed by the collision of the Laurentian margin with volcanic island arcs during the Middle to Late Ordovician (St-Julien and Hubert, 1975) and it is now separated from the more internal part of the allochthonous domain (the Dunnage zone) by the Baie Verte – Brompton Line (Fig. 3.1).

Figure 3.3 : Schematic stratigraphic column of the autochthonous, parautochthonous and allochthonous domains in the study area. Gr : Group, Fm : Formation, t.s. : thrust sheet. Formations of Philipsburg Group : RR : Rock River, SP : Strites Pond, WC : Wallace Creek, MC : Morgan's Corner, HC : Hastings Creek, NL : Naylor Ledge, LH : Luke Hill, SC : Solomon's Corner, CR : Corey. Units in italic are Vermont equivalents for Stanbridge thrust sheet in Québec. Modified from Lavoie (1994), Globensky (1993), Slivitzky and St-Julien (1987), Salad Hersi *et al.* (2002) and Schoonmaker (2005).

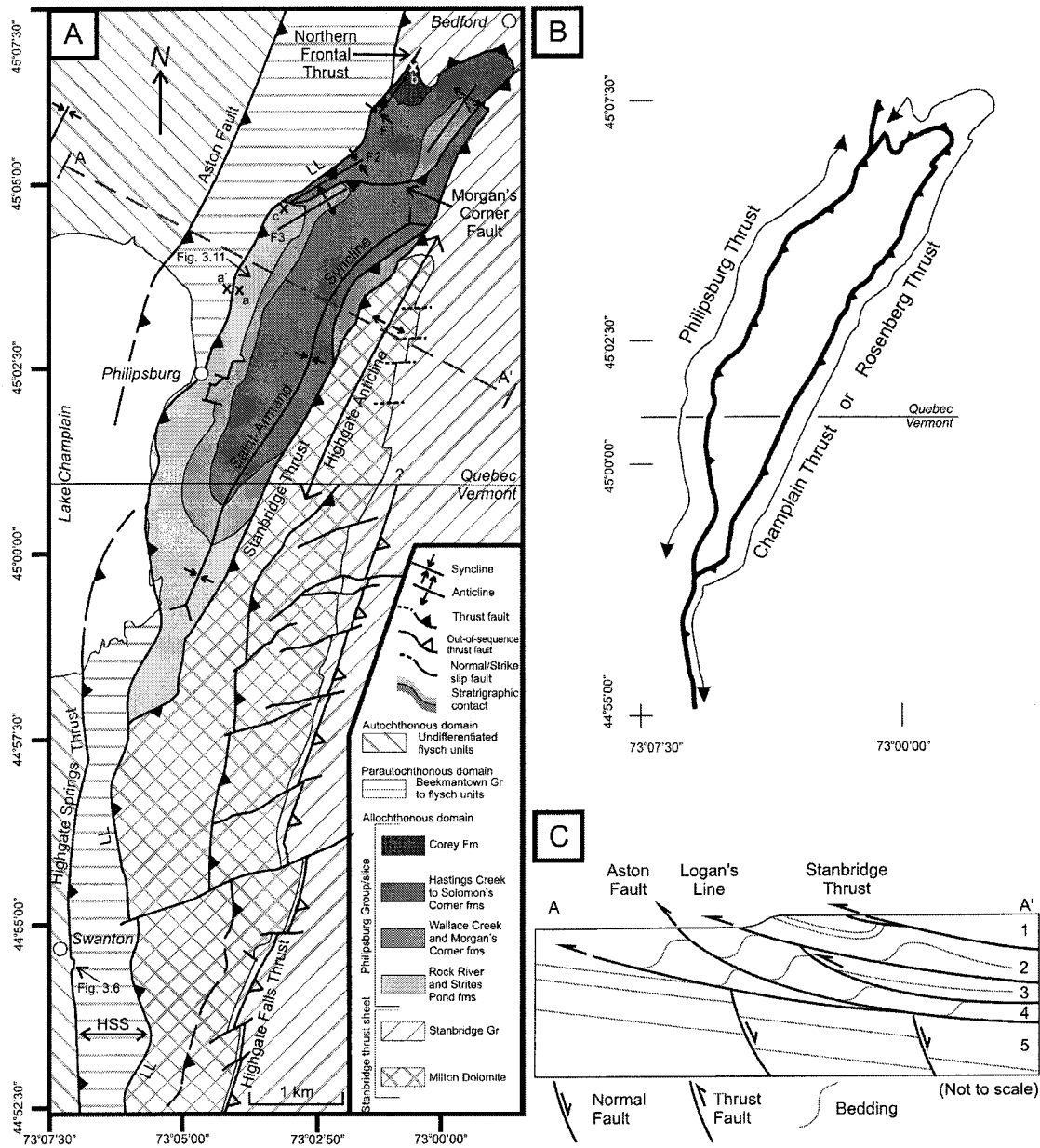


Figure 3.4 : (A) : Geologic map of Philipsburg and its surroundings, modified from Globensky (1981), Charbonneau (1980), Haschke (1994), Mehrrens (1996) and Schoonmaker (2005). Front-perpendicular faults in the Stanbridge thrust sheet are inferred from outcrop patterns (Haschke, 1994; Schoonmaker, 2005). Gr : Group, grs : groups, Fm : Formation, fms : formations. HSS : Highgate Springs slice, LL : Logan's Line. Locations a, a', b, c and folds F1, F2, F3 are referred to in the text. (B) : Simplified version of (A), showing the equivalent names generally used for the thrust faults in north-western Vermont. c : Simplified geologic cross-section (AA' on Fig. 3.4A). 1 : Stanbridge thrust sheet, 2 : Philipsburg slice, 3 : Highgate Springs slice, 4 : Undifferentiated flysch units, 5 : Platform and undifferentiated flysch units. Sections 1 and 2 belong to the allochthonous domain, 3 and 4 to the parautochthonous domain and 5 to the autochthonous domain.

The same four-fold tectonostratigraphic division is commonly used in northern Vermont, but cross-border correlations are partly hampered by the use of a different terminology. In the southern part of the study area (Fig. 3.4A), most of the correlation issues depend on whether the Philipsburg Group and slice are assigned to the allochthonous domain (Beaupré, 1975; Charbonneau, 1980; Globensky, 1981, 1987, 1993; Slivitzky and St-Julien, 1987; Lavoie *et al.*, 2003; this study) or the parautochthonous domain (Shaw, 1958; Cady, 1960; Doll *et al.*, 1961; St-Julien and Hubert, 1975; St-Julien *et al.*, 1983; Stanley and Ratcliffe, 1985; Schoonmaker, 2005). The trace of the boundary between the parautochthonous and the allochthonous domains, named Logan's Line in Québec and Champlain Thrust in northwestern Vermont, changes as a result of this assignment. For clarity, Figure 3.4B summarises the terminology generally used in northwestern Vermont for the thrust faults that extend across the international border. This figure exemplifies how the Logan's Line becomes the Philipsburg Thrust in Québec prior to merging with the Champlain Thrust in Vermont. Logan's Line and Champlain Thrust are not correlative until they merge, since the Champlain Thrust is mapped northward as the Rosenberg Thrust in Vermont, and becomes the Stanbridge Thrust in Québec.

Two different deformation styles are superposed in the study area. The older style results from a long-lived extensional regime and is characterised by syn-sedimentary normal faults (Bradley and Kusky, 1986; Lavoie, 1994; Séjourné *et al.*, 2003). Some normal faults may also have been initiated or reactivated at the onset of the Taconian Orogeny during migration of the peripheral bulge (Jacobi, 1981; Chalaron and Malo, 1998), reflecting lithospheric flexure developed in response to the advancing Taconian orogenic wedge (Bradley and Kidd, 1991).

The Taconian Orogeny is commonly regarded as the only contractional event that led to significant deformation in the study area (Tremblay and Pinet, 1994). In Québec, biostratigraphic dating of the matrix of wildflysch occurring at the sole of major thrust sheets indicates that thrusting of the allochthonous domain took place in a northwest-propagating piggy-back sequence during Late Ordovician time (St-Julien and Hubert, 1975). In New England, Rowley and Kidd (1981) suggest a similar forward-breaking

sequence (McClay, 1992). Stanley and Ratcliffe (1985), however, support a break-back sequence (McClay, 1992). The sequence of thrusting in the parautochthonous domain is less controversial, the consensus being that the platform and syn-orogenic strata were imbricated as thrusts propagated towards the west in a classic piggy-back sequence (Rowley and Kidd, 1981; Stanley, 1990; Hayman and Kidd, 2002). Recent structural and biostratigraphic investigations have also shown that significant out-of-sequence thrusting took place during the Taconian Orogeny (Stanley *et al.*, 1999; Hayman and Kidd, 2002; Séjourné *et al.*, 2003; Comeau *et al.*, 2004; Schoonmaker, 2005). The autochthonous domain is little affected by shortening. The only contractional structures mapped at the surface are the wide, open, Chambly-Fortierville Syncline to the north, and shorter scale folds to the south (Fig. 3.2).

Erosion has left little evidence of the post-Ordovician tectonostratigraphic history. Early Devonian sedimentation is indicated by Devonian fossils found in sedimentary clasts of Cretaceous intrusive breccias on Sainte-Helene Island, near Montreal (St-Julien and Hubert, 1975). Direct evidence of later tectonic events, although documented elsewhere in the orogen, are either unrecognised or absent (Tremblay and Pinet, 1994). However, some strike-slip faults are tentatively correlated by Faure *et al.* (1996a) with the Middle to Late Devonian Acadian and the Late Carboniferous to Early Permian Alleghanian orogenies. Since the Late Permian to Early Triassic, the separation of North America from Africa is responsible for the reactivation of lithospheric faults in Québec (Kumarapeli, 1969b; Rocher and Tremblay, 2001). The emplacement of intrusive bodies that formed the Monteregian Hills and associated dykes and sills during Cretaceous is likely related to this extensional event (Bédard, 1985; Faure *et al.*, 1996b).

3.3) Saint-Dominique and Highgate Springs slices

3.3.1) Tectonostratigraphic setting

The Saint-Dominique (Québec) and Highgate Springs (Vermont) slices were thrust to the west over flysch units along the Saint-Dominique and Highgate Springs thrusts,

respectively (Figs. 3.2 and 3.5). The slices are overlain to the east by allochthonous rocks along a major thrust fault marking Logan's Line in Québec and Champlain Thrust in Vermont. Both slices comprise Lower to Middle Ordovician Beekmantown to Trenton groups strata (Kay, 1958; Clark, 1964a; Fig. 3.3). The Beekmantown Group rocks change upward from massive, calcareous dolomicrite at the base into a well-bedded succession of limestone and dolostone strata at the top. The base of the Chazy Group comprises fine-grained, calcareous sandstone strata that give way in the upper section to well-stratified and fossiliferous shaly limestone, whereas the overlying Black River Group contains dolostone and coarsely crystalline and oolitic limestone. Finally, the Trenton Group is well stratified, with thin beds of shaly limestone alternating with shales in its uppermost levels.

3.3.2) Structural analysis

The Highgate Springs Thrust is well exposed in a quarry near Swanton (Fig. 3.4A), where thickly bedded dolostone of the lower Beekmantown Group are thrust over calcareous shales. Along the footwall of the Highgate Springs Thrust, the vergence of NNE-trending mesoscopic folds and the sense of apparent movement on slickenlines along thrust faults and related bedding-parallel veins are all consistent with a transport direction toward the WNW. This is taken as implying a WNW-ESE shortening direction. These structures are cut by N- and WNW-dipping normal faults (Fig. 3.6A) and by fewer N- to NNE-trending dextral strike-slip faults. The same brittle structures are recognised in the hanging wall. The Highgate Springs Thrust plane itself is sharp and gently undulating (Fig. 3.6B), and locally associated with lenses of intensely foliated dolostone tectonically imbricated with shales. Two sub-horizontal sets of slickenlines striking N351° and N050° (Fig. 3.6C) suggest movement directions towards N and NE, with an ambiguous chronology. These directions are not consistent with the overall WNW direction of thrusting documented by the early contractional structures, but are consistent with the post-imbrication movements along N-dipping normal faults and NNE-trending strike-slip faults (see below).

Poor exposure along the Saint-Dominique Fault was responsible for controversial interpretations, and the structure has been alternatively interpreted as a normal fault

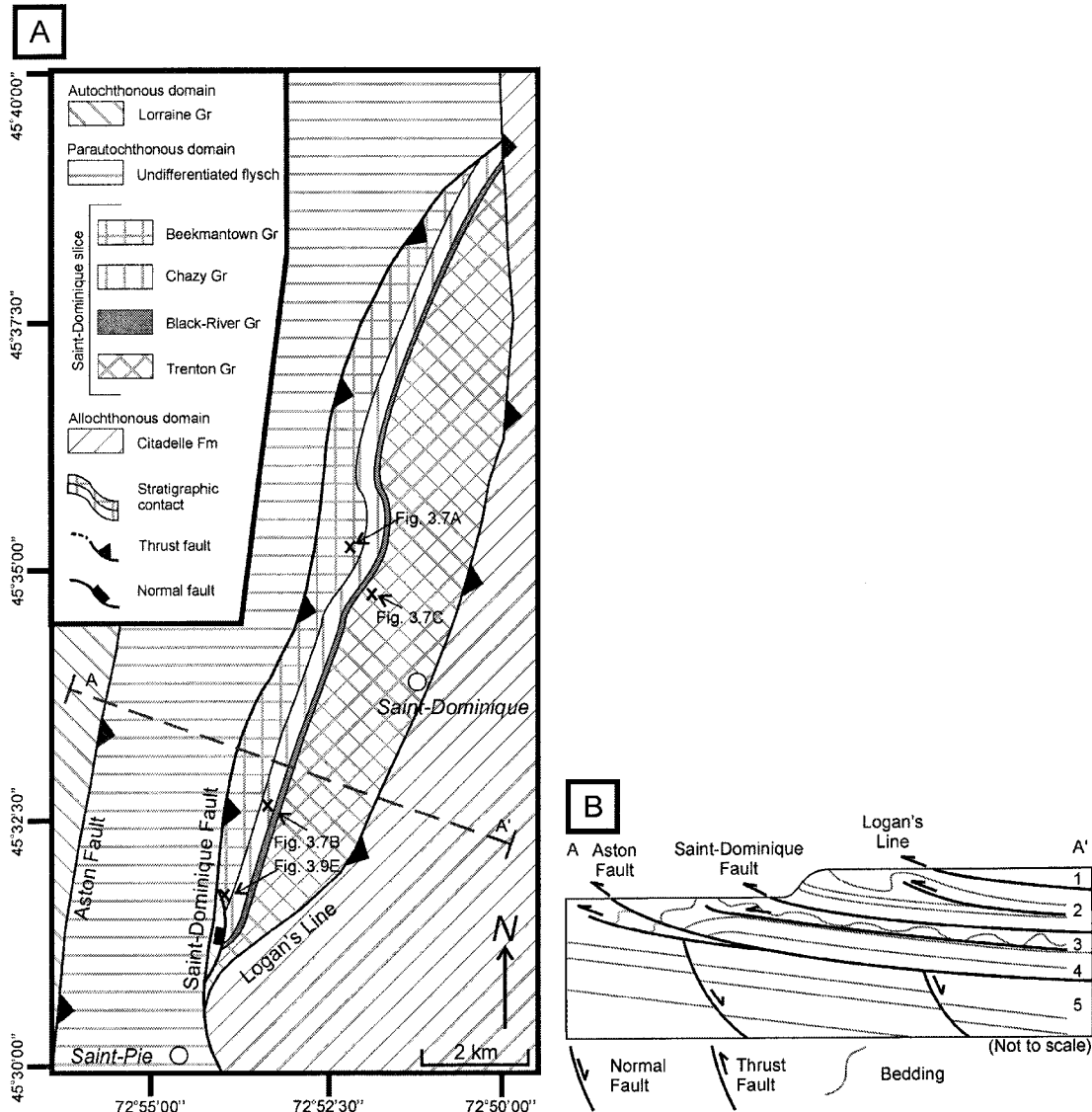


Figure 3.5 : (A) : Simplified geologic map of Saint-Dominique slice and its surroundings, modified from Clark (1964a). Gr : Group, Fm : Formation. (B) : Simplified geologic cross-section (AA' on Fig. 3.5A). 1 : Citadelle Formation, 2 : Saint-Dominique slice, 3 : Undifferentiated flysch units, 4 : Hypothetical carbonate slice, 5 : Platform and undifferentiated flysch units. Section 1 belongs to the allochthonous domain, 2 to 4 belong to the parautochthonous domain and 5 to the autochthonous domain.

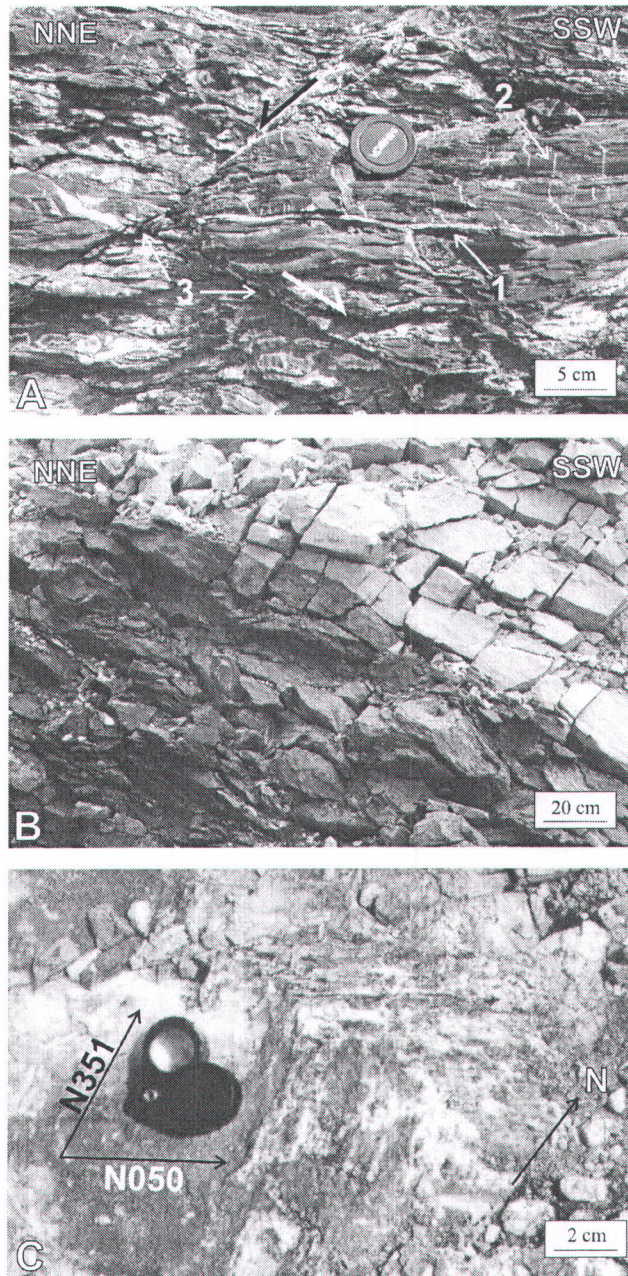
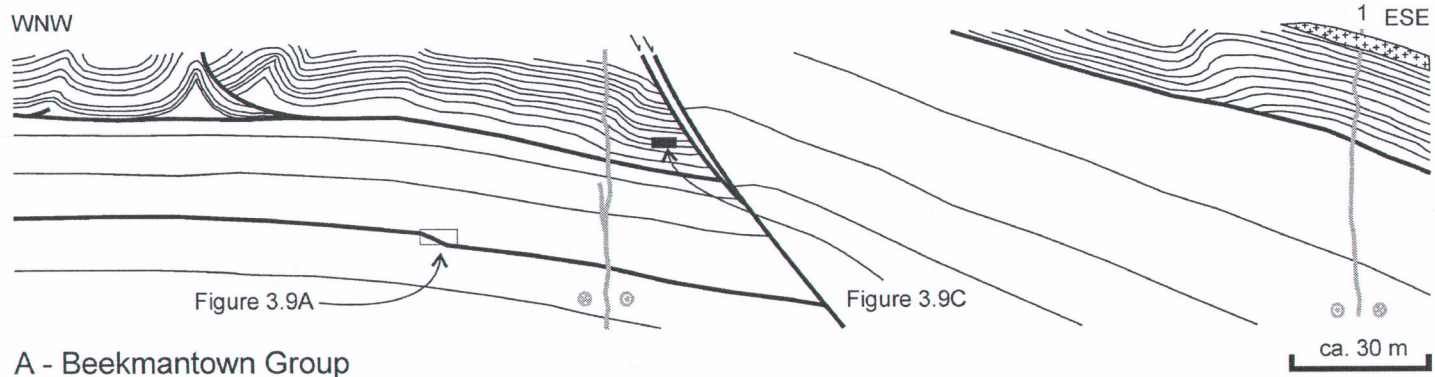


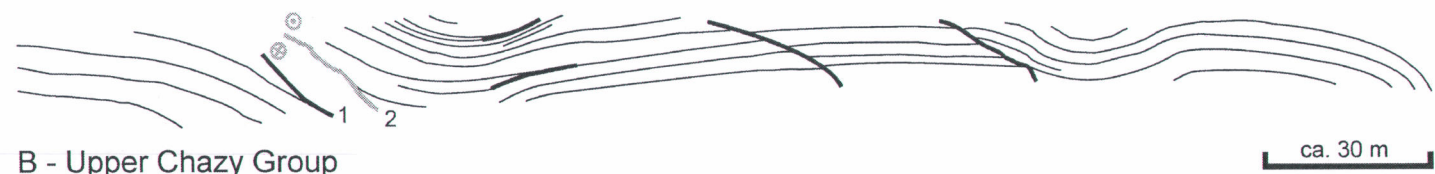
Figure 3.6 : Field photographs of structural features in the Highgate Springs Thrust south-east of Swanton (Vermont, Fig. 3.4A). (A) : Along-strike view of the footwall. View is sub-vertical and strata dip perpendicular to the plane. 1 : Bedding-parallel vein with slickenlines indicating an up-dip motion towards reader. 2 : Tension gashes cross-cutting 1. 3 : Front-perpendicular conjugate normal faults cross-cutting 1. (B) : Along-strike view of the sharp contact (Highgate Springs Thrust) between the white-grey dolostone of Beekmantown Group (hanging wall) and the black calcareous shales of the undifferentiated flysch units. (C) : Two generations of slickenlines along Highgate Springs Thrust. View from top. The directions shown are not consistent with the general sense of thrusting (to the top of the picture), as stated by all other contractional features. See text for discussion.

(Kumarapeli, 1969a) or as a thrust fault (Clark, 1964a; Prichonnet and Raynal, 1977). The second hypothesis is now commonly accepted (Séjourné, 2000). The structural style of the Saint-Dominique (Fig. 3.7) slice is dominated by asymmetrical folds, thrust faults and pressure-solution cleavage trending to the NNE (Figs. 3.8A to 3.8C, respectively). The nature and abundance of the contractional structures vary with the lithology, so that it is possible to define informal lithostructural units within the slice (Table 3.1, Fig. 3.7). Two units are recognised: 1) Massive carbonate units with little rheological contrast and exhibiting few, mainly brittle, deformation features are found in the lower Beekmantown (Fig. 3.7A), lower Chazy and Black River groups (Fig. 3.9A). 2) In contrast, the more thinly bedded and more argillaceous rocks are strongly faulted, folded and cleaved. They are located in the upper Beekmantown (Fig. 3.7A), upper Chazy (Fig. 3.7B) and Trenton (Fig. 3.7C). Although contractional features are dominant, extensional and strike-slip structures are also abundant. Normal faults (Figs. 3.7A and 3.7C) and tension gashes are NNE-trending (Figs. 3.8D and 3.8E). Strike-slip faults display no conspicuous vertical throw and are of two types (Fig. 3.8F): 1) front-perpendicular dextral and sinistral faults, and 2) front-parallel, mainly dextral faults (Figs. 3.7A to 3.7C and 3.9B). The distribution of these structures is not controlled by the lithology (Table 3.1).

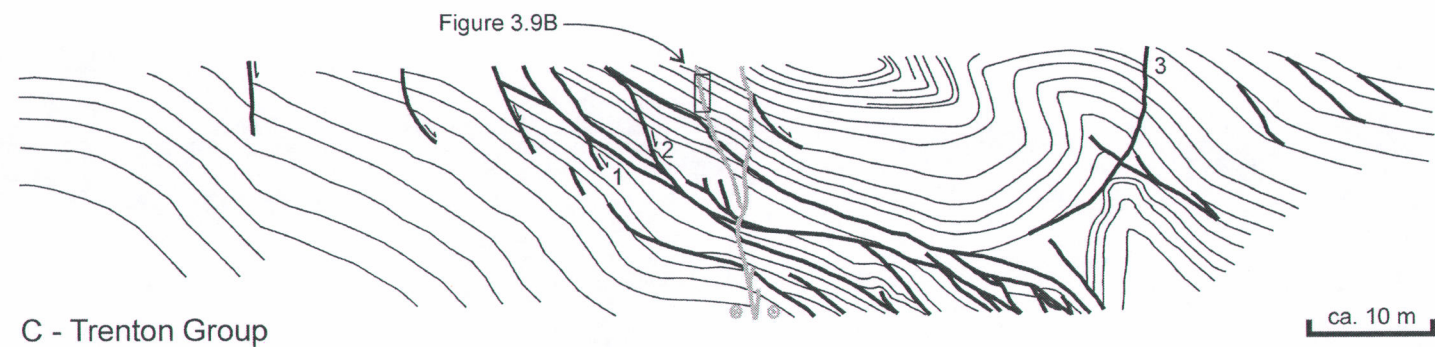
Figure 3.7 : Cross-sections assembled from field sketches illustrating lithological controls on structural styles in the Saint-Dominique slice. Refer to Fig. 3.5 for location of all cross sections and to Table 3.1 for a comprehensive description of lithostructural units and structural features. (A) : Beekmantown Group : Thick beds of lower Beekmantown show little deformation (mainly bedding-parallel thrusts) compared to the well bedded and tightly folded upper Beekmantown. The abnormal stratigraphic offset indicates that the normal fault (based on slickensides) reactivates a reverse fault. Note the front-parallel, sinistral fault cross-cut by a sill in the top right corner (refer to text for discussion). White and black boxes show location of Figs. 3.9A and 3.9C, respectively. 1 is a mafic sill cross-cutting a sinistral fault (refer to text for discussion). (B) : Upper Chazy Group : the shaly limestone of upper Chazy is cleaved and displays thrust ramps and related folds. Lower Chazy and Black River Group are not shown. 1 is a bedding-parallel thrust fault ramping upsection, 2 is a moderately dipping front-parallel strike-slip fault (refer to text for discussions). (C) : Trenton Group : the shales and shaly limestone are intensely cleaved, folded and faulted. White box in upper centre shows location of Fig. 3.9B. Normal and strike-slip faults develop in all lithostructural units. 1 and 2 are normal faults cut by thrust faults and 3 is a late backthrust (refer to text for discussions).



A - Beekmantown Group



B - Upper Chazy Group



C - Trenton Group



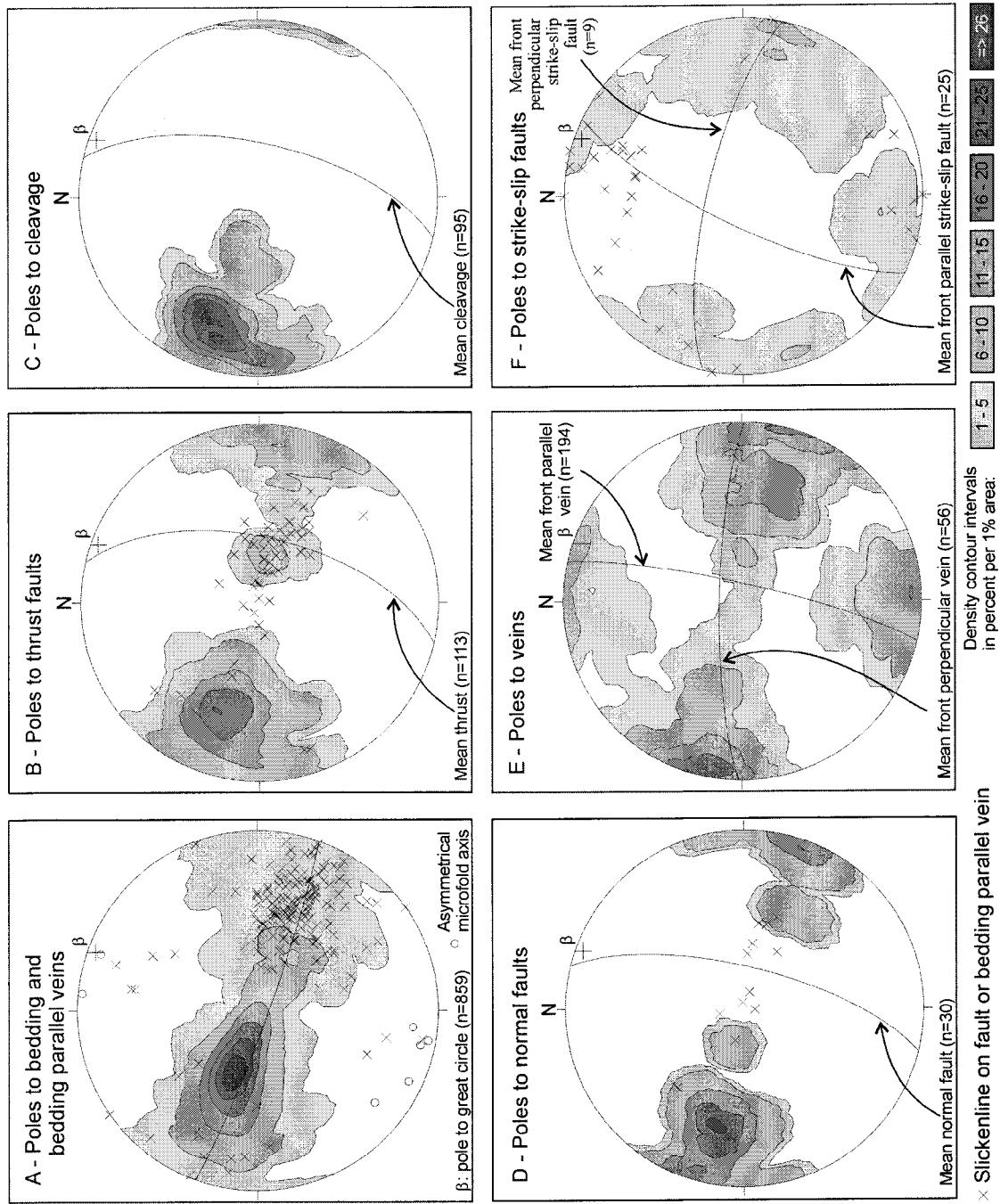


Figure 3.8 : Stereographic projection of the main structural features in the Saint-Dominique slice (Schmidt projection, lower hemisphere).

Lithostructural unit	Lithology	Cleavage	Folds	Faults and veins	Fig.
Folding and thrusting regime					
lower Beekmantown	thick dolostone and dololimestone beds, few interbeds of shale	Not documented	parasitic folds in shales along bedding-parallel fault planes	-bedding-parallel fault planes with few ramps	3.7A 3.9A
upper Beekmantown	decimetric beds of limestone, dolostone, sandstone, shale	weak, stylolites	box and chevrons with vergence to east or west	-décollement -high angle thrusts -bedding-parallel veins -front-parallel veins	3.7A 3.9E
lower Chazy Black River	sandy limestone, calcareous sandstone	weak, stylolites	Not documented	-few irregular veins	
upper Chazy	shaly limestone and calcareous shale	well developed solution seams	open folds, related to thrust ramps	-bedding-parallel fault planes ramping upsection to develop duplexes -bedding-parallel veins -front-parallel veins oblique to bedding	3.7B
Trenton	shaly limestone with interbed of shale	very well developed solution seams	tight, related to thrusts, with vertical or slightly overturned short limb and hinterland dipping long limb	-high angle thrusts locally anastomosed or forming an imbricate fan -few backthrusts -bedding-parallel veins -front-parallel veins oblique to bedding	3.7C
Normal faulting regime					
all	all	bedding-parallel stylolites	drag folds along normal fault planes	-faults, generally dipping to the hinterland, sometimes conjugated in graben -front-parallel veins and tension gashes -front-perpendicular veins and joints	3.7A 3.7C 3.9C 3.9D
Strike-slip faulting regime					
all	all	Not documented	Not documented	-EW faults, dextral or sinistral, sometimes conjugate -NS faults, dextral, never conjugated -front-parallel veins perpendicular to bedding, associated with NS faults	3.7 3.9B

Table 3.1 : Inventory of structural features linked with the different tectonic regimes documented in Saint-Dominique slice, and sorted by lithostructural units.

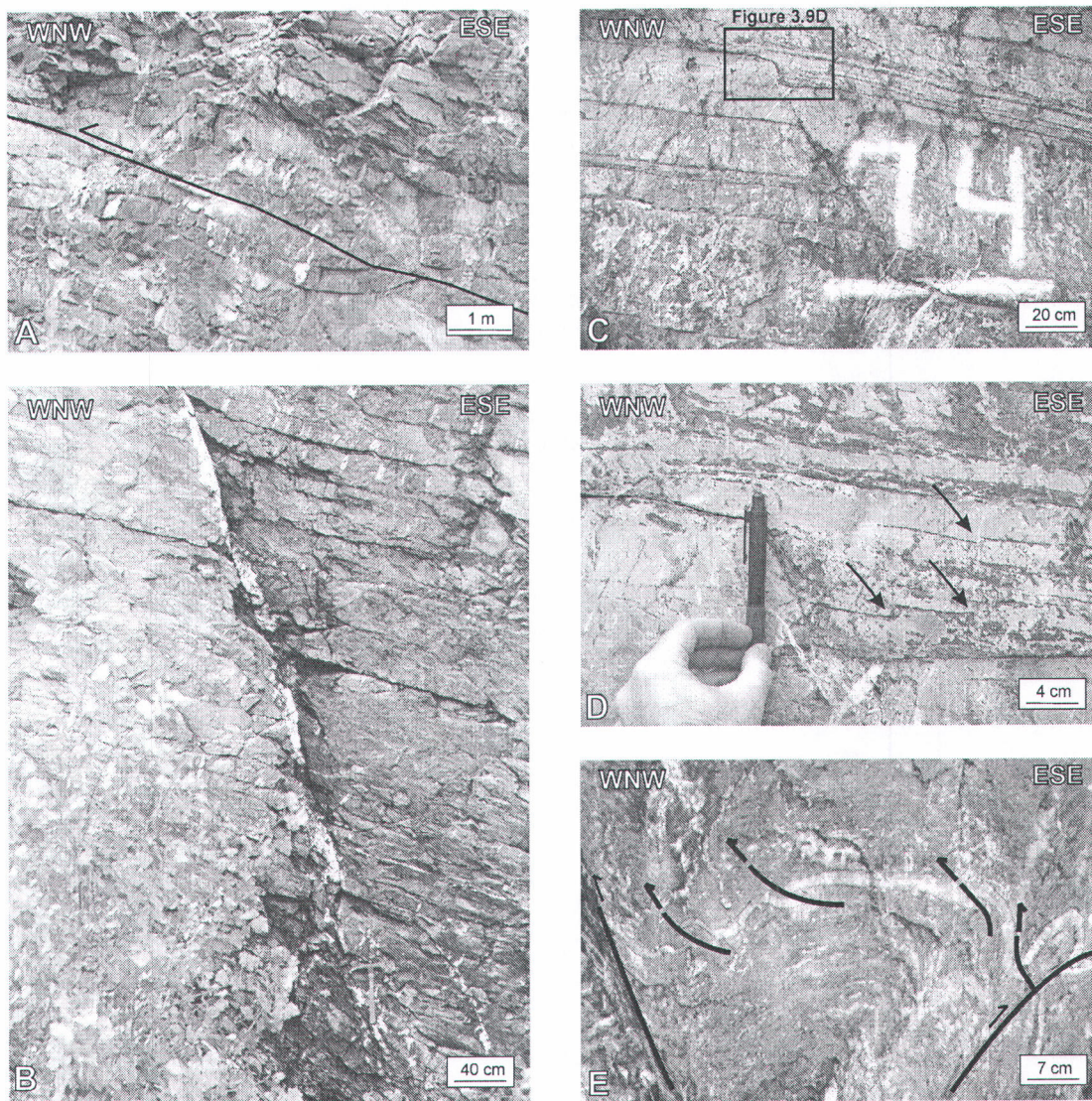


Figure 3.9 : Field photographs of structural features in the Saint-Dominique slice. (A) : Shallowly dipping thrust cutting across gently folded strata, a structural style typical of the thickly bedded dolostones of the lower Beekmantown (see text for discussion). Refer to white box on Fig. 3.7A for location. (B) : Front-parallel (NNE-trending) dextral fault cutting Trenton Group strata. Bending of strata in the vicinity of the fault and occurrence of tension gashes restricted to the more competent beds suggest an early normal motion. Slickenlines, however, indicate that the last motion, at least, was sub-horizontal. Refer to white box on Fig. 3.7C for location. (C) : Hinterland dipping (NNE-trending) growth fault developed in the upper Beekmantown strata. The fault plane is cross-cut by tension gashes related to post-imbriation normal faulting. Refer to black box on Fig. 3.7A for location. (D) : Enlargement of the upper section of the fault, showing thin beds of micritic limestone draped along fault plane (top of the pencil) and affected by incipient normal faults (black arrows) dipping to the foreland (probably coeval with sedimentation). Location is shown by the box on Fig. 3.9C. (E) : Small scale thrust faults (black lines) dismembering a thin bed of mudstone. The WNW-directed imbrication probably accommodated layer parallel shortening in the upper Beekmantown Group strata prior to folding. Refer to Fig. 3.5 for location.

3.3.3) Criteria for establishing the structural evolution of the Saint-Dominique slice

Through the detailed analysis of cross-cutting relationships, five distinct structural events were recognised in the Saint-Dominique slice (Fig. 3.10).

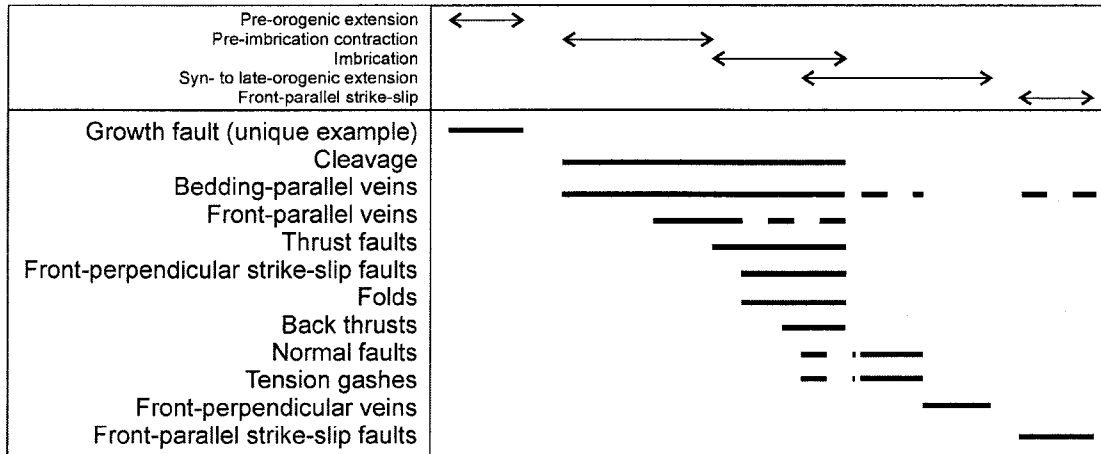


Figure 3.10 : Relative chronology of main structural features in Saint-Dominique slice. See text for discussion.

There is little evidence of pre-contraction deformation apart from bedding-parallel stylolites and an isolated, NNE-trending growth fault in the upper Beekmantown (Fig. 3.9C). This metre-scale fault is sealed by centimetre thick beds of micritic limestone and was active during deposition of the upper beds (Fig. 3.9D).

The oldest contractional structures correspond to a NNE-trending pressure-solution cleavage (Fig. 3.8C) and some bedding-parallel slip planes. Small-scale imbricated contractional faults also developed to accommodate layer parallel shortening (Fig. 3.9E). Imbrication and folding followed during ongoing cleavage development. New bedding-parallel slip planes (mainly cemented by calcite and quartz) continued to develop to accommodate folding and thrusting, while older planes were reactivated or folded (Séjourné *et al.*, 2005).

No cross-cutting relationship was established between front-perpendicular strike-slip faults (Fig. 3.8F) and other structures, but the kinematics of these generally sub-vertical, dextral or sinistral faults indicates they acted as tear faults coeval with thrusting. The same syn-imbrication timing (during stress release periods following thrusting) is documented for two normal faults (labelled 1 and 2 on Fig. 3.7C) that cut the cleavage and bedding-parallel veins and are themselves cut by thrust faults (Chalaron and Malo, 1998). A similar alternation between coaxial horizontal compressional and extensional stresses is widely documented at various scales throughout the Saint-Dominique slice by mutual cross-cutting relationships between contractional features (cleavage and bedding-parallel veins) and tensional features (bedding-perpendicular, front-parallel metre long veins, decimetre long tension gashes and centimetre to millimetre long veinlets).

A piggy-back sequence of thrusting is locally indicated by folding of bedding-parallel thrust faults ramping upsection (labelled 1 on Fig. 3.7B). Local out-of-sequence faulting is also documented where folded bedding-parallel thrusts are cut by younger thrust faults. Finally, a few steeply-dipping, SSE-directed backthrusts (labelled 3 on Fig. 3.7C) developed at the end of the imbrication period (Fig. 3.10).

All the structures described above are cut by later normal faults and related structures (front-parallel veins, en échelon tension gashes, sigmoidal veins, bedding-parallel stylolites). Front-perpendicular veins and joints cut across these late normal faults and veins. Front-parallel strike-slip faults (Fig. 3.7) cut or reactivated contractional or extensional structures (no cross-cutting relationship is documented with front-perpendicular strike-slip faults). The moderate dip of some of these front-parallel strike-slip faults (labelled 2 on Fig. 3.7C, Fig. 3.8F) is explained by reactivation of former thrust or normal fault planes. Some bedding-parallel veins were also reactivated in the vicinity of strike-slip faults (N- and S-directed slickenlines in Fig. 3.8A). In a single location, a sill of mafic composition cross-cuts one of the sinistral faults (labelled 1 on Fig. 3.7A). Since dykes and sills in the area are Cretaceous intrusives (Clark, 1964a), at least some front-parallel strike-slip faults are inferred to be pre-Cretaceous in age.

3.4) Philipsburg slice

3.4.1) Tectonostratigraphic setting

The Philipsburg slice was emplaced over parautochthonous platform strata (the Highgate Springs carbonate slice) and flysch units along a major thrust fault delineating Logan's Line in southern Québec (for cross-border correlations, compare the fault names used in Québec, Figure 3.4A, with names used in northwestern Vermont, Fig. 3.4B). The eastern limit of the Philipsburg slice remains controversial because the contact between Milton Dolomite and Stanbridge Group rocks is not exposed in Québec. Charbonneau (1980) and others consider the Milton Dolomite as part of the Philipsburg Group and interpret the contact with Stanbridge Group rocks as a folded thrust. In contrast, Haschke (1994) and Schoonmaker (2005) observed that the Milton Dolomite is conformably overlain by Stanbridge Group calcareous shales in Vermont (refer to Figs. 3.3 and 3.4B for tectonostratigraphic correlations between Québec and Vermont). We choose to apply the divisions of Schoonmaker (2005) to the study area, because they are well supported by field evidence south of the border and do not require the existence of an undocumented folded thrust. Therefore, we consider that the Milton Dolomite is part of the Stanbridge thrust sheet and that the Philipsburg slice is limited to the east by the Stanbridge Thrust (Figs. 3.3 and 3.4A).

The Philipsburg slice comprises Upper Cambrian to Middle Ordovician rocks of the Philipsburg Group which is divided into nine formations (Fig. 3.3). The strata change upward from massive dolostone at the base (Rock River Formation, Fig. 3.3) into distinct well-bedded limestone rock units and an upper succession of shaly limestone and mudstone (Solomon's Corner Formation, Fig. 3.3). The thickly bedded sequence of pure limestone of the Corey Formation marks the top of Philipsburg Group in the northern part of the slice. The contact with the underlying Solomon's Corner Formation is not exposed, and there is still doubt as whether the Corey Formation rocks belong to the Philipsburg slice or not.

3.4.2) Structural analysis

3.4.2.1) Logan's Line

Near Logan's Line, strata bear a constant NNE strike and dip 28 degrees to the east in the hanging wall and from horizontal to vertical in the footwall. Despite a conspicuous fault scarp, the thrust fault marking Logan's Line itself is poorly exposed in the study area, except along the shore of Lake Champlain where thinly bedded shales are overthrust by massive sandy dolomites of the Rock River Formation. The contact surface (N040/40°) is smooth, almost planar and marked by gouge.

The parautochthonous flysch strata are intensely deformed in the footwall of Logan's Line. Bedding-parallel veins developed first and were later affected by NNE-trending folds. These folds are metre-scale structures with axial planes gently dipping to the ESE, genetically associated with centimetre-scale parasitic folds. Bedding-parallel veins and folds are systematically cross-cut by NNE-trending, high-angle reverse faults. In contrast, the Rock River Formation in the hanging wall comprises a one to two metre thick zone of foliated rocks near the contact but the deformation is minimal ten metres away from the fault zone. Farther upsection, the only significant and widespread feature that can be linked with Logan's Line is a network of hydraulic breccias (Jébrak, 1997) with fascicular textures (bladed shaped dolomite crystals) and front-perpendicular sub-vertical veins (Fig. 3.11). Breccias are restricted to the Rock River Formation. Vein density declines gradually away from the fault zone to the top of the stratigraphically overlying Strites Pond Formation.

Two exposures located on either side of Logan's Line display contractional structures with atypical ENE orientations not compatible with the overall WNW-directed sense of thrusting along Logan's Line. In the hanging wall (location a on Fig. 3.4A), slickenlines on an isolated, N080°-trending fault plane reveals a N350°-directed updip motion. In the footwall (location a' on Fig. 3.4A), the shaly limestone show structures bearing the same

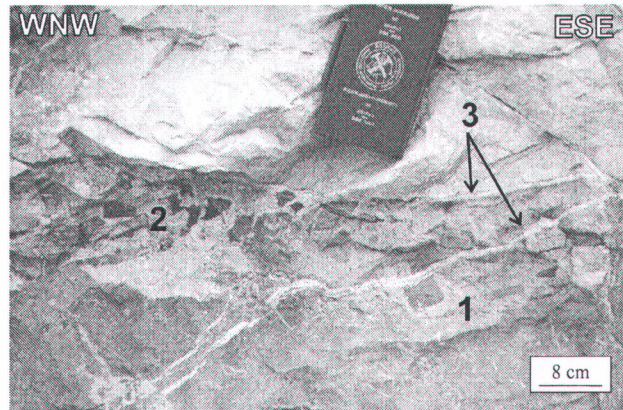


Figure 3.11 : Field photograph of structural features in the Philipsburg slice. Dolostone of the Rock River Formation in the hanging wall of Logan's Line. Colour variations are tentatively attributed to selective dolomitisation. 1 : Breccia with sedimentary matrix (sedimentary breccia ?). 2 : Hydraulic breccia, where clasts are surrounded by carbonate and siliceous cements with a fascicular texture. 3 : Veins of dolomite, calcite and quartz displaying a fascicular texture and locally merging with the hydraulic breccia. 2 and 3 are related to fluid migration along Logan's Line, see text for discussion. Refer to c on Fig. 3.4A for location.

N080° strike: 1) metre-scale folds, asymmetrical, with axial planes steeply dipping to the north (Fig. 3.12A); 2) centimetre-scale parasitic folds (Fig. 3.12A) developed along the limbs of the larger folds and refolding bedding-parallel veins; 3) high-angle thrusts dipping towards the south (Fig. 3.12B), with less than one metre throw. The atypical orientation of these structures might result from a rotation towards the transport direction, as suggested by the scattered orientation of the few measured parasitic fold axes and cleavage planes (Figs. 3.12A and 3.12C). Although these observations are very similar to those made by Stanley (1987) in the footwall of the Champlain Thrust in Vermont, the cause and regional significance of the structures observed in the Philipsburg slice at locations a and a' (Fig. 3.4A) are not established yet.

3.4.2.2) Internal structure of the slice

The most important structural feature of the Philipsburg slice is the wide and open Saint-Armand Syncline (Fig. 3.4A). It is slightly asymmetrical with a steeper east limb and gently plunges to the NNE (Fig. 3.12D). The slice is segmented in its northern part by the Morgan's Corner Fault.

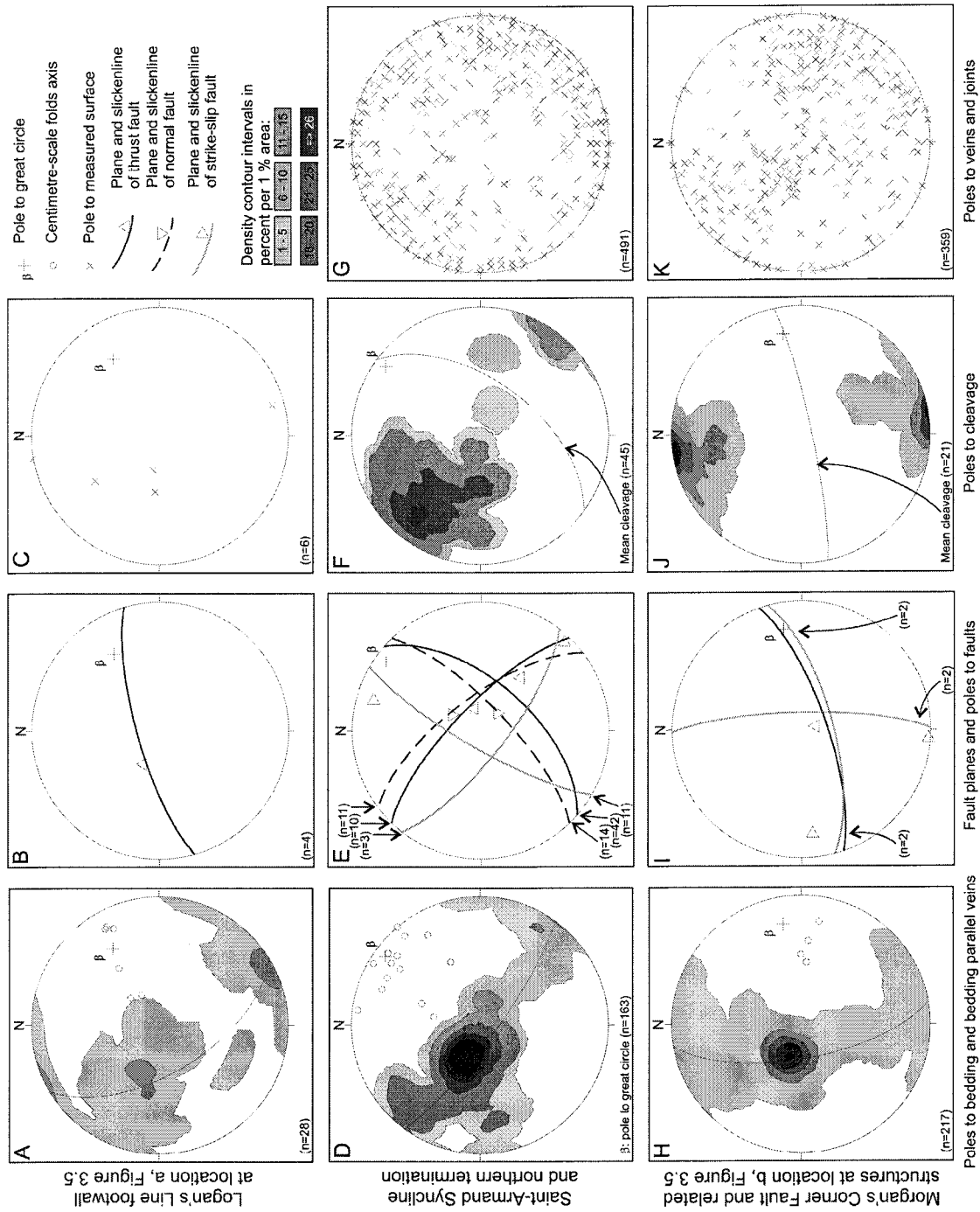


Figure 3.12 : Stereographic projection of the orientation of main structural features in the Philipsburg slice (Schmidt projection, lower hemisphere).

In spite of poor outcrops density, it is locally possible, however, to document a great variety of structures. As in the Saint-Dominique slice, the nature and abundance of the contractional structures (thrust faults, folds, cleavage and striated veins) is controlled by the lithology (Table 3.2), whereas extensional structures (normal faults and tensional veins) and strike-slip faults (front-perpendicular dextral and sinistral, and front-parallel, mainly dextral) are not restricted to specific lithologies. Brittle thrust-related features are dominant (Fig. 3.12E) in thick dolostone, limestone and shaly limestone of the Philipsburg Group (Rock River to Solomon's Corner formations; Table 3.2). Pressure-resolution cleavage is parallel to fold axial planes (Fig. 3.12F) and is well-developed in shaly limestones (Table 3.2). Compared to the Saint-Dominique slice, non-contractional faults (Fig. 3.12E) are of smaller dimensions and less abundant, and associated veins and joints do not display any specific orientation (Fig. 3.12G).

Cross-cutting relationships define the following chronology (Fig. 3.13). 1) The cleavage (S1) and some bedding-parallel slip planes are coeval with development of the Saint-Armand Syncline. 2) High-angle thrusts in the core of the syncline, shear zones with normal slip crenulations (S2, Dennis and Secor, 1987) on the west limb, and shallow angle frontal thrusts and associated ramp anticlines near Logan's Line all developed after folding. 3) Front-perpendicular veins linked with Logan's Line (see above) cross-cut the frontal thrusts and associated folds. 4) Normal faults and related veins cut the cleavage and are not affected by folding, while strike-slip faults cross-cut the frontal thrusts. No relationship was documented between normal and strike-slip faults.

3.4.2.3) Stanbridge Thrust and Northern Frontal Thrust

The path of the Stanbridge Thrust is inferred from mapping (Fig. 3.4A) and a WNW sense of movement is indirectly supported by truncation of the Highgate Anticline eastward (Schoonmaker, 2005) and zones of intensely cleaved or fractured rocks to the

Lithostructural unit	Lithology	Cleavage	Folds	Faults and veins
Folding and thrusting regime				
Rock River lower Strites Pond	thick dolostone and dololimestone beds	Not documented	open folds (meter scale), related to thrust ramps	-bedding-parallel fault planes with few ramps -breccias and veins
upper Strites Pond	limestone, locally interbedded with shaly limestone	weak, stylolites	parasitic folds (centimetric scale)	-bedding-parallel slip planes -shear zones with normal slip crenulations
Wallace Creek Hastings Creek Naylor Ledge Luke Hill Solomon's Corner	shaly limestone	very well developed solution seams	open folds (meter scale), related to thrust ramps, restricted to the heart of Saint-Armand Syncline	-high angle thrusts -bedding-parallel veins -joints and veins with no systematic orientation
Morgan's Corner	massive dolostone	Not documented	Not documented	-joints and veins with no systematic orientation
Corey	massive limestone with shaly limestone beds at the top	Not documented	Not documented	-joints and veins with no systematic orientation -bedding-parallel slip planes in the shaly beds
Normal faulting regime				
Rock River	all	Not documented	Not documented	-faults
Corey	all			-tension gashes -sigmoidal veins
Strike-slip faulting regime				
Solomon's Corner	all	Not documented	Not documented	-EW dextral fault
Rock River Strites Pond Solomon's Corner Corey	all	Not documented	Not documented	-NS faults, dextral or sinistral, sometimes conjugate

Table 3.2 : Inventory of structural features documented in Philipsburg slice, sorted by lithostructural units.

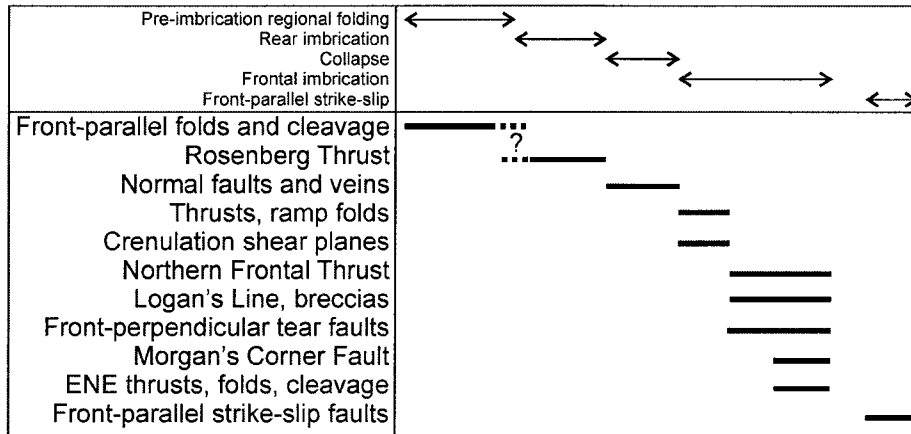


Figure 3.13 : Relative chronology of main structural features in the Philipsburg slice. See text for discussion.

west. A minor slice comprising Wallace Creek and Morgan's Corner formations strata is exposed at the base of the Stanbridge thrust sheet and interpreted as an imbricate splay fault rooting into the Stanbridge Thrust (Fig. 3.4A).

Both the Stanbridge Thrust and Northern Frontal Thrust are exposed in a quarry at the northern termination of the slice (location b on Fig. 3.4A). Thickly bedded limestone of the Corey Formation are gently folded in a NE-trending syncline, and overthrust by the well cleaved calcareous shales of the Stanbridge Group. The contact is a sharp, slightly undulating thrust plane (040/50°) with calcite slickenlines trending N306° and occasional decimetre-thick slabs of imbricated limestone and shales. In the hanging wall, minor, NE-trending, more steeply east-dipping thrust faults and parasitic folds (Fig. 3.12D) are developed along with solution seams sub-parallel to the fault plane. Because this pressure-solution cleavage is less inclined than the mean cleavage compiled for the Stanbridge thrust sheet (Charbonneau, 1980), we advocate that it is related to the thrusting (either newly formed or flattened during thrusting). Deformation along the footwall is restricted to the first metre, where the pure limestone is interbedded with centimetre thick shales that acted as slip planes.

Several other features are conspicuous within the quarry (location b on Fig. 3.4A). Limestone of the Corey Formation is thrust to the west over shales assigned to the

Stanbridge Group (Lachambre, 1994) along a NE-trending thrust fault referred to as the Northern Frontal Thrust (Figs. 3.4A and 3.14A). This major thrust is distinct from and structurally intermediate between Stanbridge Thrust (exposed to the east, in the hanging

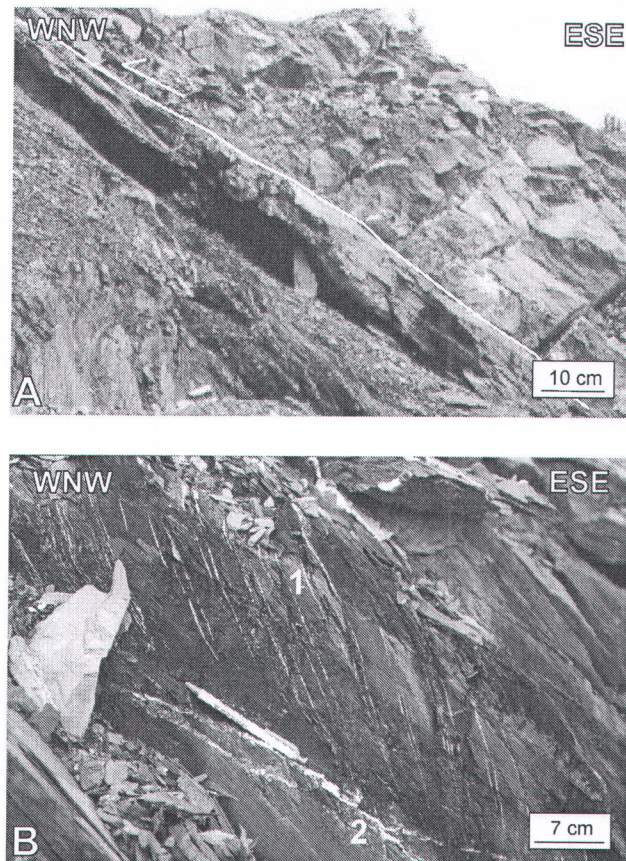


Figure 3.14 : Field photographs of structural features in the Philipsburg slice. (A) : Contact between the light grey limestone of Corey Formation (hanging wall) and the black shales of Stanbridge Group along the Northern Frontal Thrust. (B) : Calcareous shales of the Stanbridge Group in the hanging wall of Stanbridge Thrust. 1 : Narrow tension gashes opened parallel to cleavage. 2 : Bedding-parallel vein with a down-dip (towards ESE) sense of opening. 1 and 2 are evidence of post-imbriation extension as they cut the solution seams developed in relation with the thrust (see text). Refer to b on Fig. 3.4A for location (3.14A is on the eastern side of location b, 3.14B on the western side).

wall of the Northern Frontal Thrust) and the fault marking Logan's Line (mapped to the west, in the footwall of the Northern Frontal Thrust). It is steeper ($035/75^\circ$) than the neighbouring Stanbridge Thrust and is underlined by calcite slickenlines indicating two directions of displacement ($N290^\circ$ followed by $N305^\circ$). The Northern Front Thrust also

cross-cuts an EW-trending dextral fault. The architecture of the area is further complicated by front-parallel tensional structures. In the hanging wall of the Stanbridge Thrust, they are expressed as thin veinlets parallel to solution seams, as well as bedding-parallel veins and sigmoidal tension gashes cross-cutting the cleavage (Fig. 3.14B). Since the cleavage is interpreted to be coeval with thrusting, these extensional structures are younger than the Stanbridge Thrust. The same features also developed in the non-cleaved, gently folded limestone of Corey Formation, where their orientation is not modified as they span across the syncline hinge (F1 on Fig. 3.4A). For this reason, the veins and tension gashes must be younger than the fold.

A long and narrow, discordant lens of shales exposed within the Corey Formation in the quarry gives indirect evidence for post-imbrication normal faulting. This lens does not follow the stratigraphy or structure (shale sliver on Fig. 3.15D). It is interpreted as a sliver of Stanbridge Group rocks caught up along post-imbrication high-angle faults which involved inversion of a normal fault (Figs. 3.15A and 3.15B). The lack of extensional structures in the footwall of the Northern Front Thrust suggests that this latter fault is younger than the extensional structures.

Finally, numerous late, N-trending strike-slip faults (mainly sinistral) are documented in rocks of the Corey Formation. These faults are small in size but significant at a local scale because their orientation is not compatible with the development of the previous structures.

The relative timing of deformation along the Stanbridge and Northern Frontal thrusts can be summarised as follow : 1) Folding of the Corey Formation rocks and overthrusting by Stanbridge Group units (no specific order was established for these events) (Fig. 3.15A) along the Stanbridge Thrust. Incipient EW, shallowly dipping, dextral cross-faulting is also noticed. 2) Collapse and development of normal faults and extension fractures (Fig. 3.15B) in the footwall and hanging wall of the Stanbridge Thrust. 3) Thrust faulting in the footwall of the Stanbridge Thrust, with the development of new thrusts (Northern Frontal

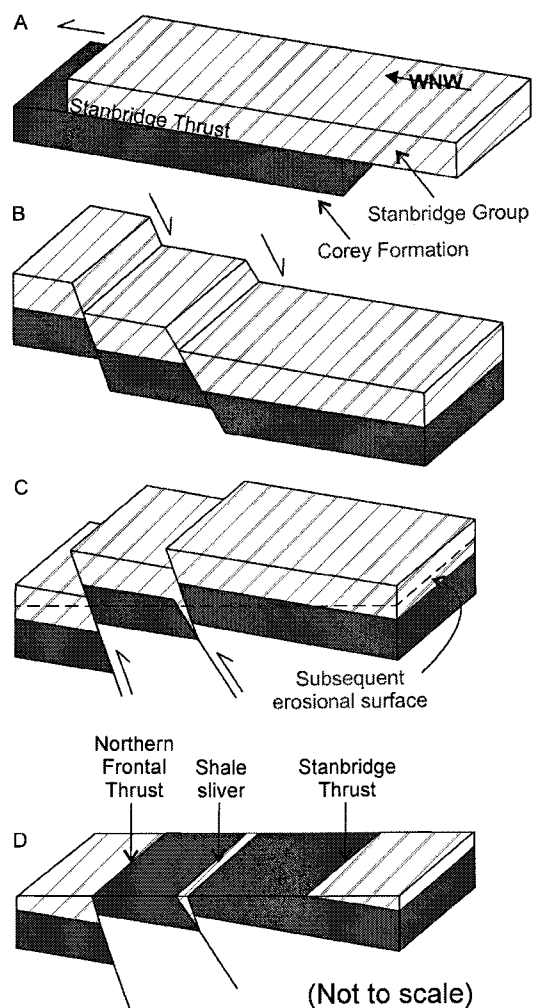


Figure 3.15 : Sequence of faulting in the northern termination of the Philipsburg slice inferred from cross-cutting relationships. (A) : Stanbridge Group rocks overthrust rocks of Corey Formation. (B) : Collapse due to overloading led to development of veins, tension gashes and possibly normal faults. (C) : Renewal of thrusting, with possible inversion of normal faults. (D) : Final geometry after erosion. The Northern Frontal Thrust marks the thrusting of the Philipsburg slice over Stanbridge thrust sheet. The shale sliver is interpreted as a remnant of an inverted normal fault (see text for discussion). A breaking-forward sequence of thrusting is inferred from these relationships.

Thrust) and the (inferred) inversion of normal faults (Fig. 3.15C). 4) N-trending strike-slip faults reactivating weakness planes (not shown on Fig. 3.15). Based on these relationships, a forward-breaking thrust propagation sequence is proposed for the northern part of the Philipsburg slice.

This chronology of events, if extrapolated to the south, is consistent with the incomplete chronology established for the rest of the Philipsburg slice (Fig. 3.13). Two important questions remain to be addressed, however: 1) the timing of the Morgan's Corner Fault with respect to other major structural events, and 2) the relationship between the initial folding and the overthrusting by the Stanbridge thrust sheet. Since no cross-cutting relationship provided unambiguous chronology, indirect evidence must be used to solve these issues. We now address these questions by analysing the nature of Morgan's Corner Fault.

3.4.2.4) Morgan's Corner Fault

The Morgan's Corner Fault is a major, ENE-trending fault and is exclusively exposed at its western termination (Morgan's Corner, location c on Fig. 3.4A). Elsewhere, its trace is inferred from a limited number of outcrops. Based on mapped stratigraphic contacts, the apparent sense of displacement is down to the south at its eastern limit (Charbonneau, 1980), and reverse to the north in its western limit (Globensky, 1981). The obliquity of the mapped fold axial surfaces with respect to the trace of the fault also suggests a dextral component if they have developed synchronously. Therefore, the actual sense of displacement on the Morgan's Corner Fault cannot be inferred only from the stratigraphic map patterns.

Where the fault zone is exposed, thickly bedded dolostone of the Rock River Formation structurally overlie the thinly bedded siltstone, silty limestone and dolostone of the Solomon's Corner Formation (Fig. 3.16). Rocks of the former unit are cataclastic and recrystallised near the contact. Within a few metres, this deformation eventually gives way to a network of veins with a fascicular texture similar to those documented in the hanging wall of Logan's Line. Rocks of the latter unit are folded into a N080°-trending, tight and slightly overturned syncline (F2 on Fig. 3.4A; Fig. 3.12H) that does not affect the footwall of the Logan's Line to the west. Based on cross-cutting relationships

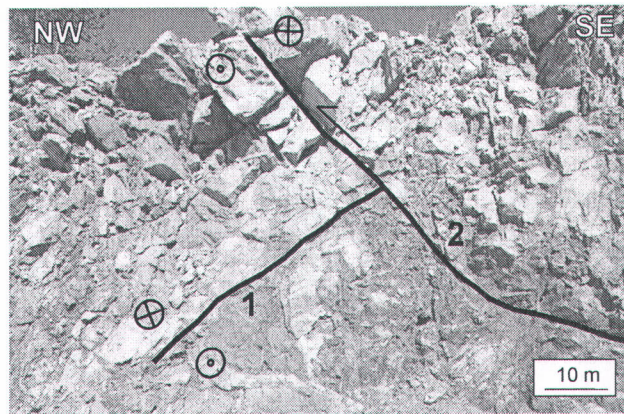


Figure 3.16 : Morgan's Corner Fault at Morgan's Corner. 1 : E-trending dextral fault in the siltstone and limestone of Solomon's Corner Formation. 2 : E-trending (NW-verging) thrust (the actual Morgan's Corner Fault plane) separating the dolostones of Rock River Formation (hanging wall) from the Solomon's Corner Formation. Orientation of slickensides and slickenside steps indicate that the thrust is reactivated as a sinistral fault. See text for discussion.

documented in this single exposure (Fig. 3.16), three episodes of deformation are distinguished in the Morgan's Corner Fault zone. 1) An E-trending dextral strike-slip faulting took place within the rocks of Solomon's Corner Formation, i.e., in the footwall of the main fault contact. 2) An E-trending (NNW-directed) thrust faulting marks the contact between the two formations. 3) Sinistral reactivation of the thrust fault. The thrusting event seems to have a regional significance, as many structures developed in the vicinity of Morgan's Corner Fault are consistent with the NNW-SSE direction of shortening. In the footwall of Morgan's Corner Fault, these structures consist of tight and upright, decametre scale folds (Fig. 3.12H) dissected by minor thrusts bearing the same orientation and steeply dipping towards the south (Fig. 3.12I), and a pressure-solution cleavage (Fig. 3.12J). Fewer structures are recognised in the hanging wall, they mainly consist in a broad and open, truncated anticline (F3 on Fig. 3.4A) and bedding-parallel veins restricted to the Wallace Creek Formation but locally abundant, indicating a reverse, NNW-directed motion. Veins and joints do not display any preferential orientation (Fig. 3.12K). It is argued that the structural contrast across Morgan's Corner Fault is mainly due to the difference in the lithologies (thickly bedded dolostone versus thinly laminated mudstones and shaly limestones). The cataclastic zone developed in the first metres of the hanging wall must have concentrated part of the strain.

The lack of extensional structures near the Morgan's Corner Fault makes the normal faulting hypothesis difficult to support. Yet the sense of the main motion along the fault plane, either reverse or strike-slip, is not obvious. The close spatial and temporal relationship documented between the mesoscopic-scale dextral strike-slip faulting and thrusting makes it difficult to determine the nature of the major movement responsible for the actual geometry of lithostratigraphic units along the Morgan's Corner Fault. In order to explain the final geometry of the fault, we built a series of schematic diagrams (Fig. 3.17) with different fault kinematics (thrusting, dextral strike-slip faulting, or a combination of both). The stratigraphic thicknesses, strikes and dips of main structural features as well as erosional level all correspond to the field data (Charbonneau, 1980; Globensky, 1981; this study). Two initial geometries were tested: a tabular slice dipping towards the ESE and a folded slice gently plunging to the NNW. We present only the result with the initial geometry of which it was possible to attain the actual final geometry on the geological map (Fig. 3.17A). Results show that a previously folded structure (stage 1 on Fig. 3.17A) later cut by a dextral-reverse fault (stage 2 on Fig. 3.17A) can account for the final geometry of the area under study (stage 3 on Fig. 3.17A).

Although estimated vertical and horizontal throws (300 and 1200 m, respectively) bear only a qualitative significance, they underline the importance of the strike-slip component of the Morgan's Corner Fault. However, a simple tear fault interpretation is not consistent with the contractional nature of the genetically related structures, i.e., map-scale folds F2 and F3 located on Fig. 3.4A, as well as mesoscopic folds, cleavage and thrusts parallel to Morgan's Corner Fault, as reported on Figures 3.12H to 3.12K. We propose that Morgan's Corner Fault developed over an oblique ramp during imbrication of the slice, its location and sense of motion being controlled by the irregular footwall morphology. Subsurface data are in good agreement with this hypothesis, as seismic time-structure maps built by SOQUIP (1982, 1984) outline a major fault, the location and strike of which matching perfectly those of Morgan's Corner Fault (Fig. 3.17B). This fault propagates from the Grenvillian basement through the autochthonous platform strata to the top of the Trenton Group rocks at least, with a down-thrown block to the SE.

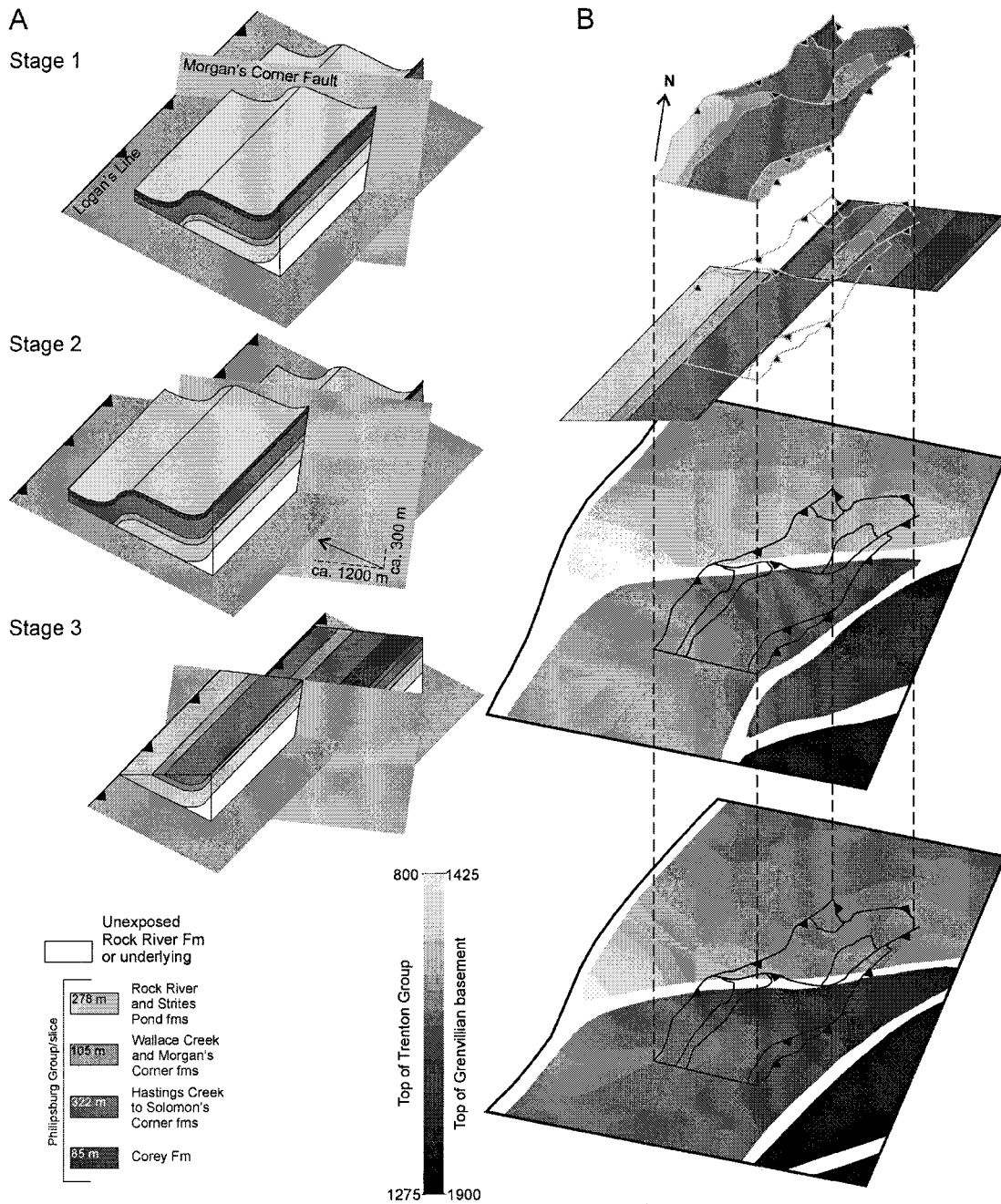


Figure 3.17 : (A) : Schematic model for the final geometry of the Morgan's Corner Fault. The Philipsburg slice is folded and transported along Logan's Line prior to dextral-reverse motion of Morgan's Corner Fault. Figures in the stratigraphic caption are thicknesses used to build the model. Other parameters are the strike and dip for the main features, chosen as follows : Logan's Line N036/15, Morgan's Corner Fault N088/70, Saint-Armand Syncline axis N036/10 (west limb N036/28, east limb N216/45). (B) : Spatial coincidence between Morgan's Corner Fault and a subsurface normal fault, based on the superposition of (from top to bottom) geological map (Globensky, 1981), stage 3 of the proposed model, and time-structure maps for top of Trenton and Grenvillian basement (SOQUIP, 1982, 1984). Gray scale intervals for the time-structure maps are 25 milliseconds (two ways travel time) and white strips are normal faults. See text for discussion. Fm : Formation, fms : formations.

As stated earlier, the stratigraphic offsets across Morgan's Corner Fault are best explained if strata were folded prior to the development of the fault. Implicit to this statement is that the Saint-Armand Syncline developed prior to the imbrication of the slice, along with all other folds that are not genetically linked with the Morgan's Corner Fault (Fig. 3.13). An alternative hypothesis in which Saint-Armand Syncline is a footwall syncline related to the propagation of the Stanbridge thrust sheet is untenable. It cannot be ruled out, however, that some late increments of folding and cleavage development on the east limb of the syncline are caused by overthrusting, but they bear no consequence on the parameters used to build the model.

3.5) Discussion

3.5.1) Structural evolution of the carbonate slices

From their imbrication onward, the Saint-Dominique and Philipsburg slices share a common structural evolution, which is consistent with many observations made from other parts of the structural front to the north-east in Québec (Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003) and to the south in western Vermont (Kay, 1958; Cady, 1960). Especially, the forward-breaking sequence of thrusting echoes the sequence documented for the allochthonous domain in Québec (St-Julien and Hubert, 1975) and the parautochthonous domain in Vermont (Rowley and Kidd, 1981; Bosworth *et al.*, 1988; Stanley, 1990; Stanley *et al.*, 1999). The arguments that support a break-back sequence of thrusting for the allochthonous domain in most of New England are neither apparent in our study area nor elsewhere in northern Vermont (Stanley and Ratcliffe, 1985). Finally, local-scale out-of-sequence thrusting evidenced in this study is in good agreement with the results of recent structural and biostratigraphic investigations in southern Québec and northern Vermont (Bosworth *et al.*, 1988; Stanley *et al.*, 1999; Hayman and Kidd, 2002; Comeau *et al.*, 2004; Schoonmaker, 2005; Castonguay *et al.*, 2006).

This study also emphasises the diversity of the mesoscopic-scale structures developed during imbrication of the carbonate slices. In particular, the interplay between

contractional and extensional structures during imbrication is a striking characteristic of the studied slices. Similar structures are also recognised at depth in the Saint-Flavien carbonate slice (Bertrand *et al.*, 2003) and farther south in the footwall of the Champlain Thrust (Stanley, 1987). For this reason, it is argued that occurrence of normal faults and related veins contemporaneous of the imbrication is not restricted to the studied slices but rather should be expected in most carbonate slices in southern Québec. They are common features associated with contractional structures in fold and thrust belts and can be related to the reactivation of pre-imbrication normal faults during structural transport (Tavarnelli, 1999), overburden below propagating thrusts (Ohlmacher and Aydin, 1995), translation of the thrust slice over a footwall ramp bend (Castonguay and Price, 1995), or development of tensional stress at the outer arc of anticlines (Bertrand *et al.*, 2003).

Apart from the syn-imbrication structures, pre- and post-imbrication normal faults are also widely documented. They have a strong impact on the final architecture of the slices and on the location of future fault planes. Especially, the Morgan's Corner Fault in the Philipsburg slice is the first oblique ramp recognised at surface in southern Québec. This case must be distinguished from prethrust normal faults that were reactivated with oblique-slip motion during Taconian Orogeny, as recognised from field investigations in the autochthonous domain of Québec (Faure, 1995; Rocher *et al.*, 2003) and the parautochthonous domain of Vermont (Haschke, 1994; Hayman and Kidd, 2002). The Morgan's Corner Fault exemplifies how the geometry of the underlying strata (in this case an inherited, basement-involved normal fault in the autochthonous domain) influences the internal geometry of the overthrusting carbonate slices. It is argued that similar pre-imbrication normal faults might locally control the along- or across-strike dimensions of carbonate slices.

Field investigations also led to the recognition of post-imbrication, front-parallel strike-slip faults. These structures are not recognised at depth so far, but it is believed that they have an important impact on the final architecture of the carbonate slices. In particular, three characteristics of these strike-slip faults deserve further attention and discussion.

Firstly, front-parallel strike-slip faults are widespread structures occurring in most lithologies of the three studied carbonate slices (i.e., along 80 km from north to south; see Tables 3.1 and 3.2) as well as in the Upton carbonate slice (Fig. 3.2; Paradis and Faure, 1994). Along-strike connectivity of the fault planes between the outcrops within each slice is not demonstrated but plausible, considering the high inherited fracture anisotropy of the slices (normal and thrust faults, cleavage and most of the veins and joints are front-parallel oriented).

Secondly, the vertical extent of the strike-slip faults is not known, but always exceeds the size of the outcrop (60 m high at the maximum in Saint-Dominique quarries). In spite of their size, the faults might be difficult to identify from subsurface data because they display little or no vertical offset, and because deformation zones along the fault planes never exceeds a few tenths of centimetres. As a consequence, only the original sense of motion along reactivated fault planes (i.e., normal or reverse) would be conspicuous at a seismic scale. Whether the front-parallel strike-slip faults propagate into the underlying autochthonous platform strata or overlying slices and thrust sheets is not known either. This issue is of particular importance for understanding the migration paths of the fluids in the frontal zone of the Appalachians.

Finally, the actual timing and duration of fault plane activation remain speculative, as most strike-slip displacement occurred along pre-existing weakness planes (typically normal or reverse faults). Various causes could be responsible for the reactivation of the faults: 1) Late Ordovician, post-imbrication out-of-sequence thrusting at the end of the Taconian Orogeny leading to the development of variably oriented stress regimes in the foreland (for instance the Highgate Falls Thrust east of Philipsburg slice in Figure 3.4A and commented by Schoonmaker, 2005). 2) Far-field Devonian SE-trending longitudinal maximum compressive stress (Acadian Orogeny) documented in Vermont (Stanley, 1974) and Québec (the Upton slice; Paradis and Faure, 1994; Faure *et al.*, 2004). 3) Late Devonian to Pre-Cretaceous contractional events, defined by NNW-, NNE- and WNW-trending maximum compressive stresses (Faure *et al.*, 1996a). 4) Cretaceous to Present

compressional stress regimes directed either ENE-WSW or NE-SW (Wallach *et al.*, 1993; Faure *et al.*, 1996b; Rocher and Tremblay, 2001).

3.5.2) Implications for hydrocarbon exploration

The Saint-Dominique and Philipsburg slices provide good surface analogues to the buried carbonate slices imbricated along the southern Québec Appalachian structural front, in so far as they comprise the same stratigraphic units and share a similar structural evolution with along-strike subsurface correlatives in Québec (e.g. the Saint-Flavien slice, Fig. 3.1; Béland and Morin, 2000; Bertrand *et al.*, 2003). Among the various potential plays tested for hydrocarbon exploration in southern Québec, only the carbonate slices imbricated along the Appalachian front have led to economic gas discoveries so far. Reservoirs found in these slices are typically highly compartmentalised and, although stratigraphic and diagenetic controls are important, faulting and fracturing are the key factors that define the geometry of the reservoirs and the porosity-permeability development (Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003).

Yet, the current understanding of the internal architecture of the carbonate slices is largely based on seismic investigations. The present investigation provides guidelines for future exploration programs targeting thrust imbricated carbonate slices, in that 1) it reveals numerous subseismic-scale sets of structures responsible for the compartmentalisation of the slices; 2) it identifies lithotectonic units characterised by different structural styles and, hence, different structural traps; 3) it emphasises the role of inherited structures, especially normal and thrust faults, in the determination of the size and shape of the carbonate slices; and 4) it refines the structural evolution of the thrust-imbricated slices.

These results can be compared with time-thermal reconstructions in order to establish the timing and pathways of hydrocarbon-bearing fluid migrations. Especially, the recent interest in gas exploration in the area is largely based on structural analogies drawn with the Albion-Scipio and Stoney Point reservoirs in the Michigan Basin (MRNQ, 2001) and

with recent gas discoveries in Western Virginia and New York states. This model is focused on the formation of reservoirs in the autochthonous domain in the vicinity of basement-involved normal faults that were reactivated as strike-slip faults early in the basin evolution (Shaw, 1993; Davies, 1997). The present investigation documents, to the contrary, post-imbrication strike-slip faults that are likely to have breached the potential reservoirs. In southern Québec, time-thermal reconstructions (Héroux and Bertrand, 1991; Bertrand and Dykstra, 1993; Bertrand and Lavoie, 2006) suggest that hydrocarbon generation first occurred in the southeastern-most part of the basin, that was tectonically buried under the allochthonous thrust sheets and heated prior to the final Taconian imbrication. Cross-cutting relationships in the Saint-Dominique and Philipsburg slices indicate that strike-slip faults developed after the imbrication of the slices (Figs. 3.10 and 3.13), i.e. after hydrocarbon generation in the Appalachians.

3.6) Conclusion

The structural analysis of the Saint-Dominique and Philipsburg carbonate slices in the southern Québec Appalachians reveals a common tectonic evolution and a structural style that is typical of many fold and thrust belts. A forward-breaking (piggy-back) sequence of thrusting is recognised, accompanied with minor out-of-sequence thrusting. Thrusts, tear faults and folds developed during WNW-ESE shortening. The complexity and diversity of these structures is evidently influenced by host rock lithologies. Normal faulting coeval with the imbrication took place during stress release periods. The study also emphasises the importance of pre-existing brittle structures on the location of subsequent faults: pre-imbrication normal fault planes reactivated as reverse faults and locally acting as oblique ramps, thrust faults reactivated as normal faults, and normal and thrust faults reactivated as strike-slip faults.

The development of extensional and strike-slip structures before, during and after the main episode of imbrication is largely responsible for the complex final architecture of the carbonate slices at a sub-seismic-scale. As a consequence, the structural analysis of

carbonate slices at the surface greatly contributes to the better understanding of the subsurface geology of southern Québec Appalachians. More specifically, prediction of the occurrence and characteristics of sub-seismic-scale structures is particularly important to properly define the final geometry of potential hydrocarbon reservoirs in carbonate slices. With this respect, the present investigation may provide valuable guidelines for future exploration programs targeting thrust imbricated carbonate slices.

3.7) Acknowledgements

Many people contributed to this study and are greatly acknowledged. Owners of quarries are thanked for permission to visit their properties. Mona Baker, Patrice Gosselin and Enrico Biscaro have provided invaluable support during field work. Our understanding of the regional geology largely benefited from discussions with Alain Tremblay and Stéphane Faure (Université du Québec à Montréal), Donna Kirkwood (Université Laval), Denis Lavoie (Geological Survey of Canada-Québec), Adam Schoonmaker and William Kidd (State University of New York), Jean Beaulieu (École Polytechnique de Montréal), Gaétan Lachambre (Graybec), Andy McIntosh (Omya) and Osman Salad Hersi (AGAT Laboratories). The authors are also indebted to Daniel Lebel (Geological Survey of Canada-Ottawa) and Lyal Harris (INRS-ETE) for critically reading the manuscript and suggesting significant improvements. Jonathan Kim (Vermont Geological Survey) and Sébastien Castonguay (Geological Survey of Canada-Québec) are greatly acknowledged for their critical review of the manuscript. This work was part of the M.Sc. and Ph.D. studies of the first author, supported by a scholarship from the INRS-ETE. The National Mapping Program (NATMAP) of the Geological Survey of Canada supported complementary field work. The second author acknowledges NSERC for continuous grants (RG-PIN-1908).

Chapitre 4

Origine et signification régionale des veines parallèles au litage

*... jusqu'en ses prolongements de veines, de veinules ...
(Vents, Saint-John Perse)*

Le texte de ce chapitre est paru dans

Tectonophysics

sous le titre suivant :

Multiple origin and regional significance of bedding parallel veins in a fold and thrust belt: the example of a carbonate slice along the Appalachian structural front

Stephan Séjourné	INRS-Eau, Terre et Environnement 490, rue de la Couronne, Québec (QC) G1K 9A9
Michel Malo	INRS-Eau, Terre et Environnement 490, rue de la Couronne, Québec (QC) G1K 9A9
Martine M. Savard	Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada 490, rue de la Couronne, Québec (QC) G1K 9A9
Donna Kirkwood	Département de géologie et de génie géologique, Université Laval Sainte-Foy (QC) G1K 7P4

Article soumis en décembre 2004, accepté en juillet 2005 et publié en septembre 2005 (v. 407, p. 189-209).

Résumé

Le développement et l'évolution des veines parallèles au litage (VPL) ont été étudiés dans l'écaille de Saint-Dominique (front structural des Appalaches du sud du Québec) afin de mettre en évidence l'importance régionale des VPL dans une ceinture de plis et chevauchements et leur rôle dans l'évolution structurale et diagénétique d'une région. Les analyses structurales et microstructurales révèlent que la plupart des VPL présentent une structure laminaire localement recoupée par une structure massive. Les deux types de structures montrent des relations de recoupement mutuelles avec les stylolites parallèles au litage et avec les stylolites et les veinules perpendiculaires au litage, révélant ainsi que la cimentation et la déformation des VPL sont des processus continus. Les VPL peuvent s'ouvrir dans des directions sub-parallèle et sub-perpendiculaire aux épontes. Les VPL les plus anciennes forment des plans de faiblesse qui pré-localisent les réactivations si bien que plusieurs épisodes d'ouverture, parfois en sens opposés, sont parfois préservés au sein d'une même VPL. L'orientation de ces veines parallèlement au litage s'est révélée particulièrement utile pour établir l'évolution structurale d'une région essentiellement caractérisée par des structures parallèles au front orogénique, pour lesquelles peu de relations de recoupement sont observables par ailleurs.

Les analyses pétrographiques et géochimiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des ciments structuraux suggèrent une source commune et locale pour les fluides qui ont circulé à travers les VPL, les veines non-parallèles au litage et les failles. Les rapports isotopiques révèlent également un enrichissement significatif en ^{18}O and ^{13}C au cours du temps. Cette évolution est peut-être corrélée avec la surrection tectonique de l'écaille de Saint-Dominique au cours de son imbrication le long du front structural des Appalaches, après son enfouissement sous les nappes taconiennes.

Abstract

The development and evolution of bedding parallel veins (BPV) are investigated in the Saint-Dominique carbonate slice (southern Québec Appalachian structural front), in order to emphasize the regional significance of BPV in a fold and thrust belt and their importance in establishing the structural and diagenetic evolution of an area. Structural and microstructural analyses reveal that most BPV display a laminated structure locally crosscut by a massive one. Both structures show mutual crosscutting relationships with bedding parallel or bedding perpendicular stylolites and with bedding perpendicular veinlets, indicating that BPV cementation and deformation are continuous processes. Opening both sub-parallel and sub-perpendicular to the BPV walls are documented. Early BPV are planes of weakness that focus later reactivation, and evidence of successive and sometimes opposite senses of opening are locally preserved within a single BPV. The bedding parallel orientation of these veins proved particularly helpful in establishing the structural evolution of an area mostly characterized by front parallel structures with little crosscutting relationships otherwise. Petrographic and geochemical ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}$) analyses of structural cements suggest a common, locally derived source for the fluids that percolated through BPV, non-bedding parallel veins and faults. The isotopic ratios also reveal a significant enrichment in ^{18}O and ^{13}C through time. This evolution is tentatively correlated with tectonic, syn-convergence exhumation of the Saint-Dominique slice during its imbrication along the Appalachian structural front, after its burial under Taconian thrust sheets.

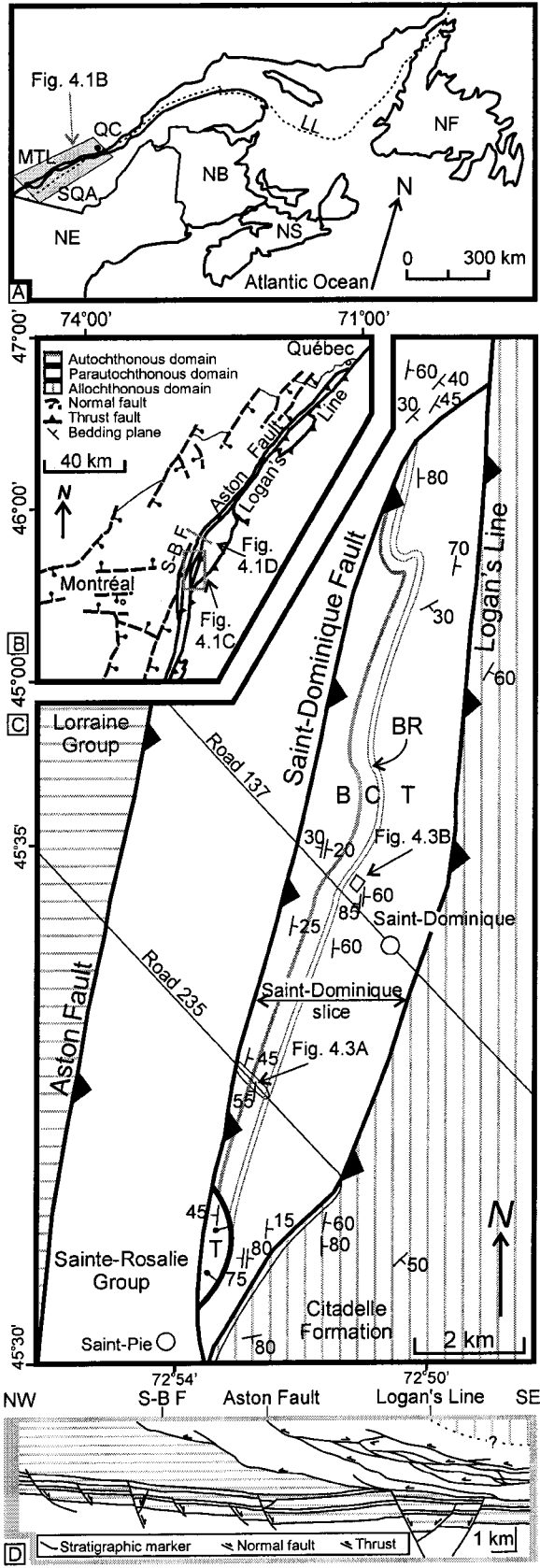
4.1) Introduction

Bedding parallel fractures form when the minimum effective stress becomes tensile and exceeds the tensile strength of the bedding plane. Such conditions can be achieved in various tectonic settings and, therefore, numerous mechanisms have been proposed to explain the development of bedding parallel veins (BPV). For instance, overpressure build up can lead to hydraulic jacking normal to bedding and development of BPV either

during burial (Fitches *et al.*, 1986) or during later layer parallel shortening (Henderson *et al.*, 1986, 1989; Fyson, 1987; Henderson and Henderson, 1990; Jessell *et al.*, 1994; Windh, 1995). Faulting can also be held responsible for the development of BPV-like structures, through propagation of thrusts in duplex flats (Srivastava and Engelder, 1990; Ohlmacher and Aydin, 1995, 1997; Teixell *et al.*, 2000) or reverse faulting parallel to fold limbs (Cox *et al.*, 1995). In a contractional tectonic setting, BPV can also develop on fold limbs during flexural-slip folding (Tanner, 1989, 1990; Cosgrove, 1993; Fowler, 1996; Horne and Culshaw, 2001), while forced fluid migration will preferably lead to BPV development in anticline hinges (saddle reef structures) where fluids are trapped under sealed layers (Mawer, 1987, 1989; Williams and Hy, 1990). Although the relationship between these mechanisms and BPV development is subject to little controversy, different interpretations and contradictory conclusions can arise (or be proposed) from observations of these structural features on a single outcrop (Nicholson, 1995; Fitches *et al.*, 1990). Such controversies are largely fuelled by the paucity of structural features that could be genetically linked to a single mechanism and, more important, by the low tensile strength of the BPV. Because of the latter characteristic, indeed, BPV form planes of weakness where successive deformational events can lead to superposition of cements tracking different mechanisms in various structural settings.

So far, most of the studies dedicated to BPV were devoted to the characterization of a single mechanism of development. The role of BPV as preferred planes of reactivation and their regional significance went largely underestimated. The aim of the present study is to demonstrate how the analysis of BPV provides insights into the structural evolution of carbonate slices along orogenic structural fronts, through the example of the Saint-Dominique slice (Fig. 4.1). This slice is imbricated along the southern Québec

Figure 4.1 : (A) : General location map. (B) : Map of main tectonostratigraphic units of southern Québec, modified from Héroux and Bertrand (1991). S-B F : Saint-Barnabé Fault. (C) : Simplified geological map of the study area, modified from Clark (1964). B, C, BR and T : Beekmantown, Chazy, Black River and Trenton groups, respectively. Limits of the tectonostratigraphic domains correspond to those of section (A). (D) : Cross-section showing the four tectonostratigraphic units immediately north of the area under study, modified from Séjourné *et al.* (2003). The section is based on a seismic profile, and the vertical scale in kilometers is interpreted from synthetic seismic logs. Position of the section is on Figure 4.1B. S-B F : trace at the surface is out of the plane. Logan's Line : trace at the surface only.



Appalachians front and displays good quality outcrops, where many BPV with various characteristics are documented. The structural and microstructural investigation is followed by a detailed petrographic (conventional and cathodoluminescence microscopy) and geochemical ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}$) analyses of the calcite cements that seal BPV and associated faults and veins in the Saint-Dominique slice, in order to document how the geochemical characteristics of BPV can reflect the tectonic and diagenetic evolution of the slice.

4.2) Regional setting

The Appalachian structural front in southern Québec is marked by the Aston and Saint-Barnabé faults (Fig. 4.1; St-Julien and Hubert, 1975). West of these faults, the gently folded, autochthonous, Lower Paleozoic platform and passive margin strata of St. Lawrence Lowlands (Fig. 4.2) rest unconformably over the eastern margin of Laurentia (the Grenvillian basement). The most outboard strata of this domain were imbricated during the Taconian Orogeny (Middle to Late Ordovician, St-Julien and Hubert, 1975) and thrust along the Aston and Saint-Barnabé faults. This fault-imbricated zone is comprised of synorogenic flysch (Sainte-Rosalie Group) and carbonate slices (Beekmantown to Trenton groups). It corresponds to a transitional zone, often referred to as parautochthonous, with the farther traveled strata of deeper marine facies (slope and rise deposits) that make up the allochthonous thrust sheets to the east. The Logan's Line conventionally marks the limit between these two appalachian domains (St-Julien and Hubert, 1975).

The site described and studied in this paper, the Saint-Dominique slice, is the only major carbonate slice cropping out in the parautochthonous domain, although it has many equivalents at depth (MRNQ, 1974; Bertrand *et al.*, 2003). It contains Beekmantown to Trenton groups strata (Lower to Middle Ordovician) (Fig. 4.1; Clark, 1964; Prichonnet

Periods	Series		Main stratigraphic units	
			Autochthonous and parautochthonous domains	Allochthonous domain
Ordovician	Upper	Cincinnatian	Queenston Gr	Citadelle Fm
			Lorraine Gr	
			Sainte-Rosalie Gr	
	Middle	Champlainian	Trenton Gr	
			Black River Gr	
			Chazy Gr	
			- erosion -	
			Beekmantown Gr	
	Lower	Canadian		
Cambrian	Upper	Croixian	Potsdam Gr	

Figure 4.2 : Schematic stratigraphic column of the autochthonous domain in the St. Lawrence Lowlands, and the parautochthonous and allochthonous domains in the study area. Gr : Group, Fm : Formation. Modified from Lavoie (1994).

and Raynal, 1977). The base of the Beekmantown Group is not exposed. The oldest strata cropping out are massive, calcareous dolomicrite, that change upward into a well bedded succession of limestone and dolostone units in the top of the Beekmantown Group. The base of the Chazy Group is comprised of fine grained, calcareous sandstone strata that

give way in the upper section to a well stratified and fossiliferous shaly limestone. The overlying Black River Group contains dolostone and coarsely crystalline and oolitic limestone. Finally, the Trenton Group is well stratified, with thin beds of shaly limestone alternating with shales in its highest levels. In the Chazy and Trenton groups, the alternating shale and shaly limestone pseudo-bedding is most likely the result of burial and diagenetic processes. The slice is structurally overlain by allochthonous strata (Citadelle Formation) along Logan's Line to the east and imbricated to the west with synorogenic flysch units of the parautochthonous domain (Sainte-Rosalie Group) along the Saint-Dominique Fault (Fig. 4.1C).

4.3) Methodology

Microstructural and petrographic observations were performed on structural cements (veins and faults) and surrounding host rock of the limestone units. Carbonate samples were stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide to evidence magnesium and iron, respectively (Dickson, 1965). Both the conventional and cathodoluminescence microscopic characteristics of the cement phases in veins (Table 4.1) were used to document their relative chronology. The cathodoluminescence analysis was conducted with a vacuum of 10 millitorr, a voltage of 13 Kv and an intensity of 0.5 mA. The structural cements were classified according to their crystal arrangement and their response to cathodoluminescence excitation (Savard and Bourque, 1989). Some BPV samples were cut parallel and perpendicular to the slickenlines to distinguish possible movements out of the main slip plane.

Geochemical analyses were conducted at the Delta Lab of the Geological Survey of Canada (Québec). Powder samples (0.3 mg minimum) were obtained by micro-drilling on polished counterparts of thin sections. The precise positioning of micro-drill holes was verified by careful cathodoluminescence microscopy. For carbon and oxygen analyses, CO₂ was extracted by 100 % orthophosphoric acidic digestion at 25°C during twelve hours (Hoefs, 1987). The analysis was then performed on a SIRA-12 mass spectrometer.

Structural feature	Conventional microscopy		Cathodoluminescence		
	Calcite	Quartz	Calcite	Quartz	Host rock
BPV	anhedral to euhedral (1-5 mm) *pyramidal triangular (1-5 mm) lamellar or fibrous (> 1 mm)	subhedral to euhedral (1-5 mm) fibrous or pyramidal (< 5 mm)	dull (sometimes zoned or composite)	non-luminescent	microsparite and quartz dull to luminescent microdolomite zoned and luminescent
Front parallel veins	anhedral (< 1 mm) subhedral to euhedral (> 5 mm) **xenomorph (< 1 mm)	euhedral (< 1 mm to > 5 mm)	dull (sometimes composite)	non-luminescent	microsparite and quartz dull to luminescent microdolomite zoned and luminescent
Normal faults	subhedral (< 5 mm) anhedral (> 5 mm)	subhedral to euhedral (1-5 mm) (associated with subhedral calcite)	very dull and composite (some non-luminescent isolated crystals)	luminescent	microsparite and quartz dull to luminescent
Thrust faults	euhedral (> 5 mm)	subhedral to euhedral (1-5 mm)	dull	luminescent	microsparite and quartz dull to luminescent
Strike-slip faults	euhedral (> 5 mm) subhedral (< 5 mm)	subhedral to euhedral (1-5 mm) (associated with subhedral calcite)	dull	luminescent	microsparite and quartz dull to luminescent

Table 4.1 : Petrographic characteristics of structural cements and host rock (* : Chazy Group only, ** : front parallel shear veins only). Most front perpendicular veins are too thin or weathered to be suitable for proper investigation and are not reported here.

The eighty eight $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ results are normalized according to the international NBS-19 standard (Vienna VPDB). The quality of the results was regularly controlled through duplication of one sample out of ten (eleven duplicates in total). The precision was always better than 0.13 ‰ (with an exception at 0.25 ‰) for $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and always better than 0.05 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$. Table 4.2 displays the results in VPDB and the actual statistic errors. Mean error in $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ ‰ is 0.08 (maximum 0.25, standard deviation 0.07), mean error in $\delta^{13}\text{C}$ ‰ is 0.02 (maximum 0.05, standard deviation 0.01).

Comparison between the isotopic ratios of structural cements and reference early marine phases is hampered by the lack of in-situ data, as no diagenetic investigation has ever been performed on rocks of the Saint-Dominique slice and the limestone are devoid of workable marine fossils. Therefore, marine isotopic ratios for the Early to Middle Ordovician times were established from carbonate results of world compilations (Popp *et al.*, 1986; Lohmann and Walker, 1989; Veizer *et al.*, 1997). These data are further sustained by results from Ndzangou (1997) who analyzed marine phases from the Deschambeault Formation (Trenton Group) of the autochthonous domain near Québec City, approximately 120 km to the north-east of the area under study.

Samples were filtered to discard recrystallized cements. Especially, in one key outcrop (Fig. 4.3) the intrusion of a diabase dyke could have induced recrystallization of cements in the Trenton Group (Bertrand *et al.*, 1983). However, this possibility was ruled out by comparing the petrographic characteristics and isotopic ratios of phases sampled close to the dyke (samples 57, 62, 63, 64, 126A, 126H, 129A, 129B, 131A, 131B and 132A, Table 4.2) with samples from other locations in the Saint-Dominique slice. Only one sample displays an abnormal enrichment in ^{18}O (sample 62, Table 4.2). This sample is considered suspect and is discarded from the figures and the interpretation.

Sample	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	Error	$\delta^{13}\text{C}$	Error	Structural feature	Group	Easting	Northing	Crosscut by sample(s) #
11	-7,8		-0,99		Host rock	Beekmantown	664430	5045775	
16	-8,7		-1,59		BPV (Laminated)	Beekmantown	664460	5045747	
18B	-8,5		-0,66		BPV (Massive)	Beekmantown	664460	5045747	
20	-8,6		-0,87		BPV (Laminated)	Beekmantown	664460	5045747	
21	-8,3	± 0.25	-0,36	± 0.03	BPV (Massive)	Beekmantown	664460	5045747	
24A	-8,3	± 0.07	-0,32	± 0.01	BPV (Laminated)	Chazy	664483	5045724	
24B	-9,5		-0,64		Front parallel vein	Chazy	664483	5045724	24A
26	-8,6		-0,34		Host rock	Chazy	664498	5045712	
27	-8,7		-0,44		BPV (Laminated)	Chazy	664521	5045688	
28A	-8,3		-0,15		BPV (Massive)	Chazy	664521	5045688	
28B	-8,6		-0,62		Front parallel vein	Chazy	664521	5045688	
31	-9,7		-1,33		BPV (Massive)	Chazy	664571	5045645	134A
32	-8,3		-0,23		Front parallel vein	Chazy	664571	5045645	31
35	-8,5		-0,74		BPV (Massive)	Chazy	664618	5045598	136A,B,C
37	-8,8		-0,31		Front parallel vein	Chazy	664618	5045598	
39	-8,0	± 0.13	-0,68	± 0.05	Host rock	Chazy	664680	5045540	
40	-8,3	± 0.00	-0,15	± 0.01	BPV (Massive)	Chazy	664680	5045540	
41A	-8,5		-0,69		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
41B	-9,2		-1,21		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
41D	-8,8		-0,92		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
41E	-9,4		-0,95		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
41F	-9,2		-1,11		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
41H	-8,4		-0,37		BPV (Laminated)	Chazy	664605	5045585	
42A	-9,9	± 0.02	-1,37	± 0.01	Front par. shear v.	Chazy	664571	5045620	
42B	-9,4		-1,81		Host rock	Chazy	664571	5045620	
45	-6,6	± 0.11	1,36	± 0.03	Front par. shear v.	Trenton	666657	5049381	
50	-6,4		1,61		Host rock	Trenton	666657	5049381	
51	-6,4		1,44		Front par. shear v.	Trenton	666645	5049379	52

Table 4.2 (and following pages) : Isotopic results and location of samples. Letters after sample numbers indicate that several powder samples were selected for geochemical analysis from the same hand sample (e.g., several laminations, two structures).

Sample	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	Error	$\delta^{13}\text{C}$	Error	Structural feature	Group	Easting	Northing	Crosscut by sample(s) #
52	-6,3		1,37		BPV (Laminated)	Trenton	666645	5049379	
53	-6,1		1,27		BPV (Laminated)	Trenton	666640	5049378	
54	-6,7		1,47		Host rock	Trenton	666640	5049378	
57	-7,3		1,43		Host rock	Trenton	666614	5049378	
62	-8,1		0,60		BPV (Laminated)	Trenton	666603	5049376	
63	-6,5	± 0.02	1,38	± 0.00	Front par. shear v.	Trenton	666591	5049376	
64	-6,8		1,31		Normal fault	Trenton	666585	5049377	
73A	-7,7		0,80		BPV (Laminated)	Trenton	666550	5049374	133A
73B	-7,6		0,88		BPV (Laminated)	Trenton	666550	5049374	133B
74	-6,2	± 0.04	1,25	± 0.01	BPV (Massive)	Trenton	666536	5049373	75
75	-6,4		1,27		Front par. shear v.	Trenton	666536	5049373	
78	-6,5		1,44		Front par. shear v.	Trenton	666550	5049374	
80	-6,3		1,28		Front par. shear v.	Trenton	666499	5049371	
83A	-6,4		1,07		Host rock	Trenton	666485	5049370	
83B	-5,8		1,37		Front parallel vein	Trenton	666485	5049370	
84	-6,6		0,89		Front parallel vein	Trenton	666485	5049370	
92	-7,4		-1,44		Front parallel vein	Chazy	666161	5048698	
93	-7,9		-1,32		Front parallel vein	Chazy	666161	5048698	
94A	-8,6		-0,87		BPV (Laminated)	Beekmantown	664430	5045775	
94B	-8,8		-1,10		BPV (Laminated)	Beekmantown	664430	5045775	
94D	-8,6		-0,94		BPV (Laminated)	Beekmantown	664430	5045775	94E
94E	-8,2		-0,91		BPV (Laminated)	Beekmantown	664430	5045775	
95A	-10,0		-1,30		BPV (Laminated)	Chazy	664510	5045700	
95B	-9,5		-1,32		Host rock	Chazy	664510	5045700	
96	-8,4		-0,28		Front par. shear v.	Chazy	664596	5045620	
103	-6,3		1,31		BPV (Massive)	Trenton	665292	5044936	104
104	-6,2		1,39		Reverse fault	Trenton	665292	5044936	
105B	-6,6		1,51		Host rock	Trenton	665292	5044936	
107	-6,5		1,36		BPV (Massive)	Trenton	665297	5044949	108

Table 4.2 (continued)

Sample	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	Error	$\delta^{13}\text{C}$	Error	Structural feature	Group	Easting	Northing	Crosscut by sample(s) #
108	-6,0	± 0.06	1,66	± 0.02	Reverse fault	Trenton	665297	5044949	
115A	-6,8		1,40		Host rock	Trenton	666585	5049377	
115B	-6,8		1,15		Front parallel vein	Trenton	666585	5049377	
115C	-7,0		0,93		Front parallel vein	Trenton	666585	5049377	115B
123A	-6,3		0,82		BPV (Massive)	Trenton	666677	5049445	123C
123B	-6,3		0,94		BPV (Massive)	Trenton	666677	5049445	123C
123C	-5,7		1,11		BPV (Massive)	Trenton	666677	5049445	
124A	-6,5		1,26		Front parallel vein	Trenton	666677	5049445	
124B	-7,5		1,36		Front parallel vein	Trenton	666677	5049445	124C
124C	-6,5		1,67		Front parallel vein	Trenton	666677	5049445	
125	-7,0	± 0.12	1,25	± 0.02	Front par. shear v.	Trenton	666680	5049464	
126	-6,2		1,38		Host rock	Trenton	666680	5049464	
127A	-6,5		1,29		BPV (Laminated)	Trenton	666603	5049376	
128A	-6,4		1,33		BPV (Laminated)	Trenton	666603	5049376	
129A	-6,1		1,72		BPV (Massive)	Trenton	666603	5049376	
129B	-5,9		1,60		BPV (Massive)	Trenton	666603	5049376	
131A	-5,9		1,65		Normal fault	Trenton	666591	5049376	
131B	-5,3		1,77		Normal fault	Trenton	666591	5049376	
132A	-5,9		1,78		Normal fault	Trenton	666585	5049377	
133A	-5,9		1,55		Normal fault	Trenton	666550	5049374	
133B	-6,1		1,38		Normal fault	Trenton	666550	5049374	
134A	-8,1		-0,25		Reverse fault	Chazy	664584	5045631	
136A	-8,4		-0,58		Reverse fault	Chazy	664540	5045674	
136B	-8,5		-0,55		Reverse fault	Chazy	664540	5045674	
136C	-8,1		-0,32		Reverse fault	Chazy	664540	5045674	
137A	-8,3	± 0.07	-0,42	± 0.01	BPV (Massive)	Chazy	664558	5045656	
137B	-8,3		-0,56		BPV (Laminated)	Chazy	664558	5045656	
138A	-8,2		-0,25		BPV (Laminated)	Chazy	664558	5045656	
138B	-8,4		-0,08		BPV (Massive)	Chazy	664558	5045656	
139A	-8,5		-0,64		BPV (Laminated)	Chazy	664558	5045656	
139B	-8,6		-0,75		BPV (Massive)	Chazy	664558	5045656	

Table 4.2 (continued)

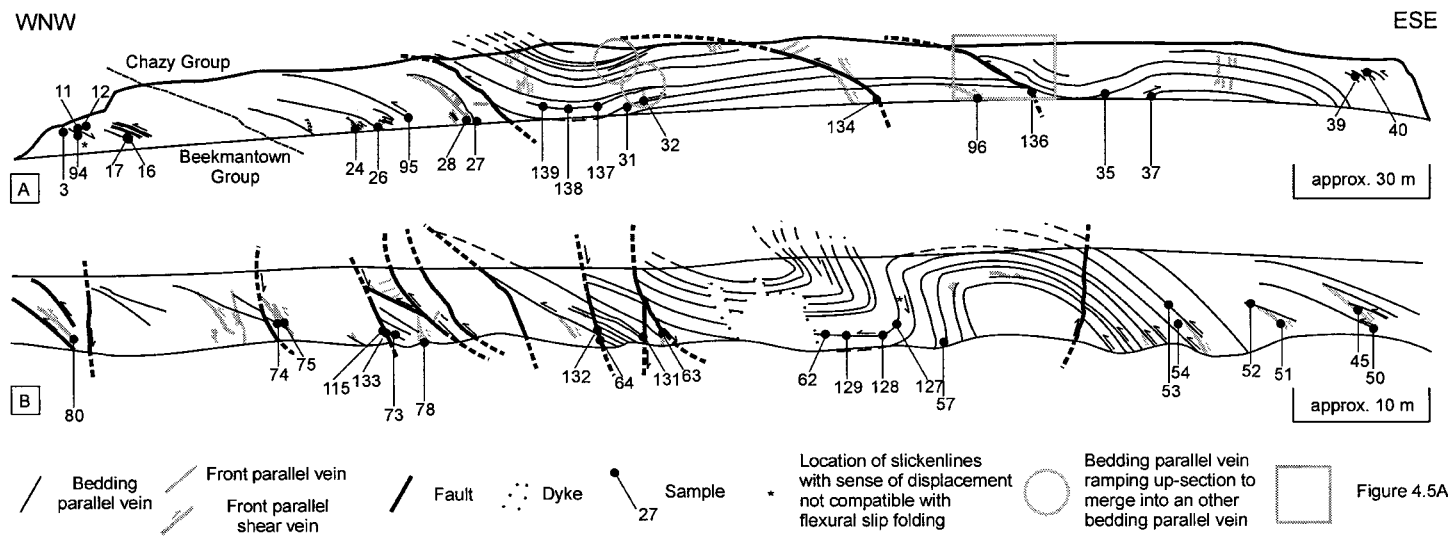


Figure 4.3 : Structural cross-section of the two main studied outcrops. See Figure 4.1C for location. (A) : Beekmantown and Chazy groups, Road 235. (B) : Trenton Group, Carrières Saint-Dominique.

4.4) Structural analysis

4.4.1) Main structural characteristics of Saint-Dominique slice

At the outcrop scale, the slice is comprised of an imbricate structure made up of individual thrust-faults isolating either tabular or folded compartments (Fig. 4.3) and causing numerous stratigraphic repetitions. Normal and strike-slip faults further compartmentalize the slice. Unless otherwise specified, most structures described in this section strike north-north-east, i.e., parallel to the front (Fig. 4.4).

Thrusts dip approximately 65° toward the east-south-east (Fig. 4.4A). Normal faults also generally dip toward the east-south-east, although some are conjugate and form graben structures. Few strike-slip faults are documented, that strike either parallel or perpendicular to the front. Fault zones are generally a few decimeters wide, characterized by the bending of strata and solution cleavage seams. Fault planes are smooth and bordered with slickenlines. Normal fault slip planes are also associated with the development of V-shaped veins and tension gashes. The main petrographic characters of fault cements are summarized in Table 4.1.

Kink folds are developed in the interbedded dolostone and limestone strata of the upper Beekmantown Group. In the well bedded limestone strata of the Chazy Group, asymmetrical folds develop in the hanging wall of thrusts cutting up-section (Figs. 4.3A and 4.5A). Finally, a major, decametric-scale, asymmetrical fold associated with a thrust in its core is developed in the shaly limestone of the Trenton Group (Fig. 4.3B). The mean axis of these folds is sub-horizontal (Fig. 4.4B), and the axial plane generally dips toward the east-south-east. A pressure-solution, axial planar cleavage striking north-north-east and dipping 60° toward the east-south-east (Figs. 4.4C, 4.5B and 4.5C) is mainly developed in the Trenton Group strata. Solution seams are refracted in the more competent beds and in the vicinity of some BPV.

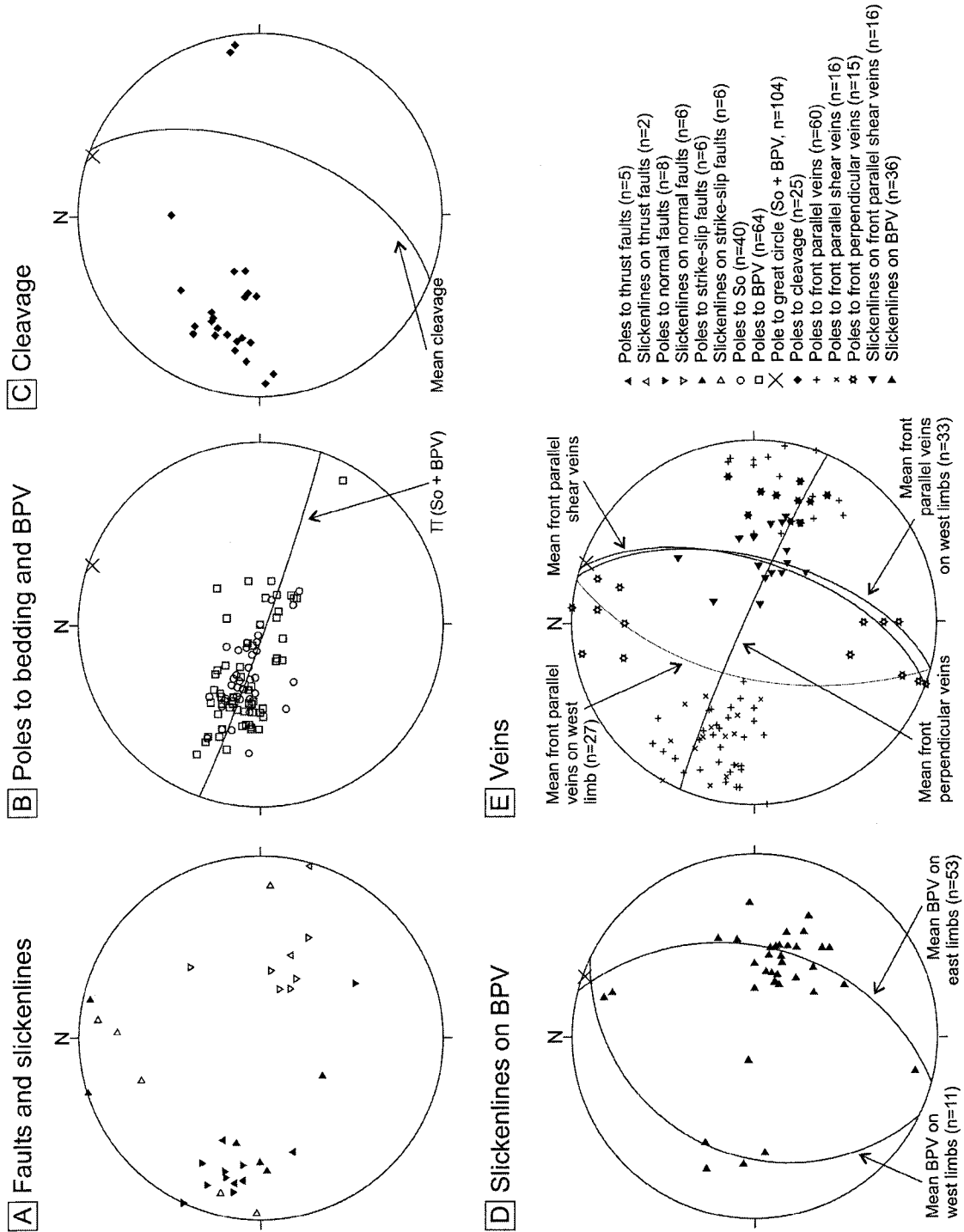


Figure 4.4 : Attitude of main structural features, Schmidt projection, lower hemisphere. BPV : Bedding parallel vein.

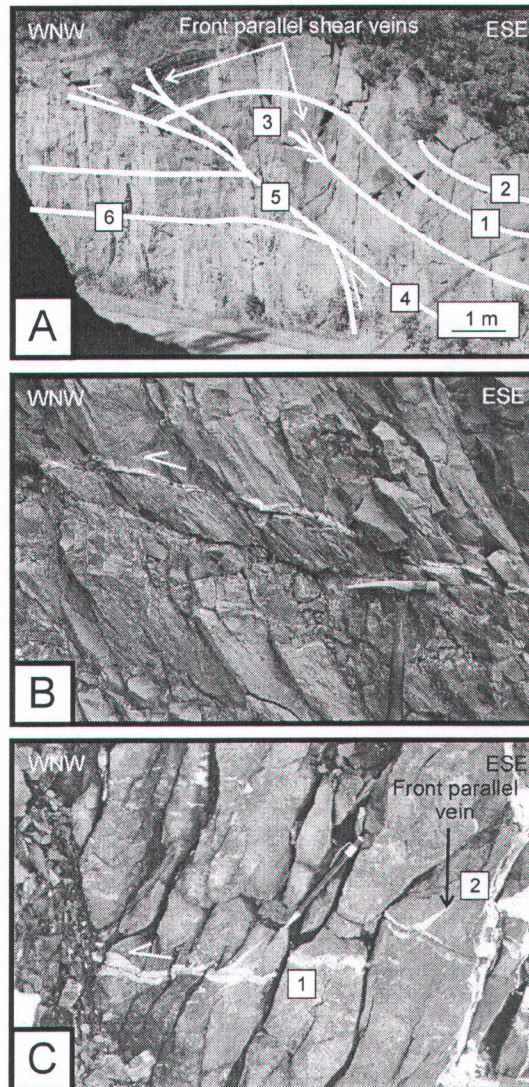


Figure 4.5 : (A) : Ramp fold with associated BPV continuous across hinge area (1) or restricted to the limb (2) and associated with front parallel shear veins forming horsetail structures (3). A BPV-like structure (4) merges into the main thrust (5), and BPV also developed in the footwall of the thrust (6). See Figure 4.3A for location. (B) : BPV at the interface of two units with differential layer parallel shortening. The upper unit recorded a more important shortening, inducing a slip plane at its base. (C) : Laminated BPV (1) crosscut by cleavage. The sense of opening to the west is indicated by sigmoidal tension gashes (2).

Three families of veins non-parallel to bedding are documented based on their orientation (Fig. 4.4D). 1) Front parallel veins and tension gashes are decimeter to meter long structures perpendicular to bedding. They are millimeter to centimeter thick and only display millimetric offsets. 2) Front parallel shear veins are decimeter to meter long structures oblique to bedding. They frequently display a laminated structure as well as

slickenlines indicating an up-dip sense of displacement to the west-north-west (Fig. 4.4D). Despite the occurrence of slickenlines, these veins do not cause any significant stratigraphic offset and are, therefore, referred to as veins rather than faults. 3) Front perpendicular veins are sub-vertical, very long (outcrop scale) and narrow. As for fault cements, the main petrographic characteristics of the front parallel veins are listed in Table 4.1. Most cements of front-perpendicular veins form weathered coatings along fracture planes and are not suitable for microscopic and geochemical investigation.

A comprehensive synthesis of macroscopic crosscutting relationships reveals a homogeneous structural history throughout the slice (Fig. 4.6). This evolution is dominated by contractional features and starts with development of cleavage. Folds, thrusts, front perpendicular strike-slip faults and front parallel shear veins followed while cleavage continued to develop. Mutual crosscutting relationships indicate that some normal faults and front parallel veins are diachronous but associated with thrusts development. Most of the normal faults and front parallel veins, however, postdate the contractional features. The front parallel strike-slip faults are the latest to develop and crosscut or reactivate all other structures. The timing of BPV development (or reactivation) encompasses those of all other structural features. When analyzed into detail, however, development of BPV is not necessarily a long-lived and continuous process through time, as different BPV display different relationship with respect to other structures. The variety and the characteristics of these BPV is detailed in the following section.

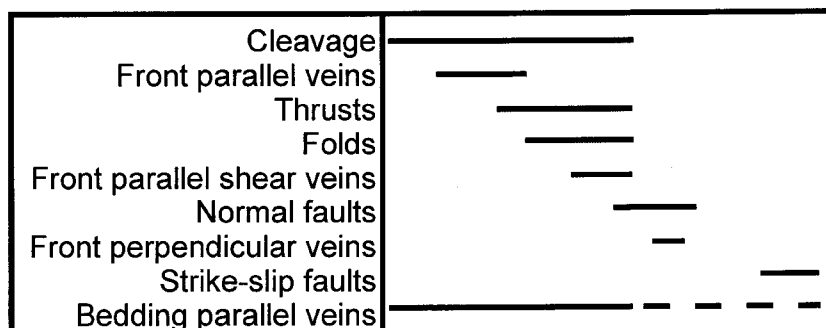


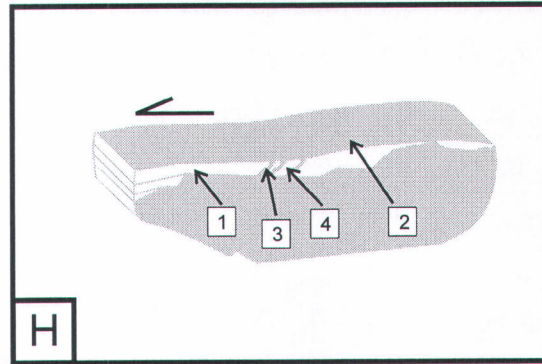
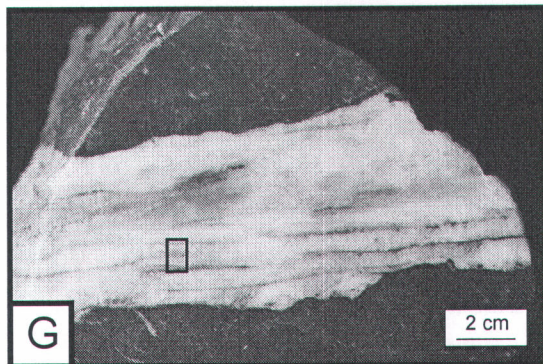
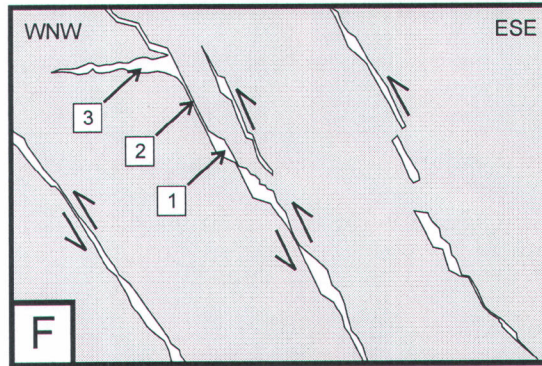
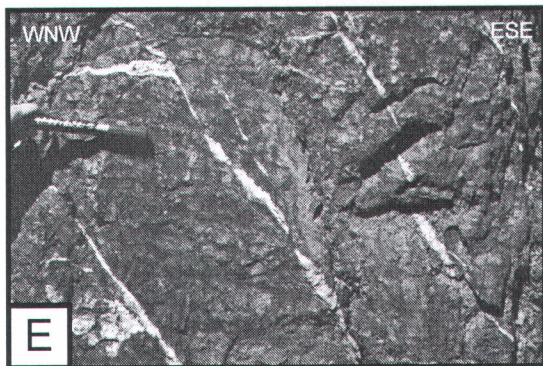
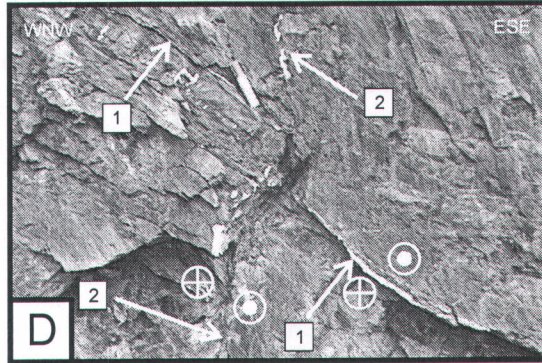
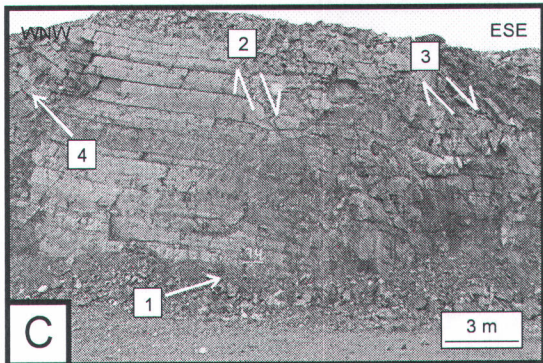
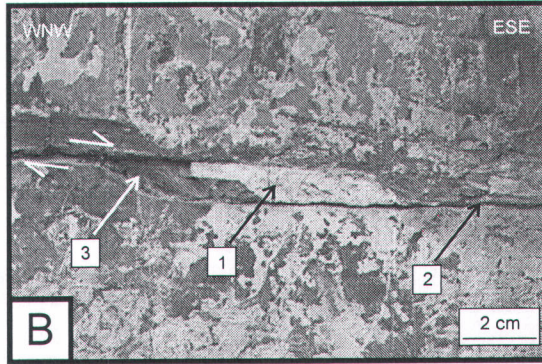
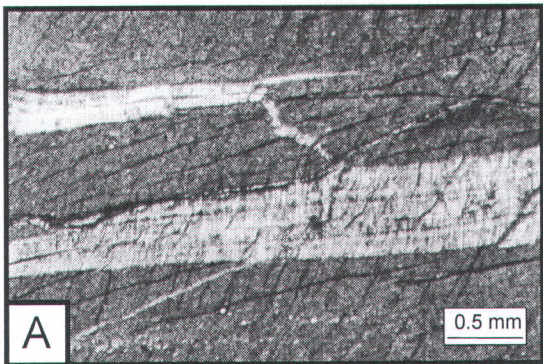
Figure 4.6 : Temporal evolution of main structural features in the Saint-Dominique area, based on macroscopic crosscutting relationships. See text for discussion.

4.4.2) Bedding parallel veins

4.4.2.1) Outcrop-scale characteristics

BPV are observed throughout the Saint-Dominique slice. Most of them are long, generally only limited by outcrop size. In folded strata they are continuous and of constant thickness across hinge areas. Exceptions to these regular veins are: 1) BPV thinning out in fold limbs before reaching the hinge area and forming horsetail veins (Figs. 4.3 and 4.5A). 2) BPV leaving occasionally the bedding parallel plane to ramp upsection until they become parallel again to bedding (circles on Figure 4.3A). 3) BPV cutting across cross-bedded or gently undulated, decimeter thick strata. There seems to be no systematic relationship between the occurrence of BPV and the hosting lithology. BPV can occur within a shaly horizon, between two distinct shaly limestone beds, or at the contact between shale and limestone beds. On the contrary, there is an obvious link between stratigraphic groups and BPV abundance, since the spacing of BPV perpendicular to bedding is much lower in the Trenton Group (14 to 18 BPV per 10 m) than in the Beekmantown or Chazy groups (5 to 6 BPV per 10 m). However, it is not possible to determine whether these figures simply correlate with the shale content and/or with the mechanical behavior (especially with respect to folding) at each lithological unit.

BPV show various crosscutting relationships with cleavage: 1) Some BPV are crosscut by cleavage solution seams (Fig. 4.5C). 2) Some BPV are contemporaneous with the cleavage and develop along slip planes induced by differential layer parallel shortening in contiguous strata (Fig. 4.5B). 3) The majority of BPV, however, clearly postdate the cleavage, as attested by BPV cements crosscutting non-refracted solution seams (Fig. 4.7A) and by cleaved host rock fragments incorporated within the vein. BPV systematically offset front parallel veins with a reverse sense of slip to the anticline hinges or toward west-north-west in tabular zones (i.e., toward the structural front). The amount of displacement never exceeds one meter. Front parallel shear veins are not crosscut by BPV but rather merge with them, forming horsetail structures (Figs. 4.3 and 4.5A). This suggests those shear veins and some BPV are coeval. BPV are crosscut by



front perpendicular veins. Most of them are also cut by all types of faults and dragged with the bedding along fault planes. In few occasions, however, contemporaneous normal faulting and BPV development is also assumed where BPV with east-south-east, down-dip directed slickenlines and rhomboidal cavities linked by bedding parallel shear planes (Fig. 4.7B) are documented in the footwall of a major normal fault (Fig. 4.7C). Local reactivation of BPV during front parallel strike-slip faulting is also attested on some veins by the occurrence of north-north-east or south-south-west directed slickenlines in the vicinity of the fault (Figs. 4.4E and 4.7D), clearly contrasting with the east-west direction of the slickenlines away from the fault.

4.4.2.2) Microstructural features

Wall rock of BPV is characterized by widespread occurrence of slickenlines, which document five different senses of slip motion (Fig. 4.4E): reverse to the structural front or the hinterland (west-north-west or east-south-east, respectively), normal to the hinterland and sub-horizontal, parallel to the structural front (to the north-north-east or south-south-west). The reverse senses are by far the most common. In folded zones, slickenlines dip

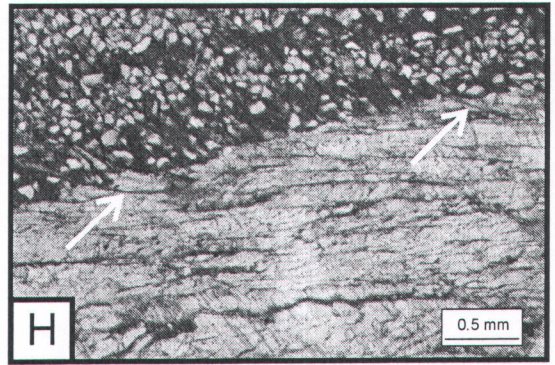
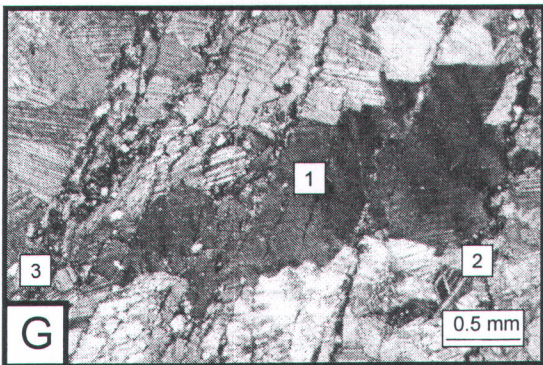
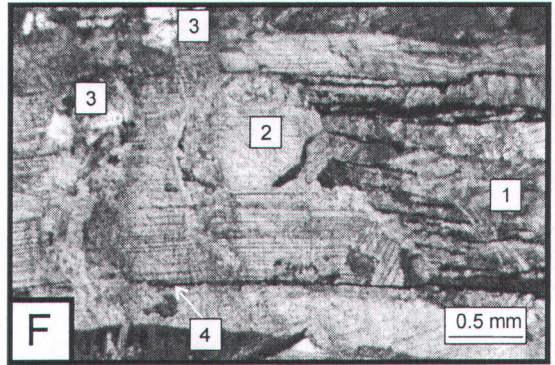
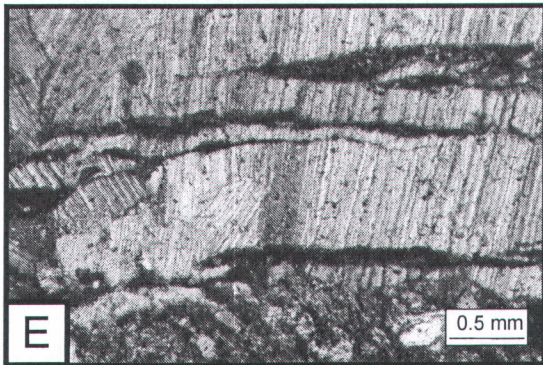
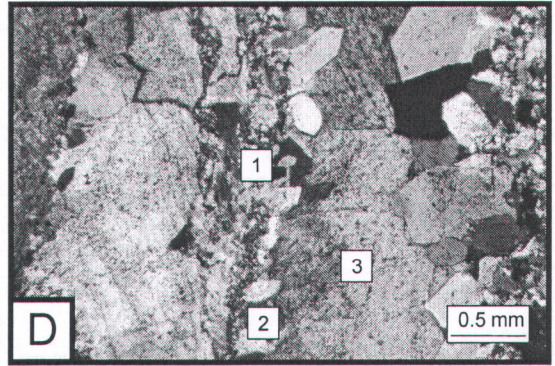
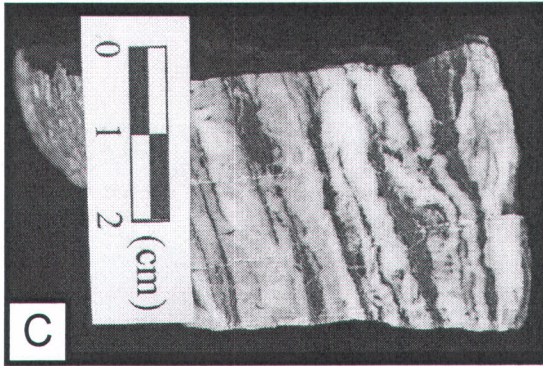
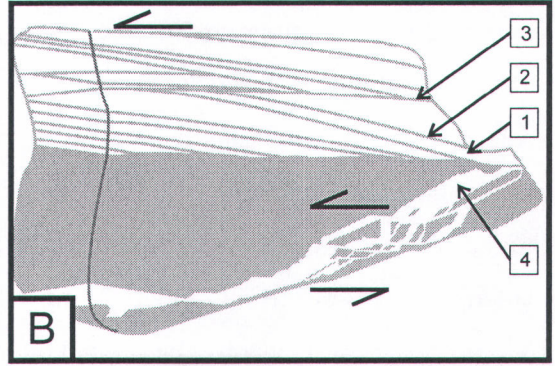
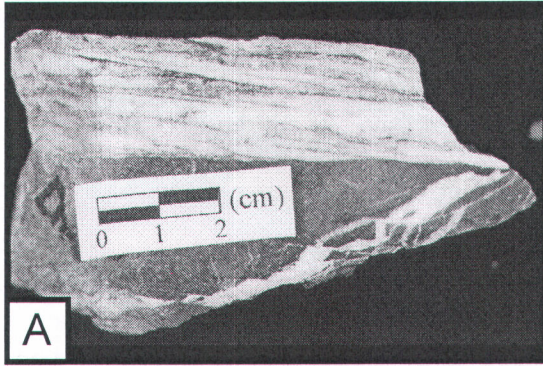
Figure 4.7 : (A) : Detail of a laminated BPV (sample 295) in transmitted light, with calcite fibers perpendicular to the walls. The vein crosscuts non-refracted solution seams and is not strictly parallel to bedding at microscopic scale. (B) : Incipient BPV made up with asymmetrical rhombs (1) linked with bedding parallel slip planes (2). The rhomboidal cavities and slip planes developed in cleaved, shaly horizons (3). The unusual sense of slip, attested by (1), (2) and slickenlines (not shown) is down dip toward the east-south-east and consistent with the normal faulting. Location of this figure is shown on Figure 4.7C. (C) : Structural setting of Figure 4.7B (1) in Beekmantown Group strata affected by a minor normal fault (2) in the footwall of a major one (3). (4) points toward the anticline hinge of a major kink fold. (D) : Crosscutting relationship between a dextral strike-slip fault (1) and a BPV (2). The BPV shows sub-horizontal slickenlines in the vicinity of the fault plane. (E) : Discontinuous BPV with rhomboidal cavities and a massive structure (sample 40). (F) : Schematic view of Figure 4.7E showing a discontinuous BPV with rhomboidal cavities (1) linked by bedding parallel slip planes (2) and occasionally associated with tension gashes (3). The sense of opening (reverse to the hinge area) is indicated by the geometry of the rhombs and by the orientation of tension gashes. (G) : Laminated BPV (sample 27) showing calcite and quartz laminations with a stepped geometry. Box shows approximate location of Figure 4.8D. (H) : Schematic section of Figure 4.7G (BPV, sample 27) detailing the laminations parallel to the walls (1), rock fragments parallel (2) and oblique (3) to the walls and rhomboidal cavities (4) delimited by the wall, (2) and (3), in way similar to Figure 4.7E. The geometry of (3) and (4) supports a sense of opening sub-parallel to the walls.

perpendicular to the fold hinges and display a reverse sense of slip towards the anticline hinges, to one noticeable exception, near sample location 127, Fig. 4.3B. In tabular zones the west-north-west sense prevails. The normal sense of slip is distinguished in a single BPV at the front of the slice (sample location 94, Fig. 4.3A) and in the footwall of a major normal fault. The sub-horizontal slickenlines dipping parallel to the front are documented only at the contact with front parallel strike-slip faults.

Three types of BPV are distinguished, based on their wall rock geometry: 1) Some BPV are discontinuous, display rhomboidal cavities linked by bedding parallel shear planes and are associated with front parallel veins (Figs. 4.7E and 4.7F). 2) Some BPV are continuous and display a stepped wall geometry associated with oblique host rock fragments (Figs. 4.7G and 4.7H) and breccias (Figs. 4.8A and 4.8B). 3) Most of the BPV, however, are continuous as well but display regular and smooth surfaces.

The internal microstructure of BPV filling is described as « laminated » or « massive ». Although the term is ambiguous, a « laminated » BPV displays stripes of cement separated by long, narrow and regular rock fragments parallel or oblique to the walls (Fig.

Figure 4.8 : (A) : Laminated BPV (sample 95) and calcite breccia. (B) : Schematic section of a laminated BPV (sample 95) showing laminations (1), rock fragments oblique (2) and parallel (3) to the wall and calcite breccia (4). The geometry of (2) and (4) supports a sense of opening sub-parallel to the walls. (C) : BPV with a typical laminated structure (sample 41). Laminations are separated by wall rock bands. (D) : Laminated BPV (sample 27), with top of the vein to the right. Fine grained quartz stripes (1) indicate a shearing sub-parallel to the walls. Lamellar and euhedral quartz crystals (2) form overgrowths on (1) and are themselves coated by euhedral calcite crystals (3). The sequence of cements (this figure) and the geometry of the walls (Figs. 4.7G and 4.7H) indicate that opening perpendicular to the walls can follow opening and shearing events sub-parallel to the walls. (E) : Laminated BPV (sample 73) in polarized light. Wall rock fragments separate laminations. (F) : BPV in polarized light (sample 73), with a laminated structure (1) locally crosscut by a massive one (2). Veinlets perpendicular to the walls (3) crosscut (1) and (2). Argillaceous seams (4) show mutual crosscutting relationships with (3). (G) : Massive BPV (sample 35) in polarized light, with top of the vein to the upper-left corner. The laminated appearance is due to the occurrence of sheared calcite crystals (1), stylolites (2) and fine grained quartz stripes (3) parallel to the walls. (H) : Massive BPV (sample 31) in transmitted light. The cleavage in the wall rock is refracted in the vein (arrows), resulting in a laminated-like structure. The stepped shape of the wall indicates a sense of opening oblique to the walls.



4.8C). At the scale of a thin section, petrographic characteristics of the cements are constant within a lamination but might display significant differences with their neighbors in the size and shape of calcite crystals as well as in the amount of quartz. At the outcrop scale, no significant variation is documented either in the thickness or petrography of a lamination in the vicinity of hinge zones, compared to the limbs. In contrast to the laminated structure, the massive structure essentially consists of subhedral to euhedral cements without specific orientation, and of fragments of host rock with angular shapes. Calcite crystals are generally larger and quartz is more abundant in the massive structure.

Evidence of opening sub-perpendicular and sub-parallel to wall rock are documented. The first sense of opening is only evidenced in the laminated structure, by: 1) The orientation of primary fluid inclusion trails in quartz cements. 2) The growth of calcite fibers perpendicularly to the walls (Fig. 4.7A). 3) The growth of pyramidal quartz crystals perpendicularly to the walls (Fig. 4.8D). 4) The orientation of long and narrow wall rock fragments parallel to the walls (Fig. 4.8E). In addition to the slickenlines, opening sub-parallel to bedding is documented in both structures through: 1) Matching geometry of host rock fragments in associated breccias (Figs. 4.8A and 4.8B). 2) Offset of laminated structure by massive structure cements (Fig. 4.8F). 3) Lenticular and anastomosed shapes of apparently laminated structures in views perpendicular to the axis of slickenlines, indicating that these pseudo-laminations actually correspond to slickenlines. At sample and thin section scales, the sense of slip (opening sub-parallel to bedding) along the internal laminations is always consistent with the sense distinguished along the most external ones. Evidence of opening sub-parallel and sub-perpendicular to the walls, however, locally coexist in the same sample, indicating that successive senses of opening can superpose without overprinting completely the older ones (sample 27, Figs. 4.7G, 4.7H and 4.8D).

Laminated and massive structures are crosscut by many features that locally obscure the original petrographic and microstructural relationships. Thus the massive structure can be mistaken for a laminated one when crosscut by stylolites parallel to the walls of the BPV, refracted solution cleavage seams (Figs. 4.8G and 4.8H) and shear zones underlined with

narrow stripes of very fine (< 10 microns), anhedral crystals (Figs. 4.9A and 4.8G). However, the optical continuity of the crystals across the stylolite planes, the size of the crystals and the abundance of quartz, as well as the angular shape of the host rock fragments, can help distinguishing the actually massive nature of the structure. The numerous mutual crosscutting relationships documented between BPV cements, veinlets, stylolites and shear zones (Figs. 4.9B, 4.8F and 4.8G) indicate that opening, sealing and deformation of BPV are successive and recurrent processes. At the microscopic scale, the observed final state locally preserved indications of an alternation of transtensional (veinlets oblique to the walls), transpressional (shear zones and stylolites with oblique

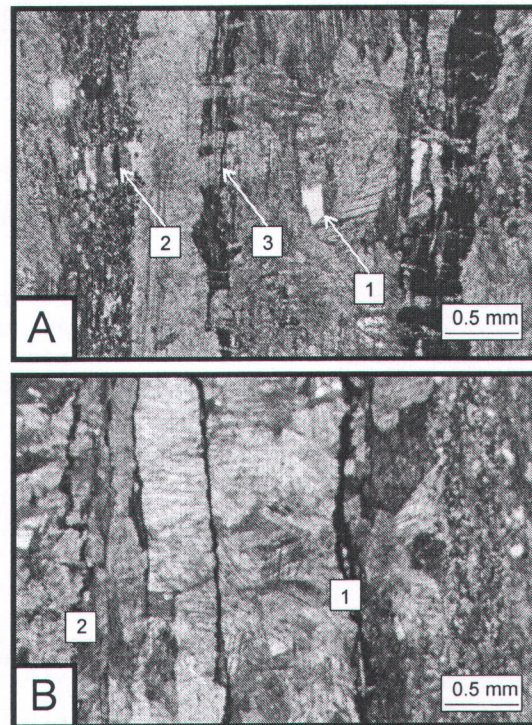


Figure 4.9 : (A) : Laminated BPV (sample 52) in polarized light, with top of the vein to the left. Euhedral quartz crystals fill residual pores after anhedral to subhedral calcite cementation (1). Fine grained quartz stripes and veinlets opened perpendicular to the walls. Depending on the crosscut mineralogy, the veinlets are cemented by quartz (2) or calcite fibers (3). (B) : Laminated BPV (sample 52) in polarized light, with top of the vein to the left. Stylolites parallel to the walls, with teeth perpendicular (1) or oblique (2).

teeth) and compactional settings (veinlets and stylolites at right angle, boudinage). However, the whole sequence of crosscutting relationships is seldom documented on a single sample and neighboring BPV may not have recorded the same structural evolution, depending on their timing of development. Figure 4.10 illustrates the synthesis of most crosscutting relationships between microscopic structural features and BPV cements.

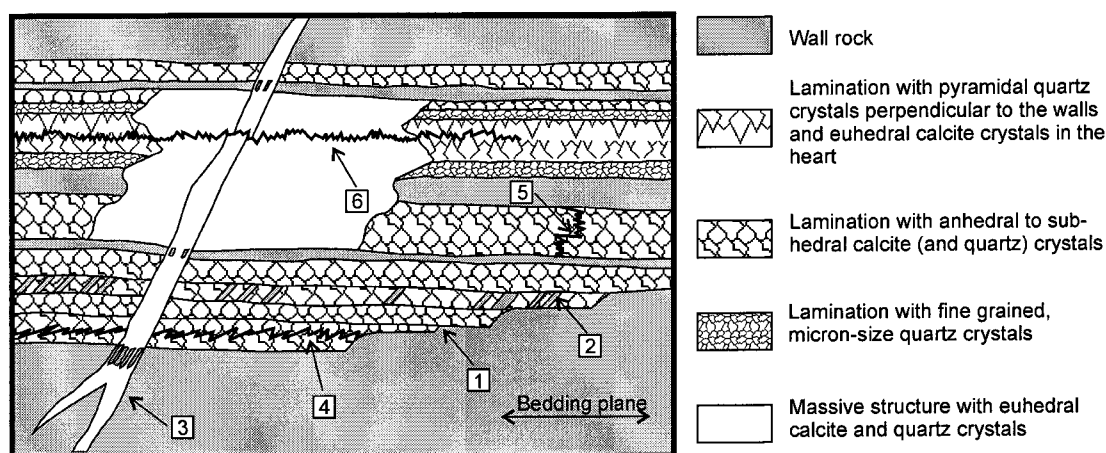


Figure 4.10 : Schematic section summarizing most of the possible microscopic crosscutting relationships within a BPV. (1) : Stepped geometry. (2) Wall rock fragments indicating the sense of opening. (3) : Tension gash with internal wall rock fragments. Cements are crosscut by stylolites with teeth at various angles to the walls (4) to (6). Crosscutting relationship with pressure-solution cleavage is not shown.

4.4.2.3) Significance of BPV

Synthesis of structural data indicate that BPV developed or were reactivated during cleavage development, folding, thrusting, normal faulting and strike-slip faulting. Although no single vein can be tight to all these events, the overall analysis of this vein population helped to establish a comprehensive picture of the structural evolution of Saint-Dominique slice. With this respect, the interest of BPV is three-fold. 1) The slice is mostly characterized by front-parallel structures, hence crosscutting relationships are scarce. The contrasting orientation of BPV, on the contrary, favors the accumulation of crosscutting relationships with all front-parallel and front-perpendicular structures. 2) The

low tensile strength of bedding planes favors the reactivation of BPV throughout the structural history of the slice. 3) Although many former evidence might be destroyed during latter activation of a BPV, different senses of opening that are not mechanically compatible with one another are locally preserved in the same vein.

These characteristics are not unique to the Saint-Dominique slice, as most structures developed in fold and thrust belts display a common front-parallel strike. Their timing with extensional structures is often problematical for this reason (Tavarnelli, 1999) but where present, BPV can provide valuable information. Such investigations were already conducted with success in the Central Appalachians (Srivastava and Engelder, 1990; Ohlmacher and Aydin, 1995), the Orobic Alps (Koehn and Passchier, 2000) and the Variscan fold belt (Kenis *et al.*, 2000) but, overall, the importance and regional significance of BPV in fold and thrust belts went largely underestimated.

4.5) Geochemical analysis

4.5.1) Host rock, faults and non-bedding parallel veins

Twelve microsparitic phases were sampled far from the structural features, to compare their isotopic ratio with the published data for reference marine carbonates (Fig. 4.11). Although some of those phases are slightly depleted in ^{18}O (Chazy and Trenton groups) and ^{13}C (Chazy Group only) compared to their reference fields, most of them plot within the reference field for their respective stratigraphic groups.

Twelve cements were sampled on three thrusts (Chazy and Trenton groups) and three normal faults (Trenton Group). Their isotopic ratios correspond to those of the reference marine phases, with a larger scattering for the normal faults than for the thrusts (Figs. 4.12 and 4.13).

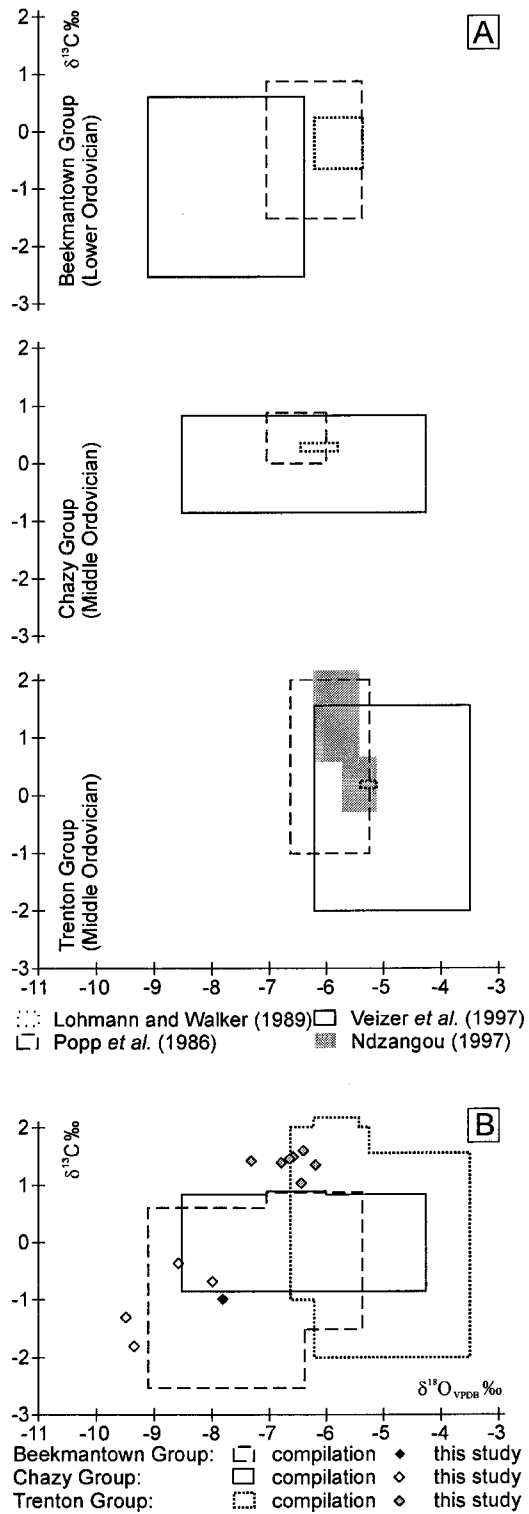


Figure 4.11 : (A) : Compilation of marine calcite isotopic values from the literature, for calcitic elements coeval with the Beekmantown, Chazy and Trenton groups. (B) : Isotopic ratios for microsparitic phases (this study), compared to the reference marine phases.

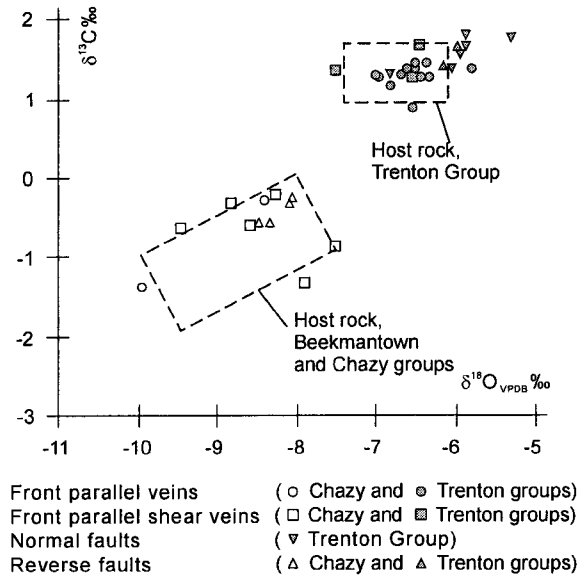


Figure 4.12 : Isotopic ratios obtained for calcite cements from faults and front parallel veins.

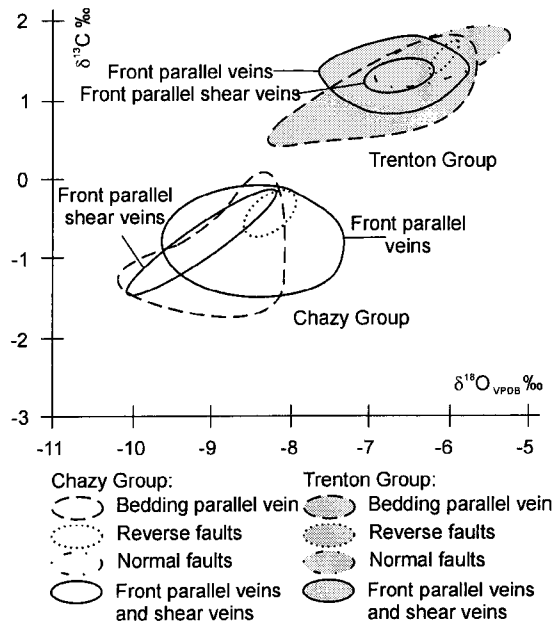


Figure 4.13 : Isotopic values of structural calcite cements. See Figures 4.12 and 4.14 for details.

Thirteen cements were sampled on ten front parallel veins (Chazy and Trenton groups). Their isotopic ratios often display a slight depletion in ^{18}O compared with those of the reference marine phases (Fig. 4.12). The isotopic ratios of seven front parallel shear vein cements from the Trenton Group display very little variation and are close to the ratios of

their associated BPV (Fig. 4.13). To the contrary, the ratios obtained for fewer from parallel shear vein cements (two samples) from the Chazy Group show a large variability and span across the field of BPV isotopic ratios (Fig. 4.12). Both fields display a slight depletion in ^{18}O compared with those of the reference marine phases (Fig. 4.12).

4.5.2) BPV cements

A total of forty two samples from twenty seven BPV were analyzed throughout the outcrops (Fig. 4.14). The study of cement populations in the Beekmantown, Chazy and Trenton groups (respectively eight, nineteen and fifteen samples) helps characterizing the isotopic variability at the sample and outcrop scales, and documenting common geochemical characteristics of BPV cements within each stratigraphic group. The results also underline a positive correlation in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ variations, as the samples with the highest $\delta^{13}\text{C}$ are also, generally, those with the highest $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ values.

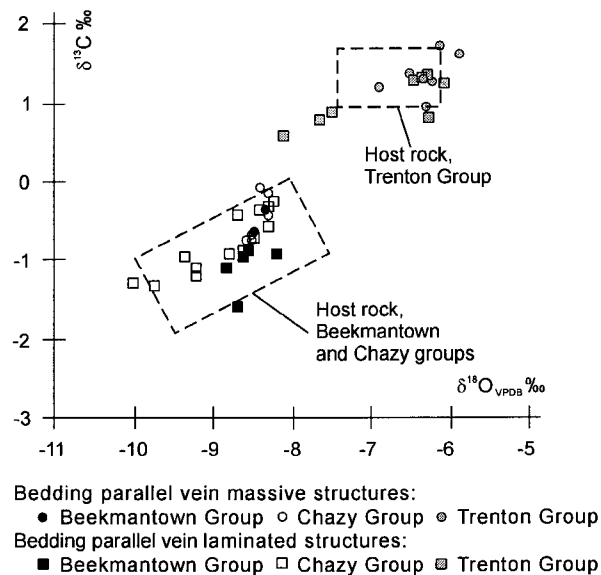


Figure 4.14 : Isotopic values of laminated and massive BPV calcite cements.

No significant evolution trend is observed when comparing the isotopic results for the various petrographic assemblages identified in laminated structures (Fig. 4.15A). The association of quartz with anhedral calcite cements, however, is coincident with an enrichment in ^{18}O and a scattering in $\delta^{13}\text{C}$ values compared with the isotopic values of anhedral calcite cements devoid of quartz.

The variability between laminations of a single BPV was investigated through two BPV from the Beekmantown and Chazy groups. In the first case, the laminations cannot be distinguished by their petrographic characteristics but are separated by thick, shaly wall rock fragments (Fig. 4.8C). The isotopic ratios of these laminations display a significant scatter (maximum 1.0 ‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and 0.84 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$, Fig. 4.15B). In the second case, the laminations display different petrographic and cathodoluminescopic characteristics but are not separated by wall rock fragments. In this case, the variations between the laminations are slight but still significant (maximum 0.6 ‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and 0.23 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$, Fig. 4.15B).

Three samples with massive and laminated structures were chosen along a single BPV in the Chazy Group to compare the isotopic values of coexisting structures (Fig. 4.15C). In each sample, the difference between the cements of both structures is below 0.2 ‰ for both $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}$. This difference is greater than the error for carbon (± 0.05 ‰) but within the error limits for the oxygen values (± 0.1 ‰). The comparison between the same samples also revealed that the variation between massive and laminated structures in one point of a BPV can be neglected in the view of the variability that exists between two remote samples along the same BPV (maximum differences of 0.4 ‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and 0.67 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$, Fig. 4.15C). No conspicuous variation is documented for the isotopic values of a cement with its structural location along the BPV, i.e. in the limbs or hinge area of a fold.

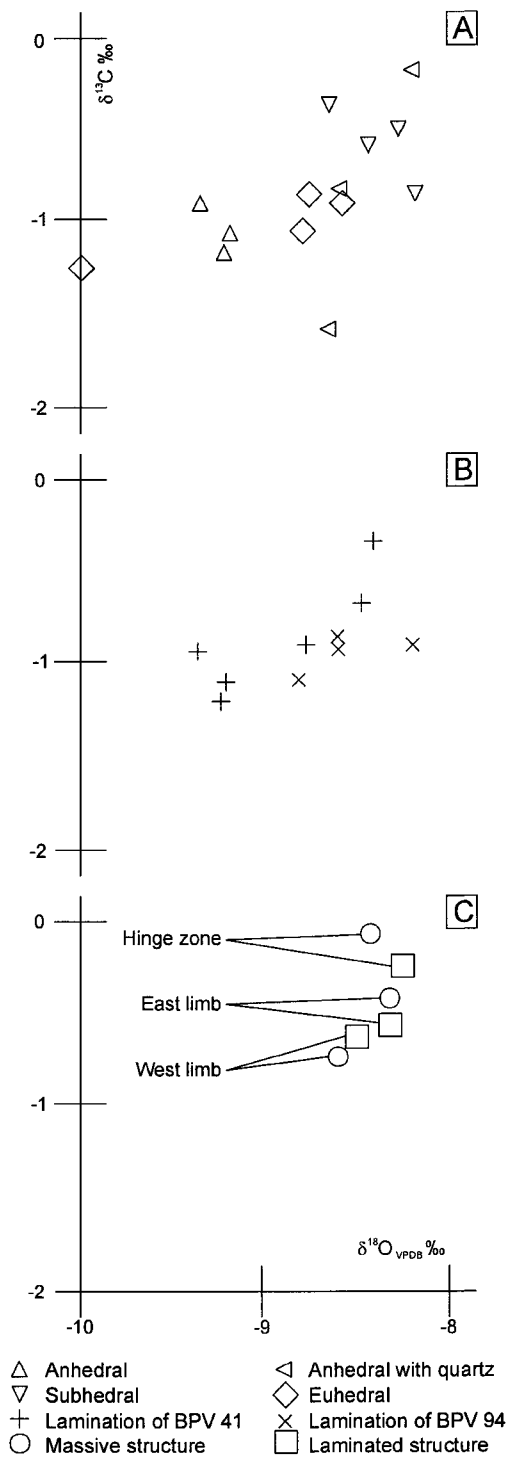


Figure 4.15 : Variations in the isotopic ratios of BPV calcite. (A) : Petrographic assemblages show little but significant influence on the isotopic variations. (B) : Variations from one lamination to the other, at sample scale. Samples are from the Beekmantown and Chazy groups. (C) : Variations along a BPV, depending on the structural location (limb or fold hinge). The same BPV is used to show the variations between massive and laminated structures at sample scale : variability is greater between samples than between structures within each sample.

4.5.3) Interpretation of geochemical data

The origin of the fluids responsible for BPV cementation in the studied structural setting is far from obvious. Indeed, propagating orogenic fronts are often associated with long distance (Sverjensky and Garven, 1992) and possibly long-lived (Montanez, 1994) fluid migrations. Travé *et al.* (1998a, 1998b) also showed that fluids filling tectonically induced voids (fractures and faults) might reflect the various paleohydrologic regimes prevailing during crack opening.

Three lines of evidence suggest that fluids filling BPV in the Saint-Dominique slice were locally derived and that the paleohydrologic regime prevailing during cementation was a closed system: 1) The isotopic values of structural cements are very close to the reference marine values for their respective stratigraphic groups, indicating that the structural cements precipitated from fluids largely buffered by the host rock. 2) BPV cements also share approximately the same variability and range of ratios with the other families of structural cements. 3) Overall, the isotopic values of BPV cements within a given stratigraphic group vary twice as much as the values documented for a single sample or along a single BPV. This observation is consistent with the variability of values obtained for the microsparitic host rock phases.

At a second glance, however, the isotopic values documented for a single sample or along a single BPV do show a slight but significant variability and the comparison between structural crosscutting relationships and geochemical data reveals a systematic temporal evolution of the isotopic values during deformation. All the temporal suites of structural cements (crosscut versus crosscutting cement) show an enrichment in ^{18}O and most of them also show an enrichment in ^{13}C (Fig. 4.16). The unusual C and O isotopic trends of the structural cements can be explained by a mixing of fluids of same temperature but different salinities (Banner and Hanson, 1990), or conversely by a mixing of fluids of similar salinities but different temperatures (Hoefs, 1987). In the absence of fluid inclusion data, these hypotheses cannot be sustained nor ruled out and the nature of the

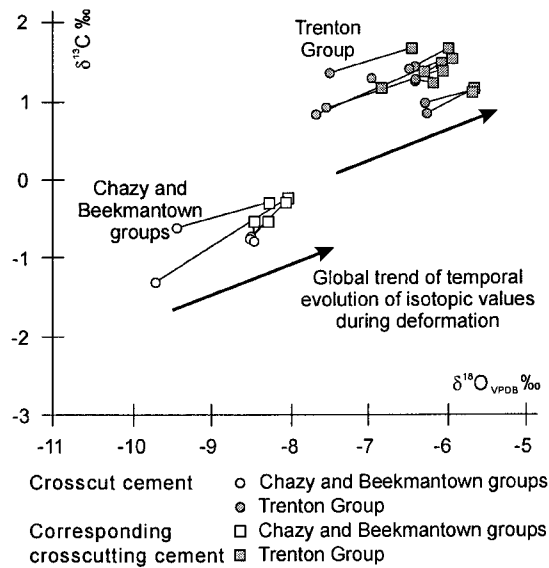


Figure 4.16 : Evolution of geochemical characteristics with relative timing of structural cements, as based on macro- and microscopic crosscutting relationships summarized on Table 4.2. For example, sample 24B (front parallel vein) is crosscut by sample 24A (BPV) : the difference in isotopic values shows an enrichment of 1.2 ‰ for δ¹⁸O_{VPDB} and 0.32 ‰ for δ¹³C between the early and the late cement. Microscopic crosscutting relationships generally display less important, though significant evolution. For example, sample 123A (BPV) is crosscut by sample 123C (the same BPV) : the difference in isotopic values shows an enrichment of 0.6 ‰ for δ¹⁸O_{VPDB} and 0.17 ‰ for δ¹³C between the early and the late cement. Overall, all the temporal suites of structural cements show enrichment in ¹⁸O and most of them also show enrichment in ¹³C.

fluid regime (opened versus closed) cannot be assessed with respect to a specific isotopic tracer (¹³C or ¹⁸O). However, it is not favored for the investigated case because of the evidence exposed here above and the observed C and O isotopic trends is best explained by the progressive evolution of the fluid in a closed system. The progressive enrichment in ¹³C of the calcite cements can be explained by the increase in the amount of ¹³C of the parent fluids. In a closed system, the process most likely responsible for such a trend is methanogenesis (Tucker *et al.*, 1990; Srivastava and Engelder, 1991). The progressive enrichment in ¹⁸O of structural cements indicates a decrease in temperature, only compatible with either an erosional or tectonic exhumation in the absence of fluid mixing (e.g. Kirkwood *et al.*, 2001). In a propagating thrust front, imbrication of the parautochthonous Saint-Dominique slice is compatible with such a syn-tectonic exhumation. Based on independent sets of evidence (thermal maturation of organic matter), Bertrand and Dykstra (1993) established that hydrocarbon generation in the

parautochthonous domain took place during burial under the Taconian thrust sheets at a maximum depth of seven kilometers, while the imbrication took place later and at a shallower depth. This succession of tectonothermal events is consistent with the one inferred from the C and O isotopic trends in the present investigation, as BPV cements started to precipitate during cleavage development ahead of propagating allochthonous thrust sheets after significant burial, and recorded the uplift and exhumation of the slice during its imbrication. Therefore, it is argued that the variability in the isotope ratios of BPV cements reflects the tectonothermal evolution of Saint-Dominique slice.

4.6) Conclusion

A detailed investigation of structural, microstructural, petrographic and geochemical ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}$) characteristics of BPV, combined with the analysis of related structural features (cleavage, faults, folds and non-bedding parallel veins), emphasized the regional significance of BPV along the structural front of the southern Québec Appalachian, in the Saint-Dominique carbonate slice.

- 1) Most BPV display a laminated structure locally crosscut by a massive one. Both structures show mutual crosscutting relationships with bedding parallel and bedding perpendicular stylolites and with bedding perpendicular veinlets, indicating that BPV cementation and deformation are continuous processes.
- 2) The sense of opening of BPV can be assessed through the occurrence of slickenlines, the offset of structural features, the geometry of the walls, the orientation of host rock fragments, the direction of crystal growth and the orientation of primary fluid inclusion trails. From these evidence, five senses of opening sub-parallel to the walls are documented in addition to opening normal to the walls. The laminated structure can correspond to slickenlines along the walls and must not be automatically linked with bedding perpendicular opening of the BPV.

- 3) BPV are planes of weakness easily reactivated during cleavage development, folding and faulting, but evidence of successive (and sometimes opposite) senses of opening are locally preserved in the same vein. Synthesis of crosscutting relationships indicate that BPV developed throughout most of Saint-Dominique slice structural evolution.
- 4) Isotopic values for the veins and faults suggest a common source for the parent fluids that percolated through the structures, and a significant buffering by host rock.
- 5) The isotopic trends also reveal a significant enrichment in ^{18}O and ^{13}C through time, from cementation of BPV through thrusts to normal faulting. This evolution suggests that BPV developed after burial under Taconian thrusts sheets and latter tectonic, syn-convergence exhumation of the Saint-Dominique slice during its imbrication along the Appalachian structural front.

As a conclusive remark, it should be emphasized that the analysis of BPV can provide insights into the structural history of fold and thrust belts, even though some of their features are obscured by local reactivation or recrystallization. To take benefit of the valuable information recorded by the BPV, one must have a comprehensive understanding of the various BPV families developed in the study area.

4.7) Acknowledgments

Many people contributed to the achievement of this study and are greatly acknowledged. Patrice Gosselin and Denis Lavoie (GSC-Québec) have provided invaluable support and advice during field work, Marc Luzincourt (GSC-Québec, Delta-Lab) was responsible for the success of geochemical analyses and Jean-Claude Bérubé (INRS-ETE) made the thin sections. This work was part of the M.Sc. and Ph.D. studies of the first author, supported by a grant from the INRS-ETE. The National Mapping (NATMAP) Project #990001 ML (Montréal-Mégantic) of the GSC supported complementary field work and laboratory studies. The second and fourth authors acknowledge NSERC for continuous grants.

Chapitre 5

Évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique

*Tu te révéleras ! chiffre nouveau : dans les diagrammes de la pierre et les indices de l'atome.
(Vents, Saint-John Perse)*

5.1) Introduction

Deux écailles de carbonates affleurent le long du front structural des Appalaches du sud du Québec. Par rapport à l'écaille de Philipsburg, la qualité des affleurements ainsi que la diversité et l'abondance des ciments structuraux échantillonnables dans l'écaille de Saint-Dominique font que celle-ci est privilégiée ici pour mieux comprendre l'évolution diagénétique des écailles, particulièrement en rapport avec leur évolution structurale.

L'analyse des isotopes stables d'un certain nombre d'échantillons de l'écaille de Saint-Dominique a déjà été exposée et interprétée au Chapitre 4. Ces travaux se fondaient sur une partie seulement des données disponibles, et répondaient à un objectif précis : caractériser l'évolution des veines parallèles au litage par rapport aux autres structures. Distinctement, l'analyse diagénétique qui est développée dans le présent chapitre a pour objectif de caractériser la nature des fluides impliqués dans la cimentation des principales familles structurales ainsi que les conditions dans lesquelles cette cimentation a eu lieu (température et profondeur). L'étude doit aussi mettre en évidence l'évolution temporelle de ces caractères.

Pour atteindre ces objectifs, les ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique ont fait l'objet d'une étude pétrographique, microthermométrique (inclusions fluides) et isotopique ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les limites posées par la quantité et le degré de déformation des objets structuraux ont contraint notre approche quant au choix des ciments étudiés. Ainsi, seul un très petit nombre d'inclusions fluides a pu être analysé

dans les ciments calcitiques. De même, la trop faible quantité de quartz contemporain de la calcite et l'impossibilité de dissocier cette fraction des quartz tardifs (voir plus loin) n'ont pas permis d'analyser les isotopes de l'oxygène dans le quartz.

Les sections 1 à 4 présentent les résultats de l'analyse pétrographique, microthermométrie et géochimie pour l'écaille de Saint-Dominique ainsi qu'une interprétation intégrée de ces résultats. La section 5 met en contexte l'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique dans son cadre tectonodiagénétique régional et la compare à l'histoire diagénétique établie pour l'écaille de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003).

5.2) Nature des phases étudiées

5.2.1) Pétrographie des microsparites et des microdolomites de l'encaissant

Les phases non structurales échantillonnées dans le cadre de la présente étude ont été sélectionnées à proximité des structures analysées. Il s'agit pour l'essentiel de dolomites et de calcaires dont les cristaux ne dépassent pas 15 μm et sont donc appelées ici respectivement des microsparites (Folk, 1959) et des microdolomites (Dickson, 2004). Le quartz est rarement présent; on le retrouve exceptionnellement dans certains niveaux gréseux interstratifiés avec des bancs dolomitiques et calcaires au sommet du Groupe de Beekmantown, et dans un épais niveau de grès à la base du Groupe de Chazy. Les caractéristiques principales des phases étudiées, détaillées ci-dessous, sont résumées dans le Tableau 5.1.

Dans le Groupe de Beekmantown la coloration des échantillons macroscopiques par l'Alizarin rouge S et le ferricyanure de potassium met en évidence la nature essentiellement dolomitique et ferrugineuse des carbonates (coloration bleu-pâle), mais les niveaux supérieurs montrent aussi une alternance des bancs dolomitiques avec des calcaires magnésiens et ferrugineux (coloration rouge-violacé) et des calcaires

Structure	Microscopie optique			Cathodoluminescence				
	Calcite	Dolomite	Quartz	Calcite	Dolomite	Quartz	Encaissant	
Structures en contraction	Veines parallèles au litage	anédrique à euédrique (1-5 mm) *pyramidal triangulaire (1-5 mm) fibreux (> 1 mm)	--	subédrique à euédrique (1-5 mm) fibreux ou pyramidal (< 5 mm) lamellaire (1-5 mm)	terne (parfois zonée ou composite)	--	non luminescent	microsparite terne à luminescente quartz non luminescent cristaux de dolomite isolés zonés et luminescents
	Veines non-parallèles au litage	anédrique (< 1 mm) subédrique à euédrique (> 5 mm)	anédrique (< 1 mm)	euédrique (< 1 mm à > 5 mm)	terne (parfois zonée ou composite)	terne	non luminescent	
	Faillles inverses	euédrique (> 5 mm)	--	subédrique à euédrique (1-5 mm)	terne	--	luminescent	
	Faillles normales Veines en extension	subédrique (< 5 mm) anédrique (> 5 mm)	--	subédrique à euédrique (1-5 mm) (associé au carbonate subédrique)	très terne et composite (quelques cristaux non luminescents isolés)	--	luminescent	
	Faillles décrochantes	euédrique (> 5 mm) subédrique (< 5 mm)	euédrique (> 5 mm)	subédrique à euédrique (1-5 mm) (associé au carbonate subédrique)	terne	terne	luminescent	
Veines post-dykes	--	euédrique (1-5 mm) subédrique (1-5 mm)	euédrique (1-5 mm) (associé au carbonate euédrique)	--	terne	luminescent		

Tableau 5.1 : Caractéristiques pétrographiques des ciments structuraux et de leur encaissant (* : Groupe de Chazy seulement). La terminologie est adaptée de Savard et Bourque (1989), les termes euédrique, subédrique et anédrique qualifient des cristaux xénomorphes.

magnésiens gréseux. En luminescence, les microsparites et le quartz sont ternes. Les microdolomites disséminées dans la matrice (moins de 20 %) sont plus luminescentes. Les niveaux examinés sont presque toujours dépourvus d'allochèmes.

Dans le Groupe de Chazy, les allochèmes sont granoclassés et concentrés dans certains niveaux. Ils consistent surtout en oolithes et coquilles univalves, avec quelques brachiopodes. La coloration révèle la présence de quartz et le caractère magnésien des calcaires (coloration rouge-violacé), mais ne révèle pas la présence de dolomite. La cathodoluminescence en revanche, montre que la microsparite est localement remplacée par de petits cristaux de dolomite euédriques zonés, fortement luminescents dans les tons rouges et jaunes. Le calcaire micritique et la microsparite sont ternes et dans les tons orange-sombre. Les bioclastes sont ternes et dans les tons brun-orangé. Le quartz est essentiellement concentré dans le niveau gréseux basal. Il est non luminescent, parfois associé à des cristaux isolés de dolomite.

Les échantillons analysés dans le Groupe de Trenton consistent essentiellement en une calcite faiblement magnésienne (coloration rouge sombre). Le quartz est rare (Fig. 5.1A) et la dolomite n'est visible qu'à l'échelle microscopique comme dans le Groupe de Chazy, sous forme de cristaux euédriques zonés et disséminés qui remplacent la microsparite. Les allochèmes (oolithes, brachiopodes, coquilles univalves et entroques) sont flottants et granoclassés, parfois associés à des cristaux microsparitiques ou sparitiques. Les calcaires sont invariablement ternes en cathodoluminescence, dans les tons orange-sombre (Fig. 5.1A).

5.2.2) Familles structurales

Le choix dans l'échantillonnage repose sur les observations de terrain présentées aux Chapitres 3 et 4. La répartition inégale des ciments analysés reflète les traits structuraux de l'écaille. Ainsi, aucune veine recoupant les dykes d'âge Mésozoïque (Eby, 1984a) ni

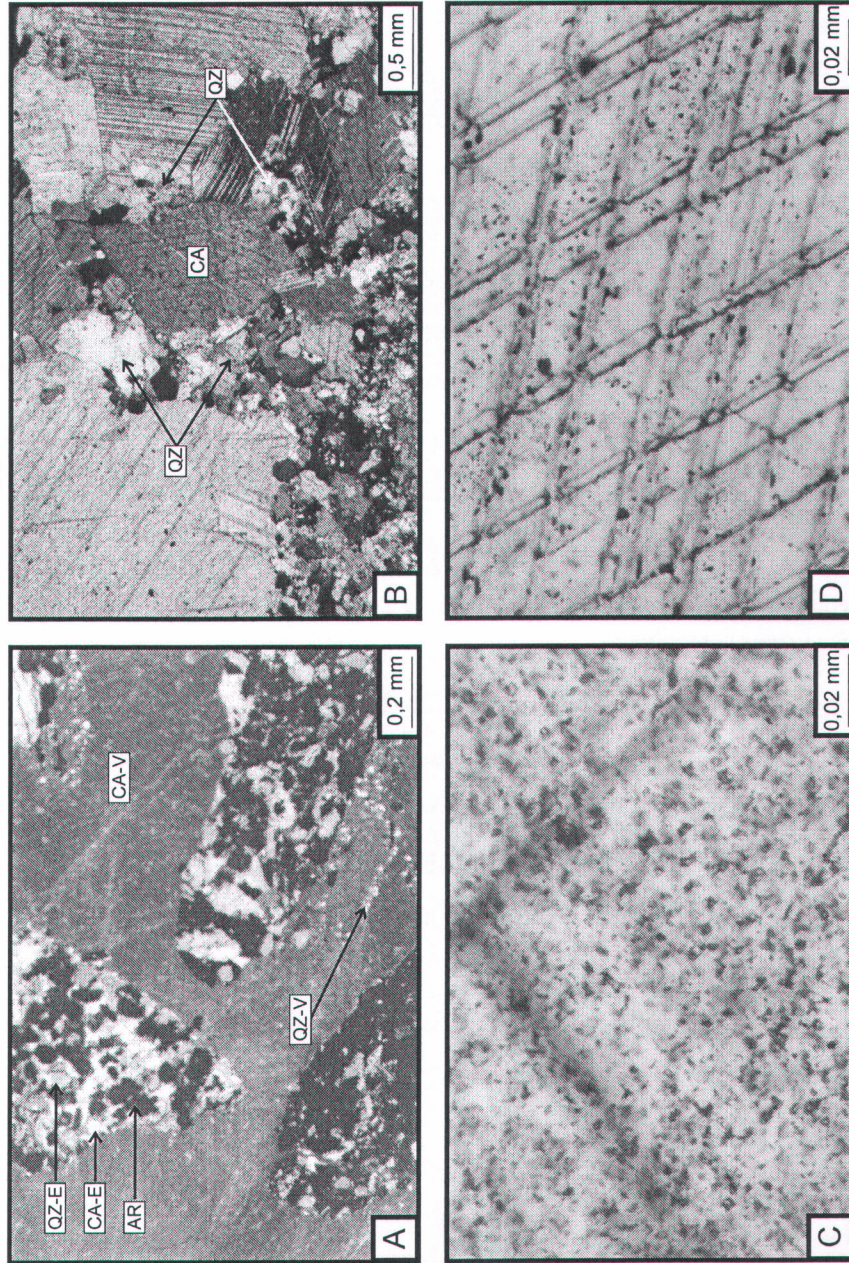


Figure 5.1 : (A) : Détail d'une veine en extension en cathodoluminescence (échantillon S-101, Groupe de Trenton), dans laquelle flottent des fragments d'encastant arrondis. Ceux-ci comprennent une fraction calcitique luminescente (CA-E), une fraction quartzique luminescente (QZ-E) et une fraction argileuse non luminescente (AR). Le ciment structural est essentiellement calcitique, terre et composite (CA-V), mais comprend aussi une faible fraction quartzique tardive, luminescente (QZ-V). (B) : Ciments d'une veine parallèle au litage en lumière polarisée (échantillon S-027, Groupe de Beekmantown). Des cristaux anédriques de quartz (QZ), tardifs, entourent un cristal de calcitique subédrique (CA). (C) : Cristal de calcite d'une veine parallèle au litage en lumière normale (échantillon S-062, Groupe de Trenton). Les inclusions fluides, trop petites, ne peuvent être analysées. (D) : Cristal de calcite d'une faille inverse vu en lumière inverse (échantillon S-108, Groupe de Trenton). Inclusions fluides dans la calcite, disposées préférentiellement à proximité des plans de clivage. Pour la localisation des échantillons, se reporter à l'Appendice A1.

aucune faille normale n'a été reconnue dans les roches du Groupe de Chazy. De même, très peu de ciments dolomitiques ont été identifiés, y compris parmi les structures développées au sein des unités dolomitiques du Groupe de Beekmantown. Les relations de terrain exposées aux Chapitres 3 et 4 montrent que la chronologie de développement des principales structures étudiées peut être établie à l'échelle de l'échelle, les distinctions stratigraphiques n'ayant d'influence que sur la nature des structures développées (pli par propagation ou en chevron, présence d'un clivage ou non, etc.). Quatre familles structurales principales sont ainsi distinguées dans ce chapitre. 1) La famille des structures en contraction comprend les failles inverses et certains types de veines : celles qui présentent des stries indiquant un mouvement inverse, les veines sigmoïdales ainsi que toutes les veines parallèles au litage analysées dans ce chapitre. 2) Les structures en extension regroupent les failles normales ainsi que les veines et fentes de tension sub-verticales, parallèles ou perpendiculaires à la direction des failles normales. 3) La famille des structures en décrochement correspond aux seules failles décrochantes parallèles au front orogénique (pas de veines analysées dans cet ensemble). 4) Les structures post-dyke enfin, comprennent seulement les veines recoupant des dykes de camptonite (Jean Bédard, communication personnelle, 2005) à texture diabasique (Clark, 1964a), ainsi que l'encaissant carbonaté de ces dykes. Les deux premières familles sont développées avant la fin de l'imbrication : certaines veines parallèles au litage sont pré-imbrication, les failles inverses, les veines en contraction non parallèles au litage et certaines veines parallèles au litage sont syn-imbrication, les failles normales et les veines en extension sont tardi-imbrication. Les deux dernières familles de structures sont au contraire postérieures à l'imbrication. La chronologie relative de ces structures est résumée dans la Figure 5.2.

5.2.3) Pétrographie des ciments structuraux

La plupart des ciments structuraux documentés sont de nature carbonatée. Leurs caractères pétrographiques ont déjà été exposés en détail au Chapitre 4 et ne seront que

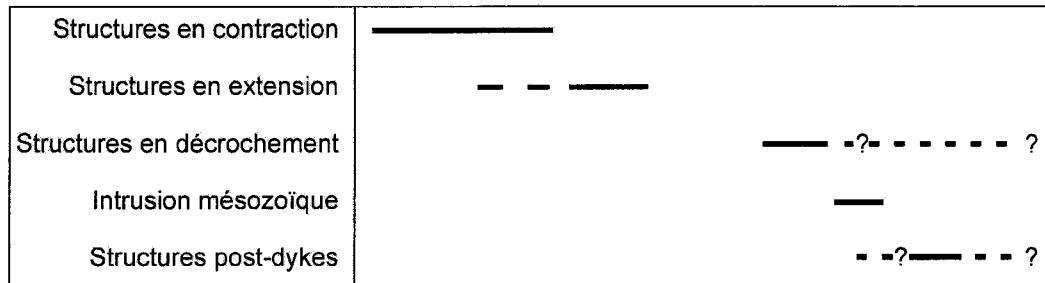


Figure 5.2 : Relation chronologique entre les principales familles structurales (détaillées dans le texte). L'échelle horizontale correspond au temps. La chronologie des structures décrochantes par rapport aux intrusions mésozoïques n'est établie avec certitude que dans un cas (faille décrochante recoupée par un filon couche), et il n'est pas exclu que certaines structures soient plus jeunes.

brièvement résumés ici et dans le Tableau 5.1 (modifiée du Tableau 4.1 du chapitre précédent). La calcite constitue la fraction la plus importante des ciments analysés. La coloration par l'Alizarin rouge S et le ferricyanure de potassium révèle son caractère généralement magnésien et peu ferrugineux (coloration rouge). La dolomite, plus rare, est également faiblement ferrugineuse (incolore à bleu-pâle). La calcite et la dolomite sont fréquemment associées à de faibles quantités de quartz, mais les deux carbonates coexistent rarement. La minéralogie des ciments structuraux paraît systématiquement contrôlée par la nature de l'encaissant immédiat, sauf dans le cas des structures les plus jeunes (post-imbrication), pour lesquelles des ciments dolomitiques sont parfois documentés au sein des failles décrochantes et des veines post-dykes dans les roches du Groupe de Trenton, qui sont pourtant très pauvres en magnésium.

En microscopie optique, les ciments carbonatés (essentiellement calcitiques) peuvent être anédriques à euédriques (Fig. 5.1B), les premiers correspondant le plus souvent à d'anciens cristaux euédriques déformés. Les ciments fibreux ou pyramidaux sont rares (calcite uniquement). Les inclusions solides peuvent représenter jusqu'à 50 % du volume total. Elles consistent en des faisceaux argileux allongés ou des fragments de calcaires argileux anguleux ou arrondis (Fig. 5.1A). Enfin les inclusions fluides sont abondantes mais généralement très petites ($\leq 2 \mu\text{m}$, Fig. 5.1C) et/ou alignées le long ou à proximité des plans de clivage des cristaux (Fig. 5.1D), de sorte que les ciments carbonatés se prêtent mal à l'analyse des inclusions fluides. Seul un petit nombre de ciments calcitiques

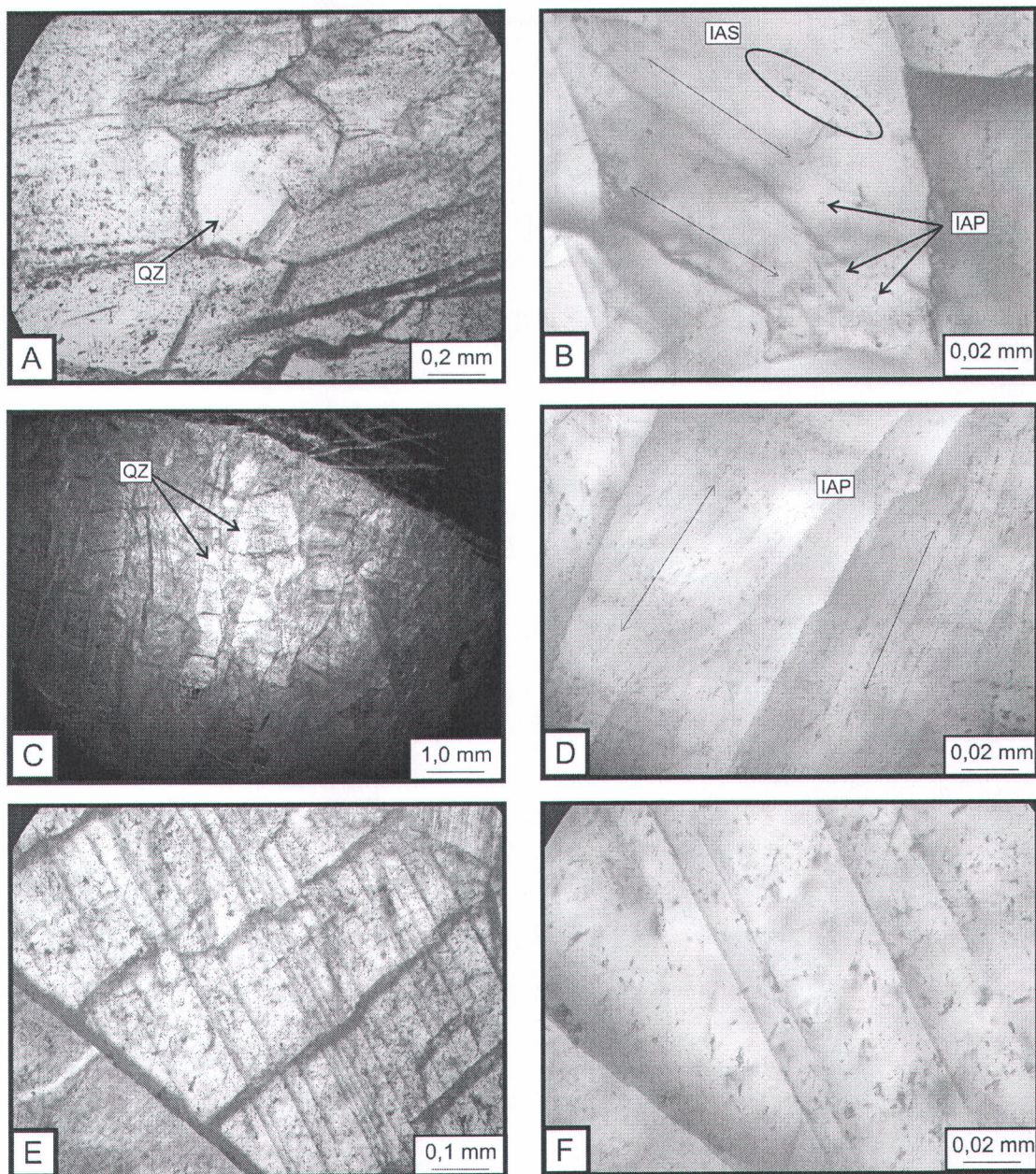


Figure 5.3 : (A) : Ciment d'une fente de tension sub-v verticale en lumière normale (échantillon S-083B, Groupe de Trenton). Un cristal de quartz isolé (QZ) présente des formes automorphes et est vraisemblablement contemporain des cristaux de calcite qui l'entourent. (B) : Détail d'un cristal de calcite du même échantillon, montrant des alignements d'inclusions aqueuses secondaires (IAS) développées le long des plans de clivage de la calcite (flèches) ainsi que des inclusions aqueuses pseudo-secondaires (IAP), plus rares, développées hors des plans de clivage. (C) : Ciment d'une fente de tension sub-v verticale en lumière normale (échantillon S-084, Groupe de Trenton). La croissance des cristaux de quartz fibreux (QZ) est contemporaine des cristaux de calcite qui les entourent. (D) : Détail d'un cristal de calcite de l'échantillon S-084, montrant des inclusions aqueuses pseudo-secondaires (IAP) développées hors des plans de clivage (flèches). (E) : Ciment d'une fente de tension sub-horizontale en lumière normale (échantillon S-229.1, Groupe de Trenton), entièrement constituée de calcite. (F) : Détail d'un cristal de calcite du même échantillon, montrant des inclusions aqueuses pseudo-secondaires développées hors des plans de clivage.

a ainsi pu être sélectionné pour l'étude des inclusions fluides (Fig. 5.3, Appendice A5). Ces ciments proviennent systématiquement des veines non parallèles au litage, qui ont subi une déformation moindre que les ciments des failles et des veines parallèles au litage, et qui présentent aussi l'avantage d'être associés à des ciments quartziques contemporains.

Quel que soit le groupe stratigraphique hôte, la luminescence des ciments calcitiques et dolomitiques évolue de terne/zonée pour les veines parallèles au litage, vers terne pour les failles inverses et terne/non luminescente pour les failles normales et les veines en extension (Fig. 5.1A). Les ciments des structures les plus tardives (failles décrochantes et veines post-dykes; Fig. 5.2) sont invariablement ternes et non composites. Le même manque de contraste et les mêmes couleurs sont observés entre les échantillons des trois groupes stratigraphiques, la seule différence notable résidant dans l'intensité de la luminescence, de plus en plus terne du Groupe de Beekmantown à celui de Trenton. Contrairement aux ciments de l'encaissant, l'analyse en cathodoluminescence pas plus que les colorations chimiques n'ont permis de déceler la présence de rhomboèdres de dolomite au sein des ciments structuraux calcitiques.

Le quartz constitue généralement moins de 5 % du volume des ciments structuraux. Les cristaux sont subédriques à euédriques dans les zones non déformées (Fig. 5.4). Ils sont non luminescents dans les veines en contraction, mais souvent luminescents dans les veines en extension et dans les failles (Fig. 5.1A), quelle que soit la nature de celles-ci. Dans les roches du Groupe de Trenton, le quartz est parfois contemporain du ciment calcitique (Fig. 5.3), mais représente le plus souvent une phase tardive de remplissage de la porosité résiduelle et des microfractures qui recoupent les ciments structuraux carbonatés (Fig. 5.1B). Le quartz comprend alors jusqu'à 50 % d'inclusions solides provenant du ciment recoupé (Fig. 5.4C). Cette relation est également observée dans les deux autres groupes, mais le quartz y est plus fréquemment contemporain des ciments carbonatés, partageant sa forme subédrique avec la calcite ou la dolomite.

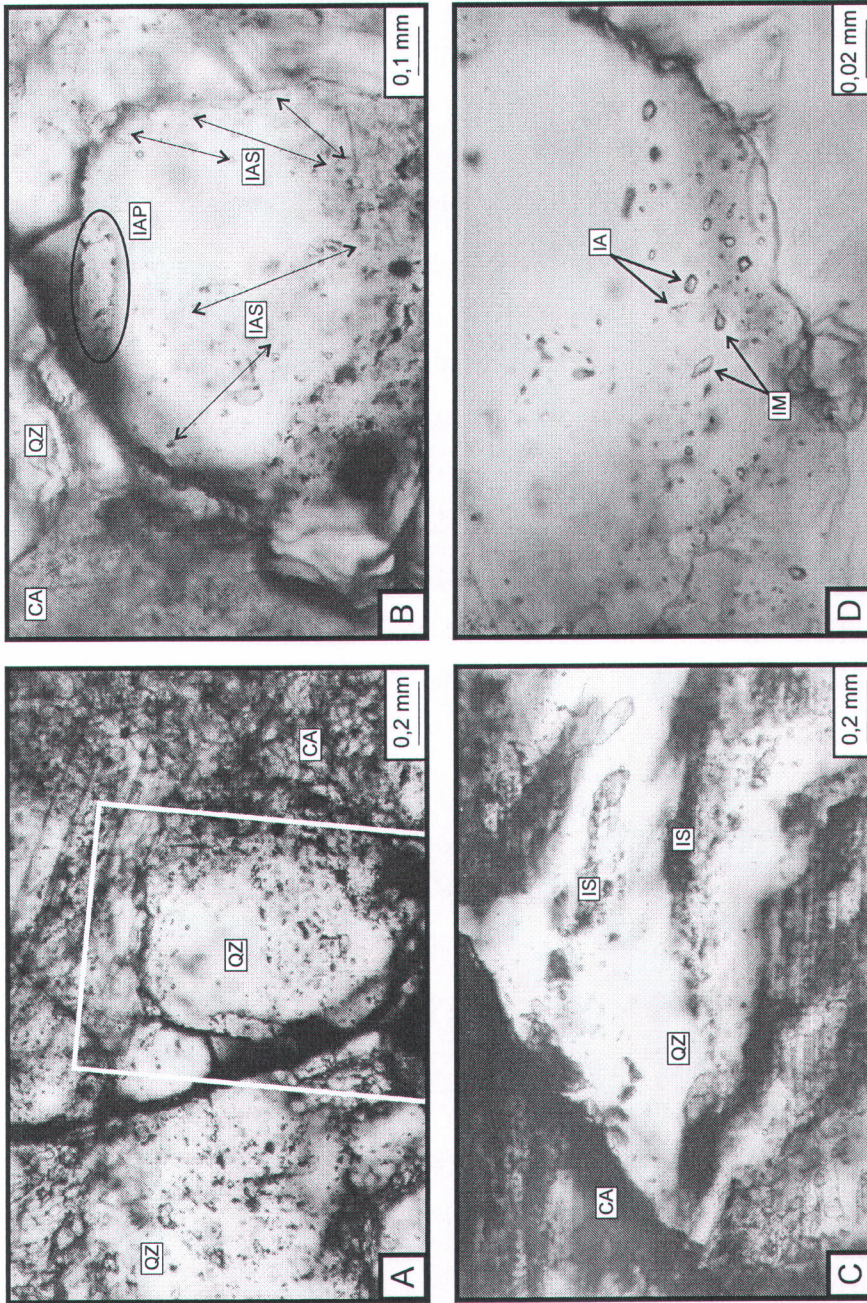


Figure 5.4 : (A) : Ciment d'une veine parallèle au litage en lumière normale (échantillon S-062, Groupe de Trenton). QZ : quartz, CA : calcite. Le cadre blanc marque les limites de la section encadrée de la Figure 5.3B. (B) : Agrandissement de la section encadrée de la Figure 5.3A après rotation de 90°, montrant (cercle noir) des inclusions aqueuses pseudo-secondaires (IAP) et des alignements (flèches) d'inclusions aqueuses vraisemblablement secondaires (IAS). (C) : Ciment d'une faille inverse en lumière normale (échantillon S-108, Groupe de Trenton). Détail montrant la façon dont le ciment calcitique est bréchiifié et incorporé en inclusions solides (IS) dans le ciment quartzique tardif. (D) : Ciment d'une faille normale en lumière normale (échantillon S-131A, Groupe de Trenton). Détail montrant un assemblage d'inclusions fluides dans lequel coexistent des inclusions de méthane (IM) et des inclusions aqueuses (IA). Pour la localisation des échantillons, se reporter à l'Appendice A1.

Contrairement aux carbonates, les ciments quartziques se prêtent bien à l'analyse des inclusions fluides. Le quartz est en effet toujours limpide et il est possible d'y choisir des inclusions qui ne sont pas systématiquement alignées le long des plans de fracture et présentent donc moins de risques d'ouverture ou de modification post-piégeage (Fig. 5.4B). Cet avantage est cependant tempéré par le caractère tardif de bon nombre de ciments quartziques. Pour l'étude des inclusions fluides dans le quartz, seules les phases contemporaines des ciments carbonatés ont été sélectionnées (Fig. 5.3).

Quatre échantillons ont été examinés en lumière réfléchie afin de caractériser la paragenèse associée aux stylolites tectoniques recoupant les ciments structuraux (Fig. 5.5). Les échantillons ont été sélectionnés pour couvrir les principales familles structurales (faille inverse, faille normale et fente de tension, faille décrochante). De cette analyse, il appert que les stylolites qui recoupent les ciments structuraux des trois premières familles sont associés à des migrabitumes (gouttelettes de coke et résidus de matière organique) et des sulfures (sphalérite et pyrite souvent framboïdale). En revanche, les ciments de la famille structurale la plus tardive (faille décrochante) ne sont pas recoupés par les stylolites mais recoupent au contraire les stylolites tectoniques développés dans l'encaissant.

La paragenèse des ciments structuraux peut ainsi être établie comme suit (Fig. 5.6) :

- 1) précipitation concomitante de ciments calcitiques ou dolomitiques avec des ciments quartziques pendant l'ouverture des structures (failles et veines),
- 2) précipitation de ciments quartziques tardifs,
- 3) développement de stylolites tectoniques dans les ciments des failles inverses et normales et des veines associées,
- 4) précipitation de sulfures et migration de matière organique le long des stylolites.

Aucun stylolite n'a été identifié au sein des ciments des failles décrochantes.

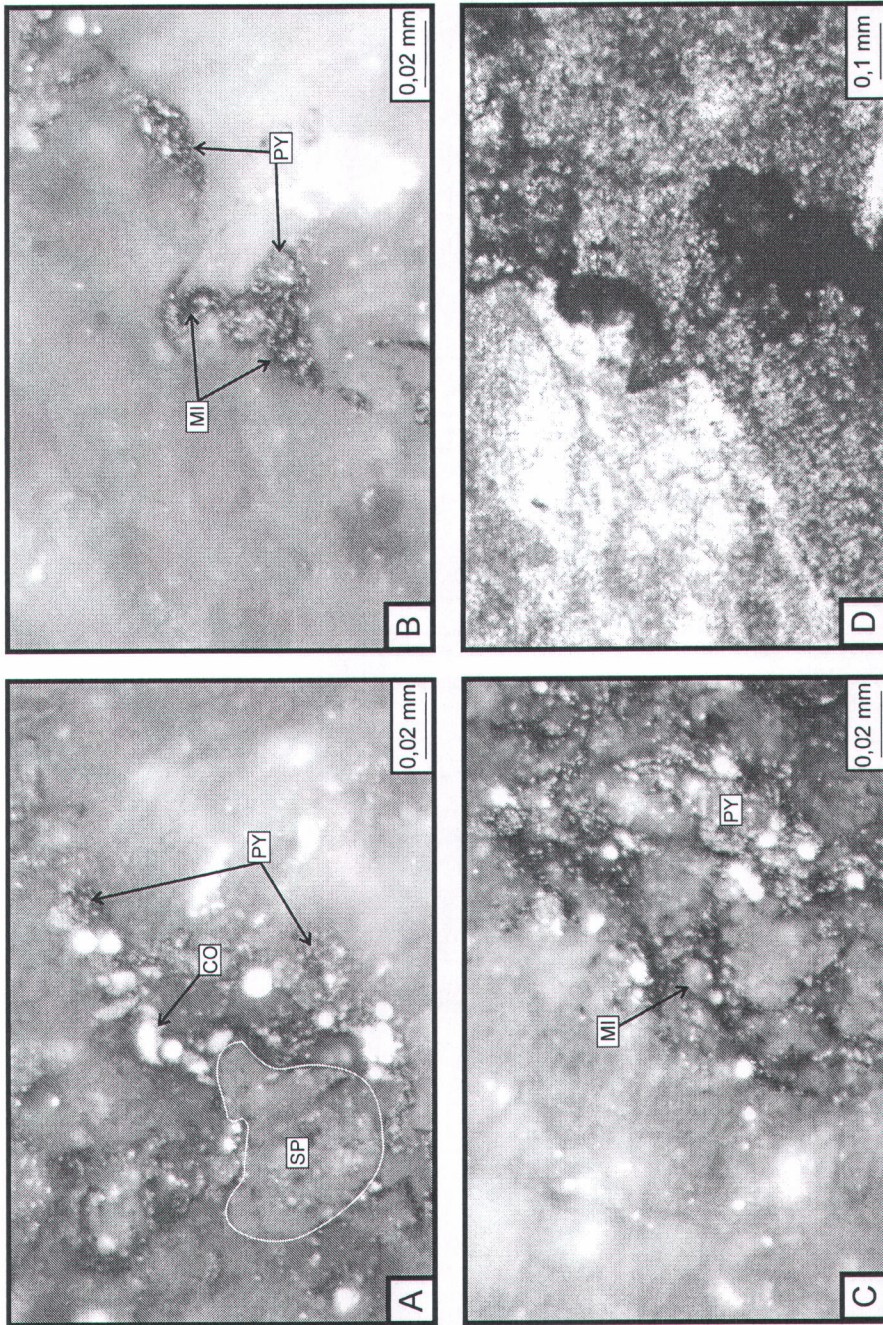


Figure 5.5: (A) : Détail d'une faille inverse en lumière réfléchie (échantillon S-108, Groupe de Trenton). Le ciment calcitique de la faille est recoupé par un stylolite (vu en plan) dans lequel on remarque des gouttelettes de coke (CO), de la sphalérite (SP) et de la pyrite framboïdale (PY). (B) : Détail d'une fente de tension en lumière réfléchie (échantillon S-083B, Groupe de Trenton). Le ciment calcitique de la veine est recoupé par un stylolite (vu en coupe) dans lequel on remarque des fragments de migrabite (MI) et de la pyrite framboïdale (PY). (C) : Détail d'une faille normale en lumière réfléchie (échantillon S-235.1, Groupe de Trenton). Le ciment calcitique de la faille est recoupé par un stylolite (vu en plan) dans lequel on remarque des fragments de migrabite (MI) et de la pyrite non framboïdale (PY). (D) : Détail d'une faille décrochante en lumière réfléchie (échantillon S-240.1, Groupe de Trenton). Le ciment calcitique de la faille recoupe un stylolite avec des résidus de matière organique (vu en coupe) développé dans l'encaissant.

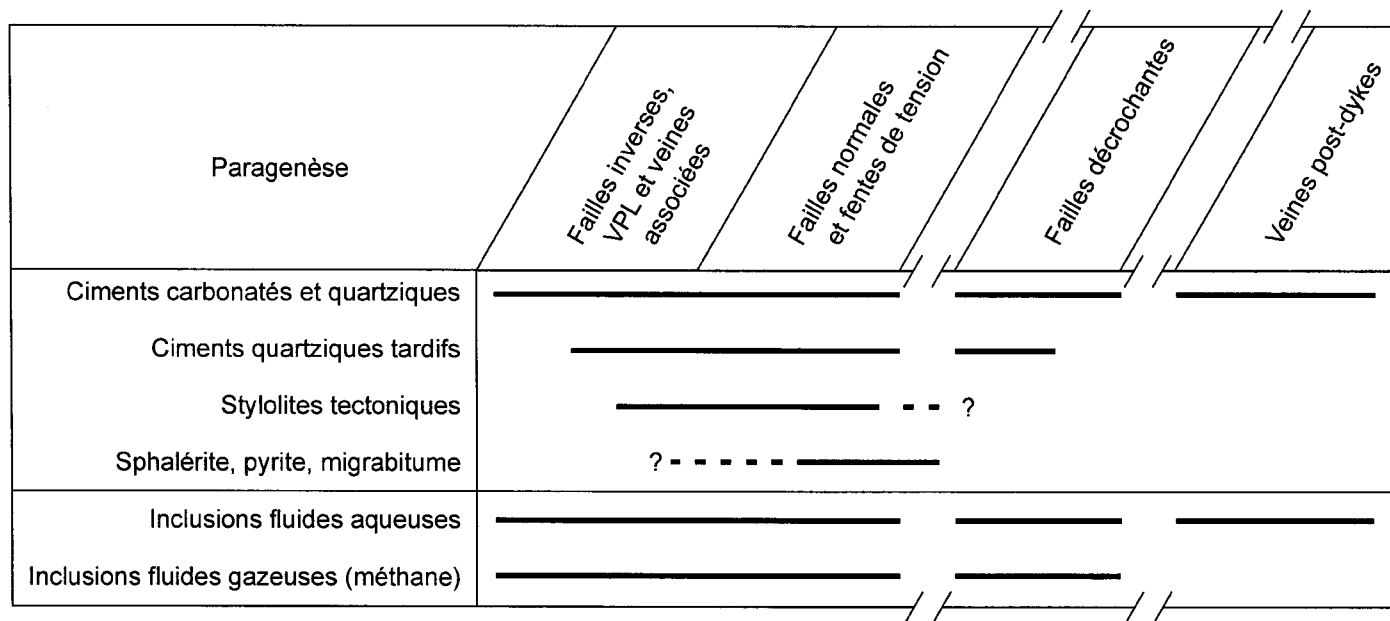


Figure 5.6 : Relations chronologiques relatives entre les principaux éléments pétrographiques au sein des familles structurales étudiées (détaillés dans le texte). L'échelle horizontale correspond au temps relatif. Aucune observation ne permet de déterminer la chronologie relative du début de la stylolitisation et de la fin de la migration des fluides riches en matière organique et en sulfures. L'ordre d'apparition déduit pour les inclusions fluides étudiées est présenté à titre comparatif.

5.3) Géochimie isotopique des phases marines ou précoces de l'encaissant

Aucune étude n'a été consacrée à ce jour aux caractéristiques isotopiques des phases marines des roches de l'écaille de Saint-Dominique. Des valeurs de référence pour les isotopes du carbone, de l'oxygène et du strontium ont donc été compilées à partir des études réalisées sur des assemblages stratigraphiques équivalents (groupes de Beekmantown et Trenton; Figs. 5.7 et 5.8, Tableau 5.2) dans le bassin appalachien (provinces de Québec et de l'Ontario, États de New-York et de l'Ohio) et, dans une moindre mesure, dans le bassin du Michigan (État du Michigan). Les valeurs ainsi compilées ont été filtrées pour ne conserver que les données provenant d'échantillons de dolomite (Groupe de Beekmantown) et de calcite (Groupe de Trenton) pour lesquels aucune évidence pétrographique ne suggère une recristallisation tardive. Les valeurs régionales pour un carbonate précipité à partir d'un fluide d'origine mantellique (intrusions mésozoïques) sont également compilées.

Dans la littérature, les valeurs disponibles pour les phases marines régionales ne concernent que les roches du Groupe de Trenton (micrites et brachiopodes). Elles se distinguent des valeurs mondiales par une plus grande variabilité dans les rapports isotopiques du carbone, mais présentent sensiblement les mêmes intervalles pour les rapports isotopiques de l'oxygène et du strontium. Aucune étude régionale n'est disponible pour le Groupe de Chazy. Les valeurs publiées disponibles pour le Groupe de Beekmantown ne correspondent pas aux phases marines mais ont été obtenues à partir de dolomites de remplacement précoces. Comparativement à la calcite, le fractionnement isotopique induit lors de la précipitation de la dolomite se traduit, pour ce dernier minéral, par un enrichissement préférentiel en ^{18}O de 2,5 ‰ environ. En revanche, le rapport $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite de remplacement reflète généralement celui du minéral précurseur (Tucker *et al.*, 1990). En tenant compte de ce phénomène, il est possible de comparer les valeurs régionales compilées aux valeurs mondiales pour la calcite (Fig. 5.7). Ainsi les premières présentent sensiblement les mêmes écarts que les secondes pour les rapports isotopiques de l'oxygène (avec un décalage imputable au fractionnement et à l'enrichissement

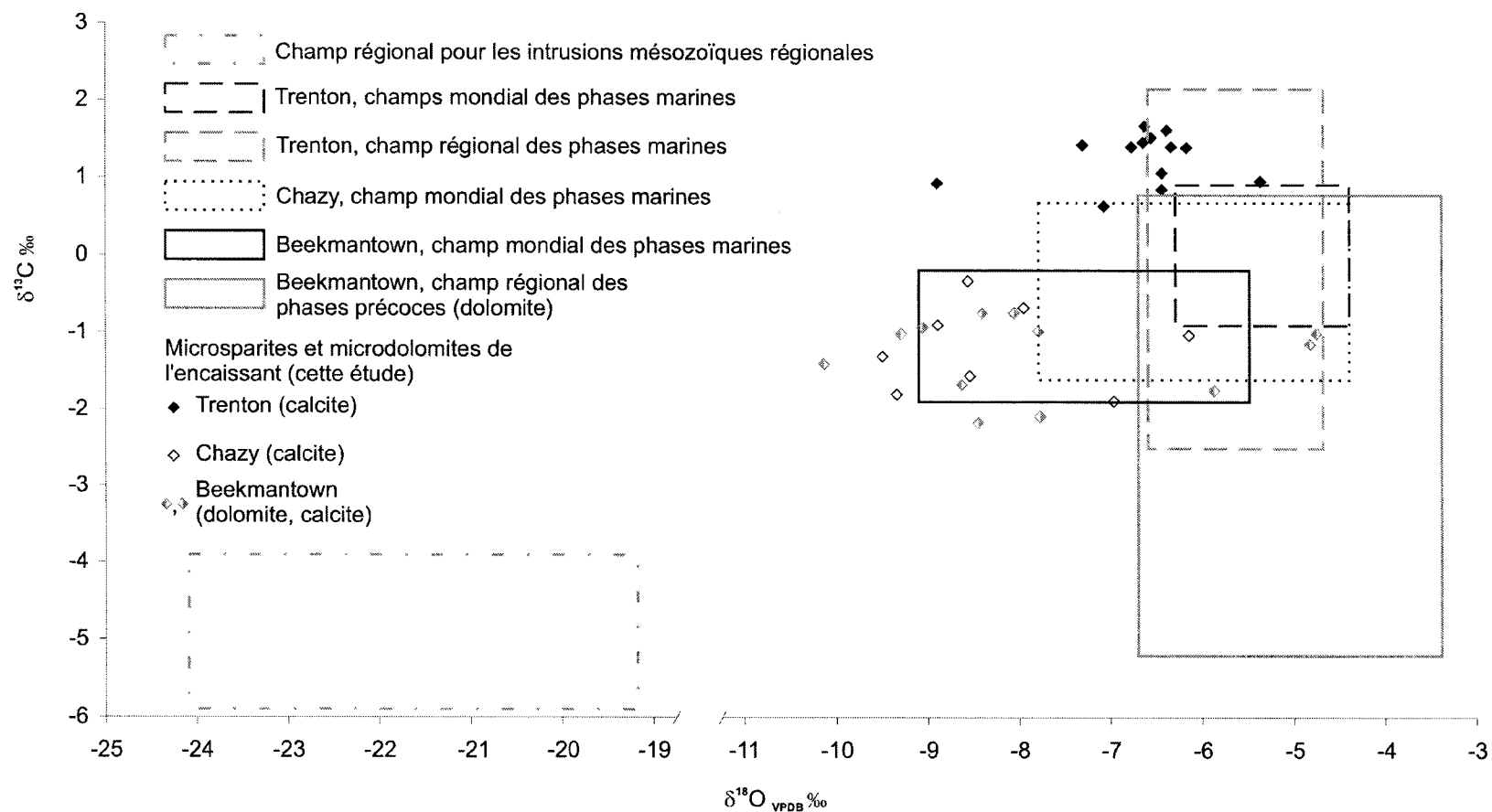


Figure 5.7 : Rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone pour les calcites marines de la littérature (valeurs mondiales et régionales), les phases dolomitiques précoces (Beekmantown seulement) et les encaissants microsparitiques et microdolomitiques échantillonnés à proximité des structures dans l'écaille de Saint-Dominique (présente étude). Détail des sources : valeurs mondiales tirées de Veizer *et al.* (1999); valeurs régionales pour le Groupe de Beekmantown tirées de Tassé *et al.* (1987), Counter (1993), Bertrand *et al.* (2003) et Dix et Robinson (2003); valeurs régionales pour le Groupe de Trenton tirées de Deines et Gold (1969), Haefner *et al.* (1988), Ndzangou (1997) et Dix et Robinson (2003); valeurs régionales pour les intrusions mésozoïques tirées de Deines et Gold (1969), Grünenfelder *et al.* (1986) et Carignan *et al.* (1997). Pour le détail des valeurs, se reporter au Tableau 5.2 et à l'Appendice A3.

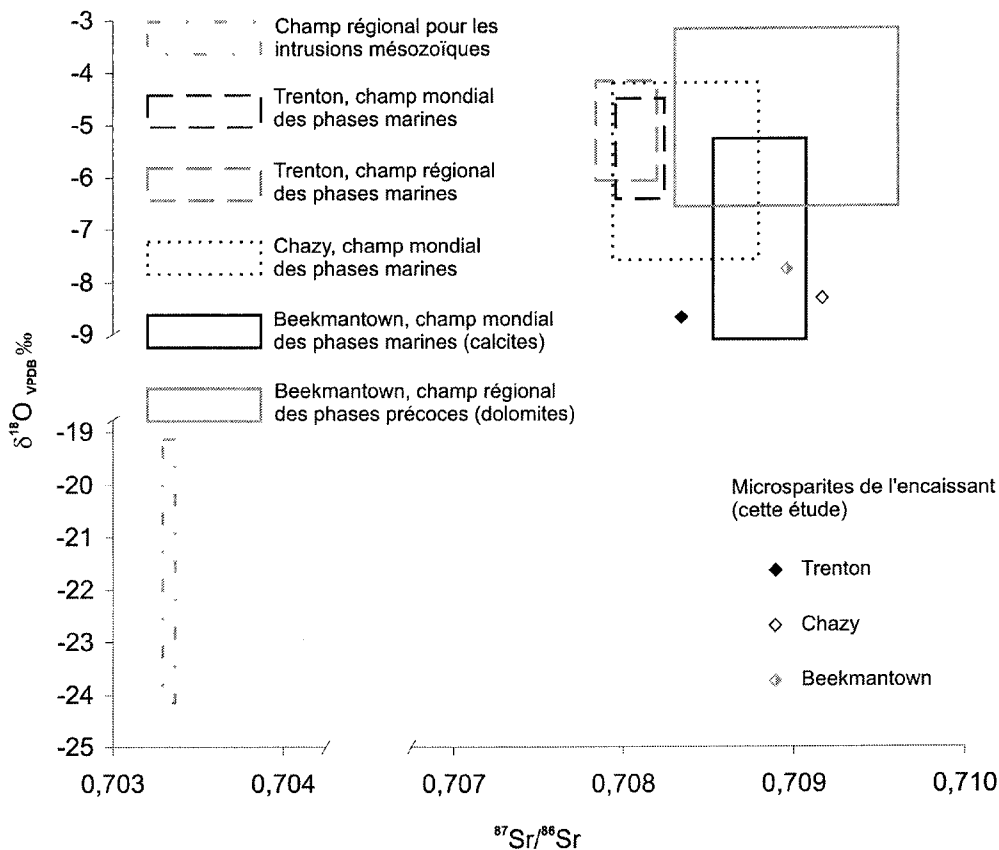


Figure 5.8 : Rapports isotopiques pour l'oxygène et le strontium pour les calcites marines (valeurs mondiales et régionales), les dolomites précoces (Beekmantown seulement) et les microsparites échantillonnées dans l'encaissant à proximité des structures dans l'échelle de Saint-Dominique. Détail des sources : valeurs mondiales tirées de Veizer *et al.* (1999); valeurs régionales pour le Groupe de Beekmantown tirées de Vandrey (1991) et Friedman (2002); valeurs régionales pour le Groupe de Trenton tirées de Granath (1991); valeurs régionales pour les intrusions mésozoïques tirées de Grünfelder *et al.* (1986). Pour le détail des valeurs, se reporter au Tableau 5.2 et aux Appendices A3 et A4.

préférentiel en ^{18}O) mais s'en distinguent par une plus grande variabilité dans les rapports $\delta^{13}C$ (à l'instar du Groupe de Trenton) et par un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ moins élevé. Enfin les rapports isotopiques pour les calcites associées aux intrusions mésozoïques se distinguent des autres champs par un appauvrissement très marqué en isotopes lourds du strontium et de l'oxygène (Figs. 5.7 et 5.8, Tableau 5.2).

Des valeurs de référence compilées à l'échelle mondiale pour les âges correspondants au dépôt des groupes de Beekmantown, Chazy et Trenton (Veizer *et al.*, 1999) sont

Groupe	Formation	Ciment	Environnement	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{‰}$		$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$		n	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		n	Bassin	Province ou État	Source
				min	max	min	max		min	max				
Beekmantown	n.d.	calcite	marin	-9,1	-5,5	-1,9	-0,2	n.c.	0,70853	0,70908	n.c.	mondial		Veizer <i>et al.</i> (1999)*
Beekmantown	Beauharnois	dolomite		-3,7	-3,5	-2,9	-2,4	3				appalachien	Québec (Huntingdon)	Tassé <i>et al.</i> (1987)*
Beekmantown	Beauharnois	dolomite	précoce	-6,3	-4,9	0,2	0,8	8				appalachien	Québec (Saint-Flavien)	Bertrand <i>et al.</i> (2003)*
Beekmantown	Beauharnois	dolomite		-6,7	-5,2	-5,2	-3,1	15				appalachien	Ontario (Ottawa Embayment)	Dix et Robinson (2003)*
Beekmantown	Ogdensburg	dolomite	précoce	-5,9	-3,4	-2,9	-2,5	n.c.				appalachien	New York et Ontario	Counter (1993)*
Beekmantown	Glenwood	dolomite	précoce						0,70830	0,70860	n.c.	michigan	Michigan	Vandrey (1991)*
Beekmantown	Glenwood	dolomite	tardive	-14,3	-10,7	-3,8	-1,3	n.c.	0,70840	0,71020	n.c.	michigan	Michigan	Vandrey (1991)
Beekmantown	n.d.	dolomite	tardive	-7,4	-6,8	-1,4	-0,9	2				appalachien	New York	Urschel et Friedman (1984)
Beekmantown	Galway	dolomite							0,70900	0,70960	2	appalachien	New York	Friedman (2002)*
Wappinger	Pine Plains	dolomite	tardive	-8,2	-8,1	-1,5	-0,8	3	0,71174	0,71530	3	appalachien	New York	Friedman (2002)
Upton	Calcaire Inférieur	calcite	enfouissement	-15,5	-11,4	-0,2	2,5	5				appalachien	Québec (Upton, Acton Vale)	Paradis et Lavoie (1996)
Chazy	n.d.	calcite		-7,8	-4,4	-1,6	0,7	n.c.	0,70794	0,70879	n.c.	mondial		Veizer <i>et al.</i> (1999)*
Trenton	n.d.	calcite		-6,3	-4,4	-0,9	0,9	n.c.	0,70784	0,70820	n.c.	mondial		Veizer <i>et al.</i> (1999)*
Trenton	Deschambeault	calcite		-6,2	-5,4	0,6	2,2	3				appalachien	Québec (Saint-Marc des Carrières)	Ndzangou (1997)*
Trenton	Deschambeault	calcite		-5,7	-5,1	-0,6	-0,3	5				appalachien	Québec (Chutes Montmorency)	Ndzangou (1997)*
Ottawa	n.d.	calcite		-5,9	-5,6	-2,5	-0,2	2				appalachien	Ontario (Ottawa Embayment)	Dix et Robinson (2003)*
Trenton	n.d.	calcite	hors auréole	-6,6		1,13		1				appalachien	Québec (Oka)	Deines et Gold (1969)*
Ottawa Limestone	Trenton Limestone	calcite	précoce	-6,4	-4,7	-1,3	0,8	3				appalachien	Ohio	Haefner <i>et al.</i> (1988)*
Trenton	n.d.	calcite	non-dolomitisé						0,70796	0,70824	n.c.	michigan	Michigan (Albion-Scipio)	Granath (1991)*
Sainte-Rosalie	Sainte-Sabine	calcite		-6	-4,4	-0,9	0,9	n.c.	0,70787	0,70804	n.c.	mondial		Veizer <i>et al.</i> (1999)*
(syn-rift mésozoïque)		calcite	intrusion	-23,9	-20,6	-5,9	-4,6	7				appalachien	Québec (Oka)	Carignan <i>et al.</i> (1997)*
(syn-rift mésozoïque)		calcite	intrusion	-19,2		-3,9		1				appalachien	Québec (Oka)	Deines et Gold (1969)*
(syn-rift mésozoïque)		calcite	intrusion	-24,1	-21,2	-5,9	-4,6	17	0,70330	0,70335	4	appalachien	Québec (Oka)	Grünenfelder <i>et al.</i> (1986)*

Tableau 5.2 : Compilation des rapports isotopiques de référence publiés aux échelles mondiale et régionale (région d'étude et environnements de dépôts similaires et voisins), ainsi que quelques valeurs de référence pour les intrusions mésozoïques. n : nombre, n.d. : non différencié, n.c. : non-communicué, * : données utilisées comme valeurs de référence mondiales ou régionales dans les Figures 5.7, 5.8, 5.14, 5.16 et 5.17.

également rapportées pour fins de comparaison avec les données régionales (Figs. 5.7 et 5.8, Tableau 5.2). Pour pouvoir être comparées aux résultats de la présente étude, ces données ont été normalisées le cas échéant par rapport au *Vienna PDB* (VPDB) pour le carbone et l'oxygène et au rapport moyen du standard SRM-987 pour le strontium. De la compilation des données mondiales, il apparaît que les rapports isotopiques des calcites marines pour les trois groupes étudiés suivent une tendance évolutive marquée par un enrichissement progressif en ^{18}O et ^{13}C et un appauvrissement en ^{87}Sr (Figs. 5.7 et 5.8). Les champs marins mondiaux présentent en outre une plus grande variabilité pour les rapports isotopiques de l'oxygène, comparativement à ceux du carbone.

L'encaissant des ciments structuraux (veines et failles) de l'écaille de Saint-Dominique a été analysé et comparé aux valeurs publiées pour les groupes stratigraphiques correspondants. Ces encaissants sont des calcaires et des dolomites finement cristallisés (microsparites et microdolomites) prélevés à distances variables des structures (de quelques centimètres à un mètre). Douze échantillons ont été analysés pour le Groupe de Beekmantown (six phases calcitiques et six phases dolomitiques), huit pour le Groupe de Chazy (calcites) et treize pour le Groupe de Trenton (calcites). Des brachiopodes échantillonnés loin des zones déformées ont aussi fait l'objet d'une investigation en raison de leur potentiel (controversé) pour préserver les rapports isotopiques de l'eau de mer (Popp *et al.*, 1986; Rush et Chafetz, 1990; Veizer *et al.*, 1999). Leur examen en cathodoluminescence a malheureusement révélé que les coquilles recueillies étaient luminescentes, ce qui est généralement considéré comme un indicateur d'altération diagénétique (Popp *et al.*, 1986; Veizer *et al.*, 1999). Aucune analyse isotopique n'a donc été pratiquée sur ces coquilles, et seules les microsparites et les microdolomites ont servi à caractériser les rapports isotopiques de l'eau de mer (Veizer *et al.*, 1997).

L'analyse isotopique des microsparites et des microdolomites de l'encaissant permet plusieurs constatations. 1) Les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ des phases calcaires de l'encaissant se situent près de la limite la plus négative des champs de référence correspondants, voire sont encore plus appauvris en ^{18}O . 2) Contrairement au cas de l'oxygène, les rapports $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont sensiblement similaires à ceux des phases marines (calcaires) ou

précoces (dolomites) publiés dans la littérature. 3) Les champs des microsparites pour les groupes de Beekmantown et de Chazy coïncident entre eux et se distinguent du champ du Groupe de Trenton. 4) Les microdolomites analysées dans le Groupe de Beekmantown se répartissent en deux pôles, l'un circonscrit au champ régional de référence (valeurs publiées), l'autre fortement appauvri en ^{18}O par rapport à ce même champ. 5) Contrairement aux valeurs de la littérature, la variabilité des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ est plus grande que celle des rapports $\delta^{13}\text{C}$ pour les trois groupes stratigraphiques.

5.4) Ciments structuraux

5.4.1) Inclusions fluides

Les ciments quartziques et quelques ciments calcitiques ont été étudiés pour leurs inclusions fluides. Celles-ci sont de formes et dimensions variables ($\leq 12 \mu\text{m}$), souvent isolées, mais parfois aussi distribuées en amas ou plus rarement de façon aléatoire. L'observation préliminaire au microscope optique conventionnel révèle qu'à température ambiante les assemblages d'inclusions fluides (AIF) se répartissent souvent en deux groupes, l'un constitué d'inclusions aqueuses avec une phase vapeur (présence d'une bulle) et l'autre constitué d'inclusions monophasiques. Lors du refroidissement, la phase du second groupe s'avère être gazeuse. Il s'agit exclusivement de méthane, aucune inclusion renfermant du CO_2 n'a été identifiée. Plus rarement, les deux types d'inclusions coexistent au sein du même AIF (Fig. 5.4D).

La plupart des échantillons ne comportent des inclusions fluides analysables que dans une phase minérale (Appendice A5), qu'elle soit calcitique (échantillon S-229.1) ou plus fréquemment quartzique (échantillons S-062, S-108, S-131A, S-230.1, S-240.1, S-290.1). La pertinence de comparer les données microthermométriques issues des ciments quartziques avec les résultats de l'analyse isotopique des ciments carbonatés est cependant attestée par l'examen de deux échantillons pour lesquels il est possible d'analyser et comparer des populations d'inclusions fluides dans les deux phases minérales contemporaines (échantillons S-083B et S-084). La Figure 5.9 souligne ainsi la

faible variation des valeurs de température d'homogénéisation mesurées (T_h) et de salinité pour les inclusions au sein d'un même échantillon quelle que soit la phase étudiée.

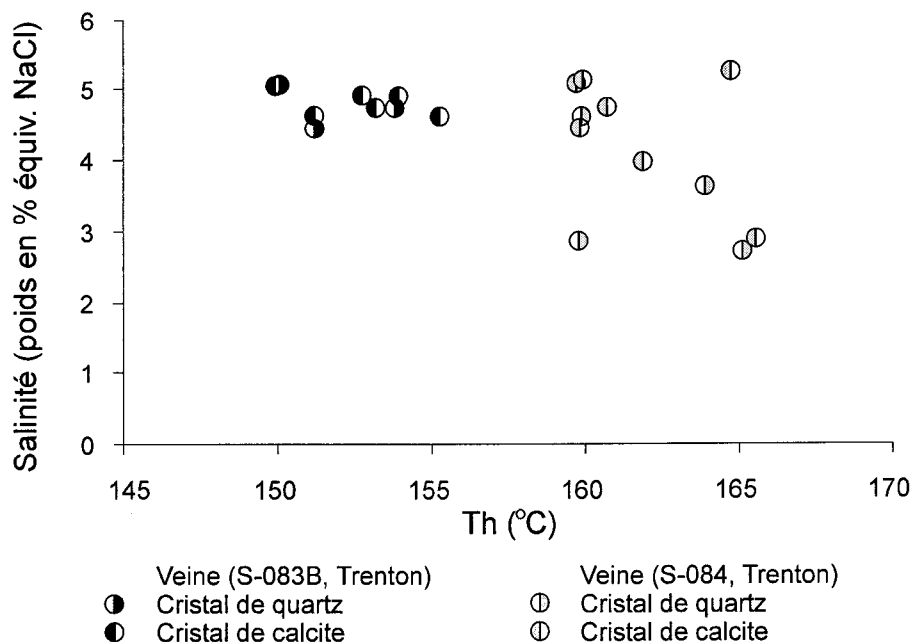


Figure 5.9 : Distribution des températures d'homogénéisation mesurées et des salinités calculées pour les cristaux contemporains de quartz et de calcite de deux échantillons de fentes de tension. Les valeurs obtenues ainsi que leur variabilité sont comparables au sein d'un même échantillon. Pour le détail des analyses, se reporter à l'Appendice A5.

Par ailleurs, les Figures 5.10 et 5.11 mettent en évidence des caractéristiques (T_h et salinité) distinctes pour chacun des ciments quartziques tardifs étudiés dans le Groupe de Trenton. Identifiés sur une base pétrographique, ces ciments correspondent au stade final de cimentation de la structure hôte, en continuité avec le ou les épisodes de cimentation par des carbonates et du quartz. La comparaison des valeurs de T_h et de salinité entre les générations précoce (contemporaine des ciments carbonatés) et tardive révèle ainsi que les caractéristiques du fluide au moment de la précipitation des ciments quartziques tardifs n'ont pas évolué de façon significative par rapport aux conditions qui prévalaient au moment de la précipitation des ciments quartziques précoces. Les caractéristiques des inclusions fluides des ciments de calcite, de quartz contemporain de la calcite et de quartz tardif, sont donc analysées de conserve dans les paragraphes suivants.

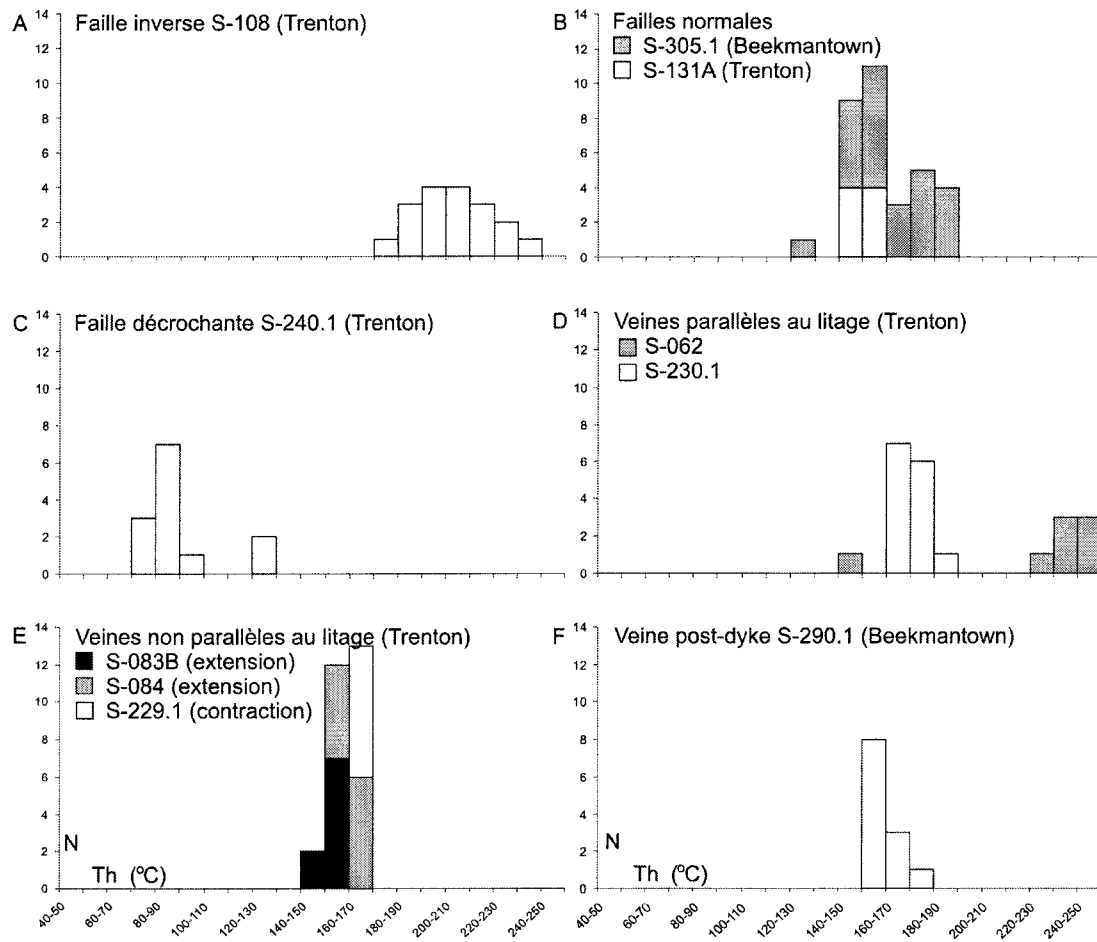


Figure 5.10 : Distribution des températures d'homogénéisation mesurées pour dix échantillons de ciments structuraux quartziques des groupes de Beekmantown et Trenton (sauf (B) : ciments quartziques et calcitiques). Pour le détail des analyses, se reporter à l'Appendice A5.

La comparaison des T_h mesurées et des salinités calculées (Appendice A5) pour les ciments des failles du Groupe de Trenton (ciments quartziques tardifs) met en évidence une baisse de la température et une évolution de la salinité du fluide piégé depuis la faille inverse ($T_h = 178,5$ à $235,9^\circ\text{C}$, Fig. 5.10A; salinité = 1,4 à 9,1 % équivalent en poids de NaCl, Fig. 5.11A) en passant par la faille normale ($T_h = 145,9$ à $155,8^\circ\text{C}$, Fig. 5.10B; salinité = 1,7 à 3,4 %, Fig. 5.11A) jusqu'à la faille décrochante ($T_h = 74,8$ à $92,3^\circ\text{C}$, Fig. 5.10C; salinité = 6,9 à 11,6 %, Fig. 5.11A). La salinité des inclusions dans cette dernière varie beaucoup plus que la T_h , donnant lieu à une distribution allongée des résultats dans

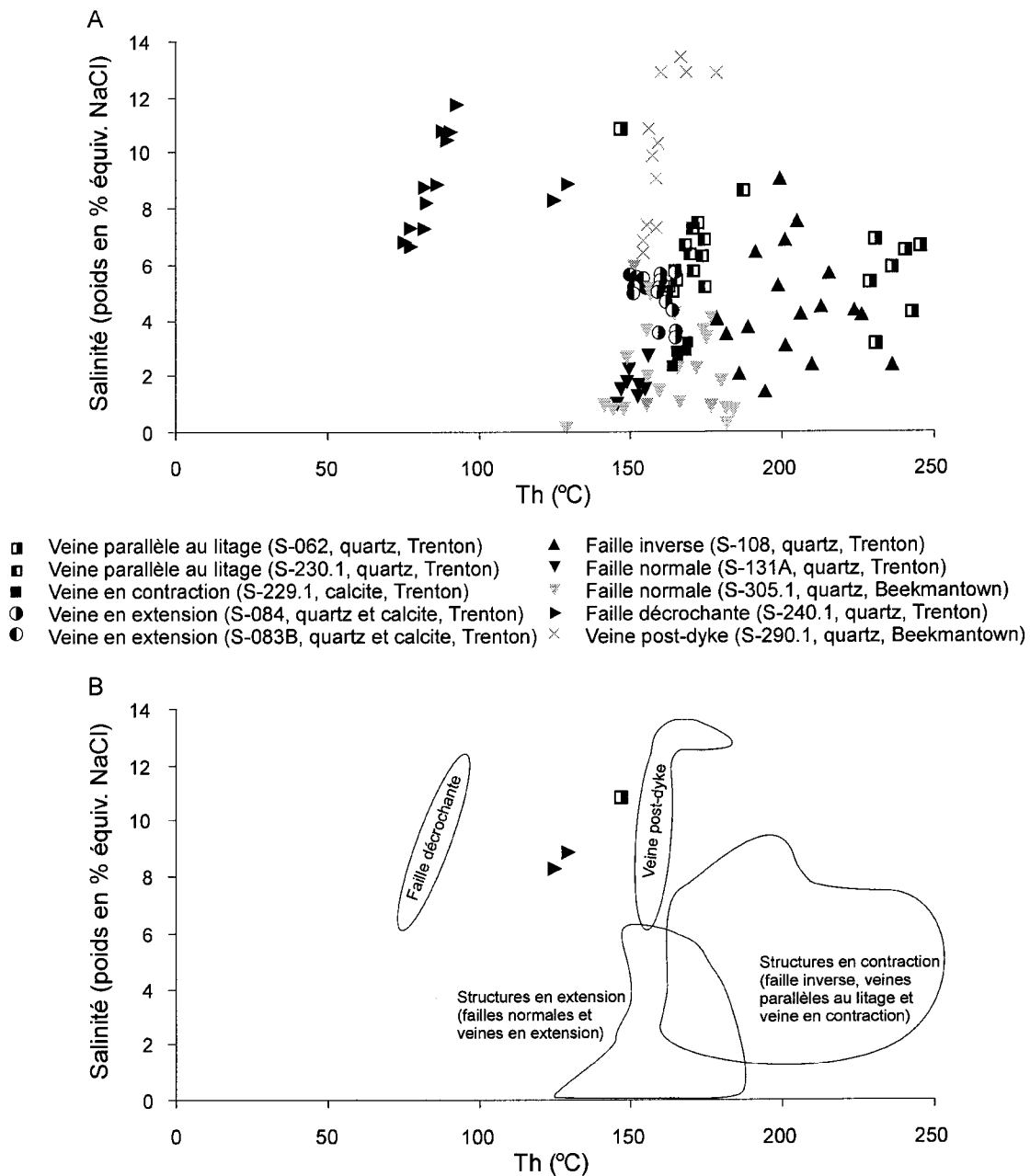


Figure 5.11 : (A) : Distribution des températures d'homogénéisation mesurées et des salinités calculées pour dix échantillons de ciments structuraux des groupes de Beekmantown et Trenton. Pour le détail des analyses, se reporter à l'Appendice A5. (B) : Champs des résultats représentés pour ne montrer que les principaux ensembles structuraux. Les trois échantillons reportés sont ceux qui ont été exclus de ces ensembles parce qu'ils présentaient des valeurs atypiques.

un diagramme T_h / salinité (Fig. 5.11B), par comparaison avec les résultats obtenus pour les autres ciments. Deux AIF présentant des T_h atypiques (assemblages 15 et 16 de l'échantillon de faille décrochante S-240.1, Appendice A5) sont exclus de cette tendance

(Fig. 5.11B). Dans le cas de la faille normale du Groupe de Beekmantown (phase quartzique contemporaine des ciments carbonatés), les inclusions observées ont piégé un fluide sensiblement similaire à celui de la faille normale du Groupe de Trenton, avec une plus grande variabilité cependant ($T_h = 128,8$ à $184,3^\circ\text{C}$, Fig. 5.10B; salinité = 0,4 à 6,0 %, Fig. 5.11A). La salinité et la T_h des inclusions provenant du ciment de la faille normale échantillonnée dans le Groupe de Trenton varient en effet très peu et sont équivalentes aux valeurs les plus basses obtenues pour les inclusions dans la faille inverse.

Les inclusions des deux veines parallèles au litage échantillonnées dans le Groupe de Trenton ont des salinités calculées (3,1 à 6,9 et 5,0 à 8,5 %, Fig. 5.11A) sensiblement similaires à celles qui caractérisent la faille inverse. Elles s'en distinguent toutefois par des T_h différentes et une moindre variabilité (228,6 à 245,3 et 161,0 à 187,3°C, respectivement, Fig. 5.10D).

Les inclusions des trois veines non parallèles au litage échantillonnées dans le Groupe de Trenton ont des salinités calculées (4,6 à 5,1; 2,7 à 5,3 et 1,6 à 2,6 % pour S-083B, S-084 et S-229.1, respectivement, Fig. 5.11A) sensiblement similaires à celles qui caractérisent la faille inverse et les veines parallèles au litage, ainsi que la faille normale échantillonnée dans le Groupe de Beekmantown (Fig. 5.11B). Elles s'en distinguent toutefois par des T_h plus basses et de moindre variabilité que les structures précédentes (150,0 à 155,3; 159,7 à 165,5 et 164,2 à 168,8°C, respectivement, Fig. 5.10E), les T_h des veines étant similaires à celles des failles normales (Fig. 5.11B).

Enfin dans le cas de la veine recoupant un dyke mésozoïque (Groupe de Beekmantown), les T_h varient très peu (154,3 à 178,4°C, Fig. 5.10F) en comparaison de la salinité du fluide piégé (6,4 à 13,4 %, Fig. 5.11A), donnant lieu à une distribution allongée des mesures dans un diagramme T_h / salinité (Fig. 5.11B). Un AIF présentant des valeurs de T_h et de salinité atypiques (assemblage 3 de l'échantillon de S-062, Appendice A5) est exclu de cette tendance (Fig. 5.11B).

Des inclusions de méthane ont été observées dans tous les ciments quartziques et calcitiques du Groupe de Trenton, à l'exception de ceux de la faille inverse. Dans le cas du Groupe de Beekmantown en revanche, aucune inclusion gazeuse n'a été documentée dans les deux échantillons étudiés. L'examen qualitatif de certains échantillons en fluorescence n'a pas non plus révélé dans les inclusions aqueuses la présence d'hydrocarbures aromatiques ayant un degré de maturation inférieur ou égal à celui de la fenêtre à huile (Robert, 1995).

5.4.2) Géochimie isotopique

5.4.2.1) Ciments calcitiques

La confrontation des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des ciments structuraux avec ceux des encaissants correspondants (Fig. 5.12) révèle que les premiers se distinguent peu ou pas des seconds en ce qui a trait aux isotopes de l'oxygène, mais présentent en revanche une plus grande variabilité dans les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. Certains ciments du Groupe de Trenton sont ainsi enrichis en ^{13}C tandis que d'autres des groupes de Beekmantown et Chazy sont au contraire appauvris en ce même isotope.

La répartition des données en trois ensembles stratigraphiques et trois familles structurales (Fig. 5.13) permet de faire ressortir les points suivants. 1) En comparaison de celles du Groupe de Trenton, les valeurs des ciments des groupes de Beekmantown et de Chazy présentent une plus grande variabilité du rapport $\delta^{13}\text{C}$ quelle que soit la famille structurale. 2) Au sein d'une même famille structurale les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$ présentent généralement une covariation (enrichissement ou appauvrissement en isotopes lourds). 3) Les champs des isotopes stables des familles de structures en contraction et en extension se superposent au sein d'un même groupe stratigraphique. 4) Bien que largement superposées aux deux premières familles, les caractéristiques des structures décrochantes s'en distinguent toutefois par une plus grande variabilité pour le Groupe de Chazy et une absence de variabilité dans les rapports $\delta^{13}\text{C}$ pour le Groupe de Trenton.

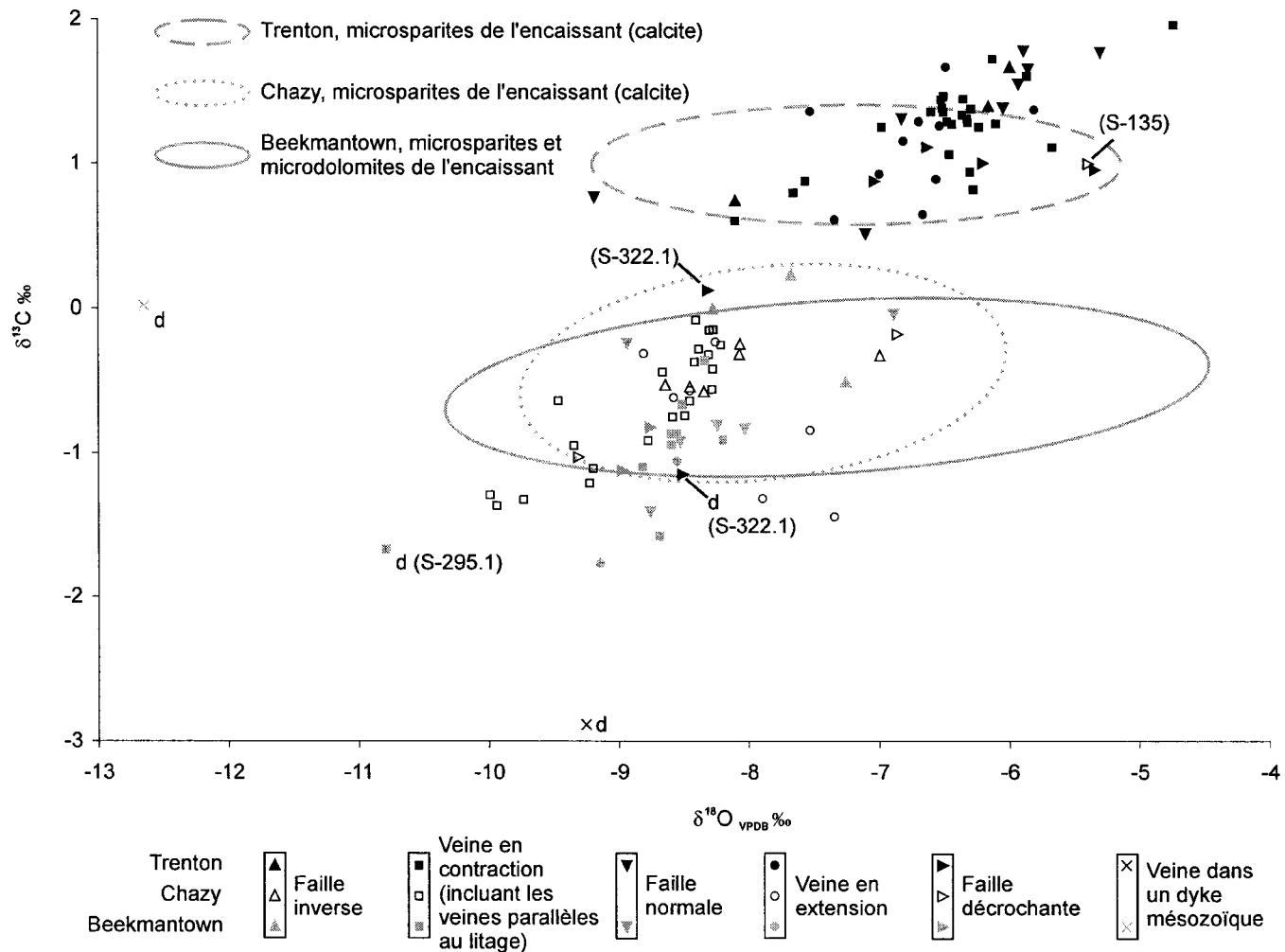


Figure 5.12 : Rapports des isotopes stables de l'oxygène et du carbone pour les ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique et le champ des microsparites et des microdolomites de l'encaissant pour les groupes stratigraphiques correspondants. Tous les ciments structuraux sont calcitiques sauf quatre, dolomitiques, identifiés « d ». Pour le détail des valeurs, se reporter à l'Appendice A3. Les échantillons numérotés sont cités dans le texte.

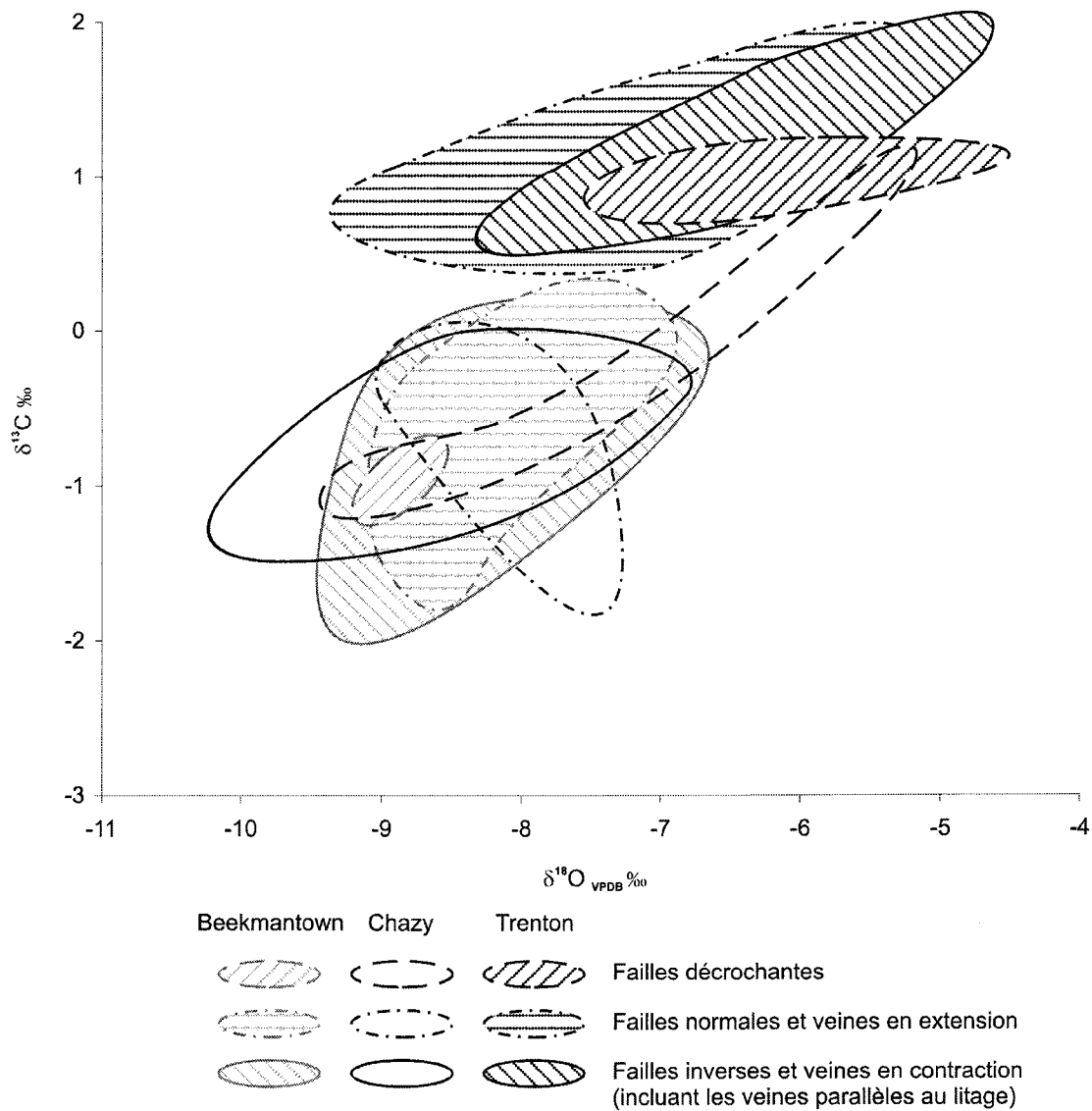


Figure 5.13 : Comparaison des rapports isotopiques pour l'oxygène et le carbone des ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique. Pour le détail des valeurs, se reporter à la Figure 5.12 et à l'Appendice A3.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ enfin, varient très peu pour les différents ciments structuraux du Groupe de Trenton et sont proches de ceux de l'encaissant et des valeurs marines publiées dans la littérature (Fig. 5.14). Par contraste, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des ciments des deux autres groupes varient de façon significative entre eux et par rapport aux valeurs marines

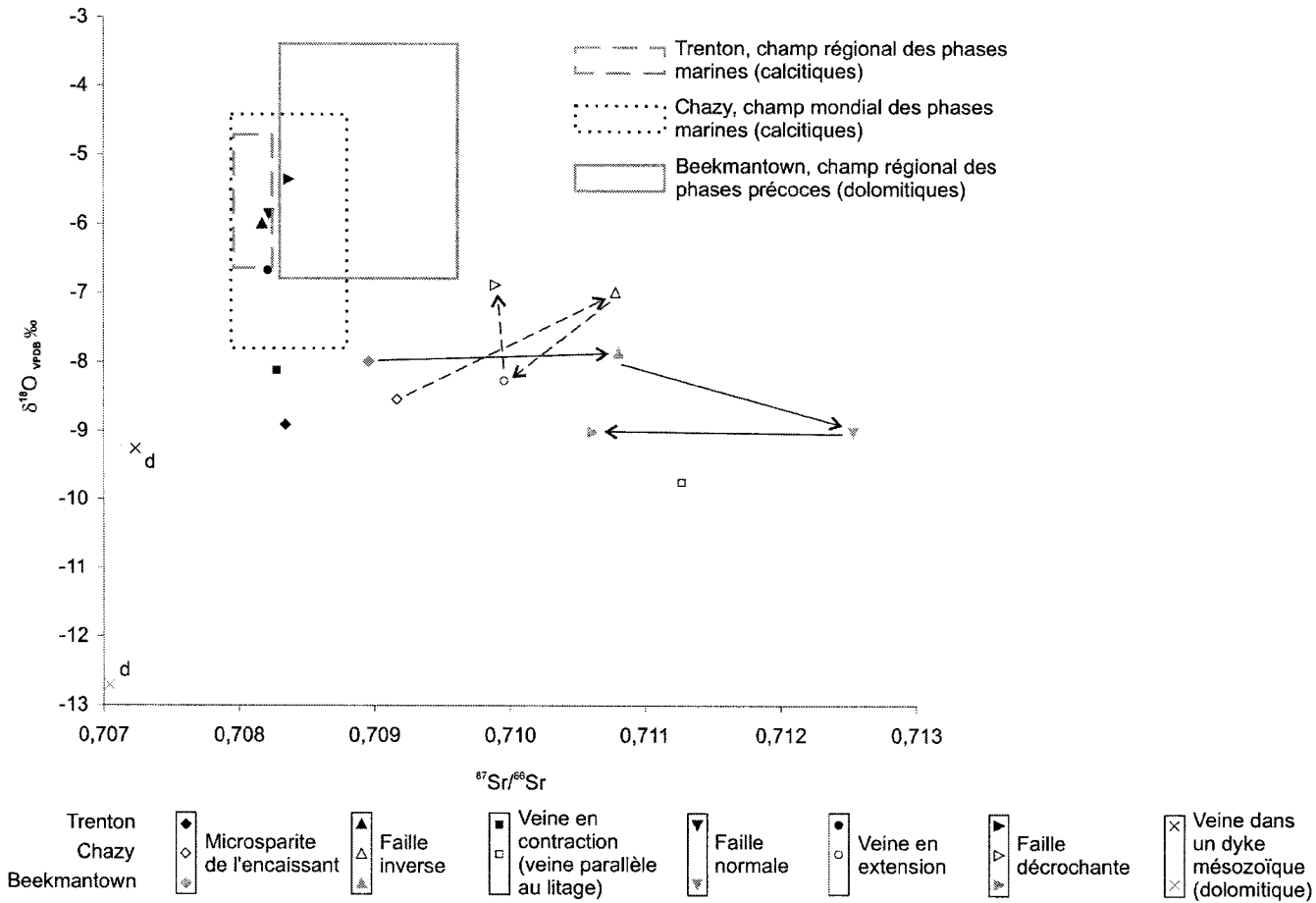


Figure 5.14 : Rapports isotopiques de l'oxygène et du strontium pour les phases analysées dans l'échelle de Saint-Dominique, accompagnés des champs publiés pour les phases marines ou précoces pour les groupes stratigraphiques correspondants (mêmes sources qu'à la Figure 5.8). Les flèches indiquent la chronologie relative des structures étudiées. Tous les ciments structuraux sont calcitiques sauf deux, dolomitiques, identifiés « d ». Pour le détail des valeurs, se reporter au Tableau 5.2 et aux Appendices A2 et A3.

et de l'encaissant, avec une variabilité plus grande encore pour le Groupe de Beekmantown que pour celui de Chazy. Ces différences entre les groupes stratigraphiques font écho à celles déjà mises en évidence pour les isotopes stables.

5.4.2.2) Ciments dolomitiques

Les rares ciments dolomitiques qui ont été documentés dans les structures étudiées sont trop peu nombreux pour qu'on puisse leur accorder une valeur statistique. On remarque toutefois que le rapport $\delta^{13}\text{C}$ du ciment dolomitique de la faille décrochante échantillonnée dans le Groupe de Trenton se démarque fortement du rapport de son homologue calcitique, échantillonné dans la même structure (respectivement les échantillons S-322.1d et S-322.1c, identifiés sur la Figure 5.12). Les deux rapports $\delta^{13}\text{C}$ (calcite et dolomite) sont proches de ceux des ciments structuraux analysés pour les groupes de Beekmantown et Chazy. *A contrario*, le ciment dolomitique d'une veine en contraction échantillonnée dans le Groupe de Beekmantown (S-295.1, identifié sur la Figure 5.12) présente un rapport $\delta^{13}\text{C}$ qui s'inscrit en continuité avec le champ des ciments calcitiques pour la famille de structures correspondante.

Enfin les ciments dolomitiques des veines post-dykes manifestent entre eux une grande similitude dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 5.14). Cette coïncidence est remarquable compte tenu du fait que les deux échantillons proviennent de deux groupes stratigraphiques distincts (groupes de Beekmantown et de Trenton). Dans tous les autres cas en effet, les rapports isotopiques du strontium des ciments structuraux échantillonnés dans le Groupe de Beekmantown présentent de grandes différences avec ceux du Groupe de Trenton. Les rapports des isotopes stables, en revanche, ne sont pas comparables entre eux ni avec les autres ciments structuraux (Fig. 5.12).

5.4.2.3) Tendances évolutives des rapports isotopiques

Comme il a déjà été observé au Chapitre 4, il est possible de comparer au cas par cas les valeurs des ciments pour lesquels des relations de recoupement sont observées, et d'identifier une tendance des ciments structuraux à s'enrichir en ^{18}O et ^{13}C . La Figure 5.15 du présent chapitre est ainsi adaptée de la Figure 4.16 du chapitre précédent pour tenir compte des nouvelles relations de recoupement impliquant des failles décrochantes. Ces relations sont en accord avec les observations antérieures.

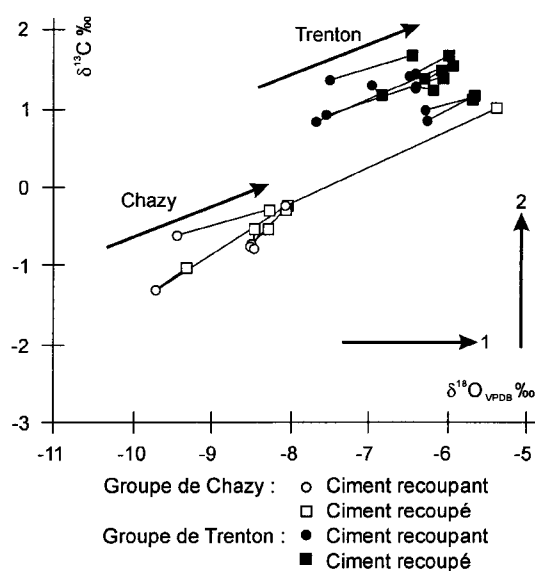


Figure 5.15 : Tendances évolutives des isotopes stables des ciments structuraux, telle que révélée par les relations de recoupement observées à l'échelle structurale ou microstructurale. Cette figure est adaptée de la Figure 4.16. Seules deux relations de recoupement impliquant des failles décrochantes ont été ajoutées. Les flèches numérotées indiquent les mécanismes théoriquement responsables des variations dans les rapports isotopiques : (1) : Introduction d'un fluide de salinité plus élevée ou fractionnement des isotopes de l'oxygène dû à la diminution de température; (2) : Enrichissement du fluide (puis du carbonate) en ^{13}C par méthanogenèse au cours de la diagenèse précoce ou en enfouissement après le stade de la fenêtre à huile, ou alternativement précipitation à partir des fluides dérivant de carbonates plus lourds isotopiquement.

La tendance évolutive est plus difficile à analyser pour les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 5.16). Ainsi dans le cas du Groupe de Trenton ces rapports ne présentent aucune variation entre eux. *A contrario* les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des groupes de Beekmantown et Chazy présentent des variations importantes, qui sont corrélées à l'âge relatif des structures. On note ainsi

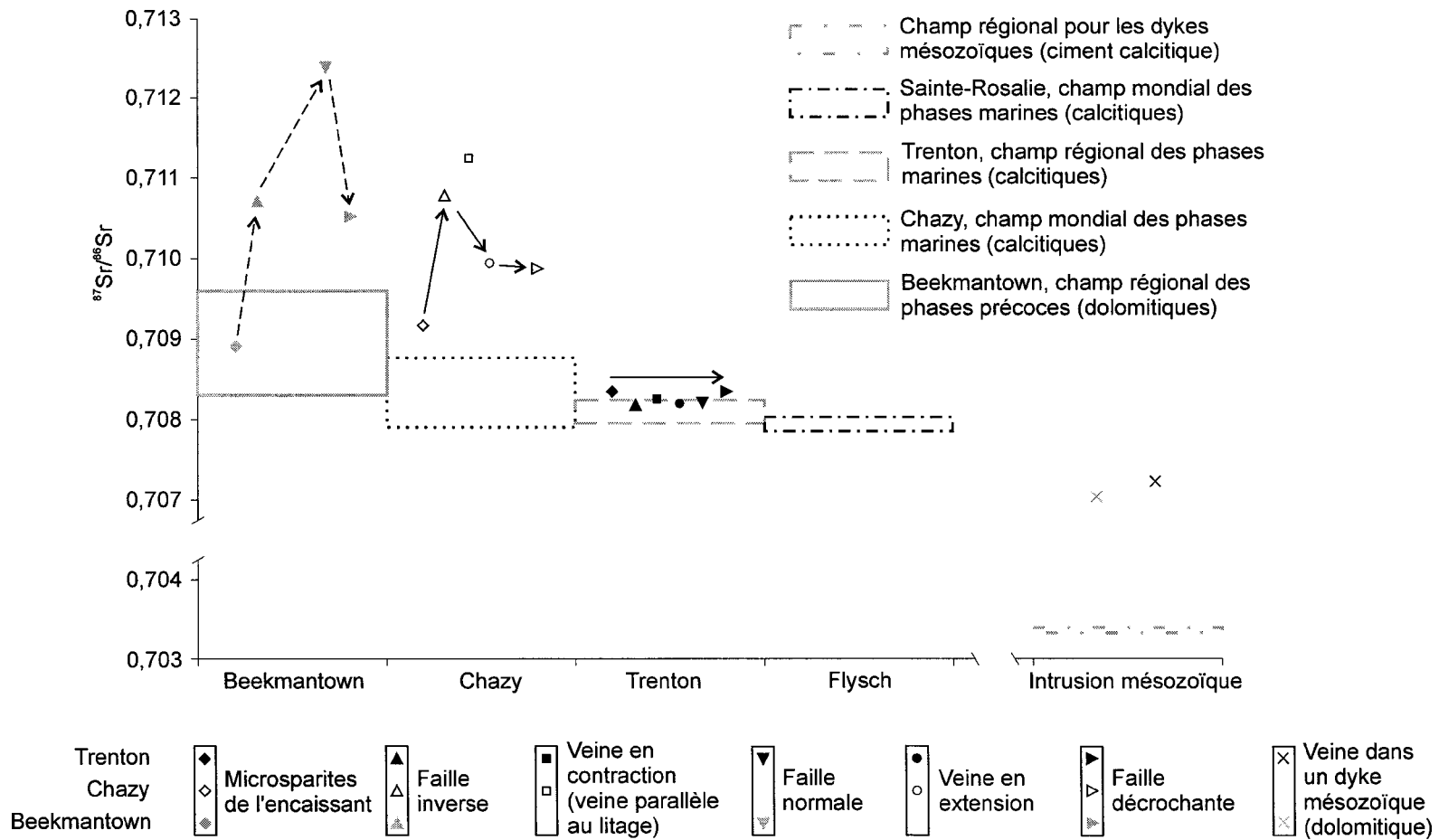


Figure 5.16 : Rapports isotopiques du strontium pour les ciments structuraux et leurs encaissants pour l'écaille de Saint-Dominique, ainsi que les champs publiés pour les groupes stratigraphiques correspondants. Les valeurs de références proviennent des sources citées à la Figure 5.8 (dans le cas du Groupe de Sainte-Rosalie, les valeurs mondiales sont tirées de Veizer *et al.*, 1999). Les flèches indiquent la chronologie relative des structures étudiées. Tous les ciments structuraux sont calcitiques sauf mention particulière dans la légende. Pour le détail des valeurs, se reporter au Tableau 5.2 et à l'Appendice A4.

une tendance à l'enrichissement en isotopes lourds entre les phases de l'encaissant et les ciments de la famille de structures en contraction, puis un appauvrissement en ces mêmes isotopes pour les ciments de la famille de structures en décrochement. Par contre la variabilité également reconnue dans les groupes de Beekmantown et Chazy pour les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des ciments de la famille de structures en extension, d'âge intermédiaire entre les deux familles précédentes, ne paraît pas refléter l'évolution temporelle des structures.

5.5) Interprétation des résultats de l'analyse diagenétique et intégration à l'histoire structurale de l'écaille de Saint-Dominique

Les résultats de l'étude pétrographique, isotopique et microthermométrie exposée dans la première partie du présent chapitre sont maintenant interprétés et intégrés à l'histoire structurale de l'écaille afin d'établir la nature des fluides impliqués dans la précipitation de l'ensemble des ciments étudiés et les conditions dans lesquelles cette cimentation a eu lieu. Tous les éléments d'interprétation servent aussi à présenter une évolution générale de l'écaille de Saint-Dominique.

5.5.1) Microsparites de l'encaissant

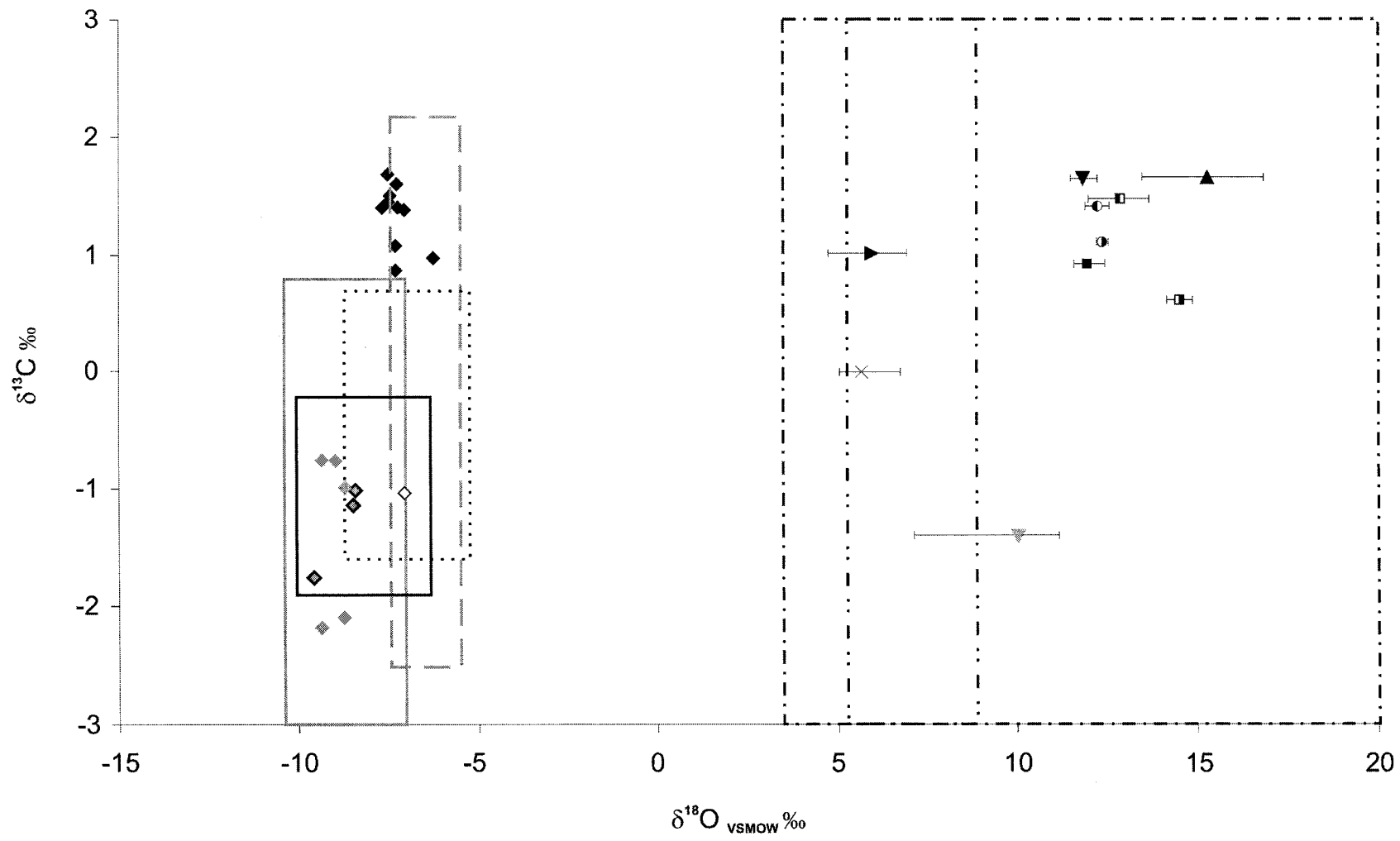
De la comparaison des rapports isotopiques mesurés pour l'encaissant des ciments structuraux avec les valeurs publiées pour les ciments calcitiques marins et dolomitiques précoces (Fig. 5.7), il appert que les rapports $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ainsi qu'une partie des rapports $\delta^{18}\text{O}$ des microsparites de l'encaissant ne sont pas significativement différents des rapports régionaux publiés pour chacun des groupes stratigraphiques. L'essentiel des ciments analysés semble donc avoir précipité à partir d'un fluide proche ou dérivé de l'eau de mer de l'époque.

Les ciments microsparitiques analysés dont les valeurs sont proches de celles déjà publiées (Fig. 5.7) sont interprétés comme des ciments marins (calcites) ou précoces (dolomites). Pour ces ciments et pour les valeurs publiées, il est possible d'estimer le rapport $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de l'eau parente des carbonates à partir de la température de précipitation grâce aux équations de O'Neil *et al.* (1969) et Land (1983), respectivement pour les calcites et les dolomites (Chapitre 1). Une température moyenne de précipitation (température de l'eau de mer) de 15°C est choisie arbitrairement compte tenu de la position de la marge laurentienne près du Tropique Sud à l'Ordovicien (Van der Voo, 1988). En l'absence de phénomènes biogènes, le rapport $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau se transmet à la roche sans fractionnement (Hoefs, 1987), si bien que les rapports $\delta^{13}\text{C}$ mesurés pour les ciments peuvent être utilisés pour reporter les valeurs calculées dans le diagramme $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de la Figure 5.17. Les valeurs calculées pour les ciments analysés (Tableau 5.3) coïncident naturellement avec celles du champ de référence correspondant, et varient peu d'un groupe stratigraphique à l'autre : -9,6 à -8,4 ‰ (moyenne de -8,8 ‰) et -10,0 à -8,7 ‰ (moyenne de -9,2 ‰) respectivement pour les dolomites précoces et les calcites du Groupe de Beekmantown; -7,0 ‰ pour un échantillon unique dans les calcaires du Groupe de Chazy et -7,5 à -6,2 ‰ (moyenne de -7,2 ‰) pour les calcaires du Groupe de Trenton. Le caractère négatif de ces valeurs par rapport à celles des eaux marines modernes (voisines de 0 ‰), est en accord avec la tendance à l'appauvrissement de l'eau de mer en ^{18}O pour les âges les plus reculés du Phanérozoïque, tendance interprétée à l'échelle mondiale à partir des ciments carbonatés.


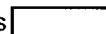
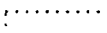


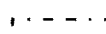
S'il est établi que l'essentiel des phases analysées a précipité à partir d'un fluide proche de l'eau de mer de l'époque, certaines phases se distinguent en revanche par un appauvrissement en isotopes lourds de l'oxygène (Fig. 5.7) qui peut refléter un épisode de dolomitisation tardive en enfouissement (Groupe de Beekmantown) ou pour les calcaires des groupes de Chazy et Trenton, un épisode de précipitation ou recristallisation à des températures de plus en plus élevées (Hoefs, 1987), vraisemblablement au cours de l'enfouissement (Choquette et James, 1991). Cette hypothèse est retenue ici parce qu'elle seule permet d'expliquer l'appauvrissement en isotopes lourds de l'oxygène commun aux trois groupes stratigraphiques. Elle est par ailleurs en accord avec les observations de

Urschel et Friedman (1984), Vandrey (1991), Paradis et Lavoie (1996) et Friedman (2002), qui documentent pour le Groupe de Beekmantown et les unités équivalentes des ciments dolomitiques tardifs présentant des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ fortement négatifs (jusqu'à -15,5 ‰; Tableau 5.2). Toutefois des processus alternatifs – dont la validité n'a pas été démontrée dans la région d'étude – ne peuvent être définitivement écartés tels des phénomènes de dédolomitisation, la variabilité des conditions environnementales au moment de la sédimentation dans le temps et/ou l'espace, ou tout simplement le fait que les données publiées disponibles, qui sont compilées dans le Tableau 5.2, peuvent ne pas être des analogues convenables pour la région d'étude.

Si l'on accepte l'hypothèse d'une recristallisation en enfouissement à plus haute température, la température de précipitation des dolomites de remplacement tardives du Groupe de Beekmantown ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ le plus négatif = -10,1 ‰) peut être estimée grâce à l'équation de Land (1983) et du rapport moyen $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de l'eau de mer obtenu précédemment à partir des ciments précoces (-11,4 ‰). Une température moyenne de 51°C est ainsi calculée, qui est compatible avec les températures moyennes (44 et 31°C) respectivement obtenues pour les ciments calcitiques tardifs des groupes de Chazy et Trenton. En utilisant une température moyenne en surface de 15°C (zone intertropicale) et un paléogradient géothermique de 36,4°C/km calculé par Yang (1991) à partir de la réflectance de la matière organique échantillonnée dans les roches du Groupe de Trenton de l'écaille de Saint-Dominique, la profondeur maximale à laquelle les ciments tardifs ont précipité ne devait pas dépasser un kilomètre : 450 m pour les roches du Groupe de Trenton, 775 m pour le Chazy et 1000 m pour le Beekmantown. L'ordre croissant de ces valeurs concorde avec la séquence stratigraphique des trois groupes étudiés et avec les épaisseurs estimées à l'échelle régionale (Globensky, 1987). La recristallisation ou la précipitation des phases tardives de l'encaissant a donc débuté en enfouissement, à partir d'un fluide proche de l'eau de mer de l'époque (Fig. 5.18A).



Champs de référence publiés pour les phases marines (calcitiques) ou précoces (dolomitiques) :

	Trenton, champ régional des phases marines		Beekmantown, champ mondial des phases marines
	Chazy, champ mondial des phases marines		Beekmantown, champ régional des phases précoces
	Fluide métamorphique, champ mondial		Fluide magmatique, champ mondial

Microsparites de l'encaissant (cette étude) :

- ◆ Trenton (calcite) ◇ Chazy (calcite) ◆ Beekmantown (calcite) ◆ Beekmantown (dolomite)

Ciments structuraux (cette étude) :

- | | |
|---|--|
| ■ Veine parallèle au litage (S-062, quartz, Trenton) | ▲ Faille inverse (S-108, quartz, Trenton) |
| ■ Veine parallèle au litage (S-230.1, quartz, Trenton) | ▼ Faille normale (S-131A, quartz, Trenton) |
| ■ Veine en contraction (S-229.1, calcite, Trenton) | ▽ Faille normale (S-305.1, quartz, Beekmantown) |
| ● Veine en extension (S-084, quartz et calcite, Trenton) | ▶ Faille décrochante (S-240.1, quartz, Trenton) |
| ● Veine en extension (S-083B, quartz et calcite, Trenton) | × Veine post-dyke (S-290.1, quartz, Beekmantown) |

Figure 5.17 : Caractéristiques isotopiques des eaux parentes des phases analysées. Les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ des eaux parentes des microsparites de l'encaissant sont calculés pour une température de l'eau de mer de 15°C. Les T_h et les T_h moyennes des inclusions fluides ont été utilisées pour calculer les rapports des eaux des ciments structuraux. Se reporter au texte pour le détail de la méthodologie. Les valeurs de référence pour les champs régionaux et mondiaux sont calculées à partir des données publiées citées à la Figure 5.7, sauf pour les champs métamorphique et magmatique : rapports $\delta^{13}\text{C}$ arbitraires et rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ tirés de Sheppard (1986).

Type de fluide	Groupe stratigraphique hôte	Salinité (% équiv. NaCl)	Température (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Eau de mer évoluée	Trenton (ciments calcitiques)	«2,1 à 4,2»	147 à 236	«-8,2 à -6,2»	+0,6 à +1,7	0,70834
	Chazy (ciments calcitiques)			«-7,9 à -7,0»	-1,9 à +1,0	0,70917
	Beekmantown (ciments calcitiques)			«-10,0 à -8,7»	-2,2 à -0,7	0,70892
	Beekmantown (ciments dolomitiques)			«-12,1 à -11,0»	-1,7 à -1,0	(0,70892)
Fluide bassinale	Tous	«5,0 à 9,1»	150 à 245	ind.	ind.	ind.
Fluide métamorphique	Tous	«0,2 à 0,4»	129 à 194	«+10,0 à +15,2»	ind.	(> 0,715682)
Fluide magmatique	Beekmantown et Trenton	«12,8 à 13,4»	160 à 178	«+2,6 à +6,7»	<u>-5,9 à -3,9</u>	<u>0,70330 à 0,70335</u>

Tableau 5.3 : Compilation des principales caractéristiques des quatre fluides identifiés à partir des études microthermométrie et isotopique. Les fourchettes de température correspondent aux valeurs extrêmes mesurées pour les ciments structuraux (T_n), et ne reflètent donc pas la température des fluides avant le début de la déformation. Les valeurs sont mesurées sauf ind. : indéterminé, « ... à ... » : valeurs calculées, (...) : valeurs déduites des données, considérées ici comme un minimum, ... à ... : valeurs tirées de Deines et Gold (1969) et de Grünenfelder *et al.* (1986).

5.5.2) Ciments structuraux

Les résultats de l'analyse microthermométrique et isotopique révèlent que quatre fluides au moins ont été impliqués dans la précipitation des ciments structuraux étudiés : 1) l'eau marine résiduelle, qui était déjà présente dans l'encaissant au début de la déformation (Fig. 5.18A), 2) un fluide d'origine bassinale introduit au cours de l'imbrication de l'écaïlle (Figs. 5.18B, 5.18C et 5.18D), 3) un fluide d'origine métamorphique également introduit durant l'imbrication (Figs. 5.18B, 5.18C et 5.18D), et 4) un fluide d'affinité magmatique introduit après la fin de l'imbrication et une longue période d'érosion (Fig. 5.18E), lors de la mise en place des intrusions montérégiennes au Mésozoïque (Fig. 5.18F). La nature de chacun de ces fluides a été identifiée sur la base des données publiées et compilées pour chacun d'eux (Sheppard, 1986; Hoefs, 1987; Yardley et Graham, 2002). Les caractéristiques spécifiques à chacun des fluides reconnus dans l'écaïlle de Saint-Dominique sont résumées dans le Tableau 5.3.

La discussion qui suit détaille les critères utilisés pour reconnaître la nature des différents fluides ainsi que l'influence de chaque fluide sur les caractéristiques géochimiques des ciments structuraux étudiés, l'évolution thermique des roches de l'écaïlle de Saint-Dominique, ainsi que les conclusions que l'on peut en tirer sur les régimes de circulation des fluides au sein de l'écaïlle.

5.5.2.1) Influence des différents fluides sur les caractéristiques géochimiques des ciments structuraux

La mobilisation des fluides d'origine bassinale et métamorphique au cours de la déformation des roches de l'écaïlle durant l'orogénie taconienne a donné lieu à des signatures géochimiques complexes pour les ciments structuraux pré-, syn- et tardi-imbrication étudiés. Ces signatures s'expliquent par 1) l'introduction progressive et épisodique des fluides au cours de la déformation, 2) leur mélange avec l'eau marine

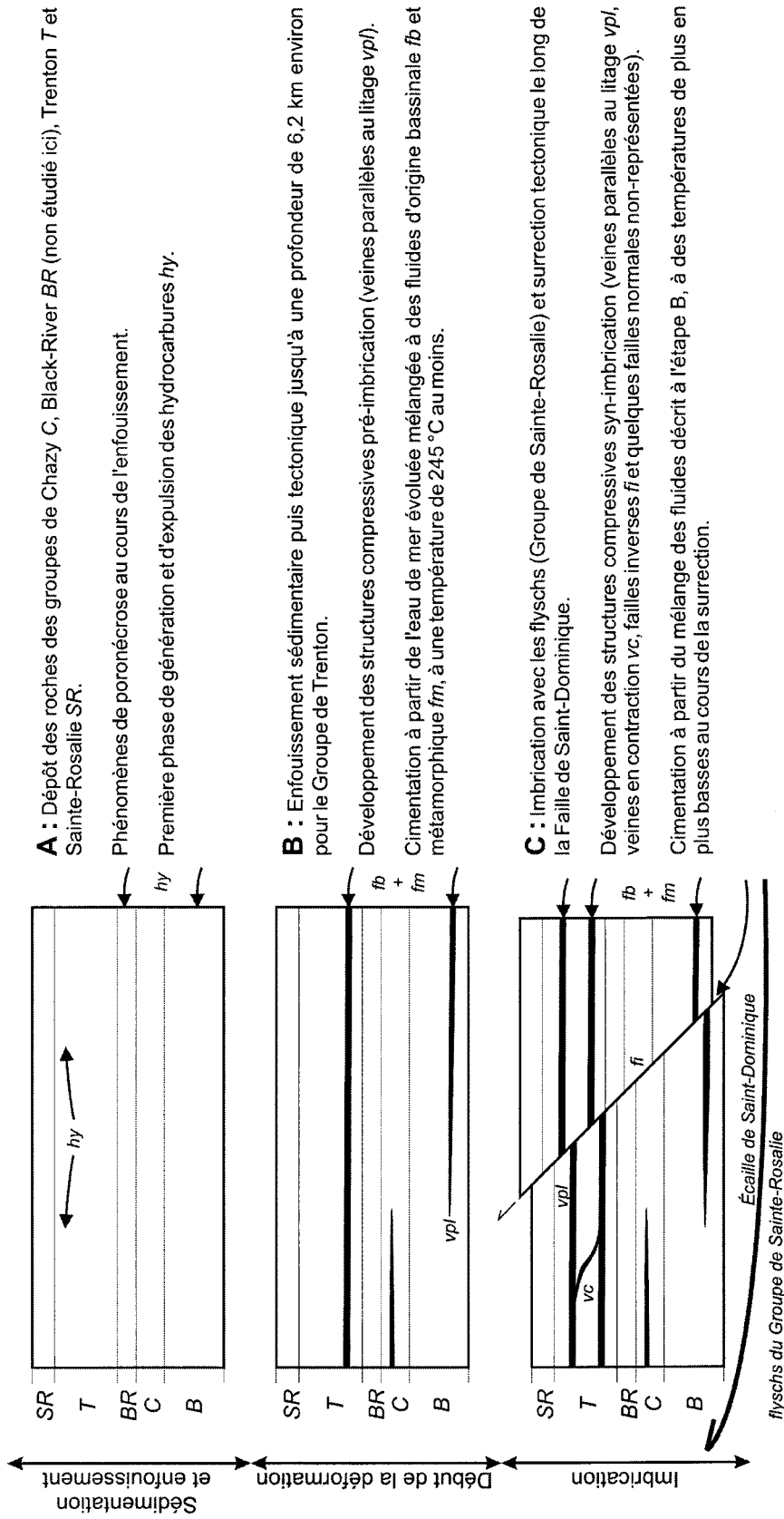


Figure 5.18 : Détail de l'écaïlle de Saint-Dominique illustrant la synthèse de l'évolution tectono-diagénétique des roches de l'écaïlle telle que révélée par les observations structurales réalisées sur le terrain et à l'échelle microscopique et par les observations pétrographiques, géochimiques et microthermométriques. Se reporter à la page suivante pour la seconde partie de cette évolution.

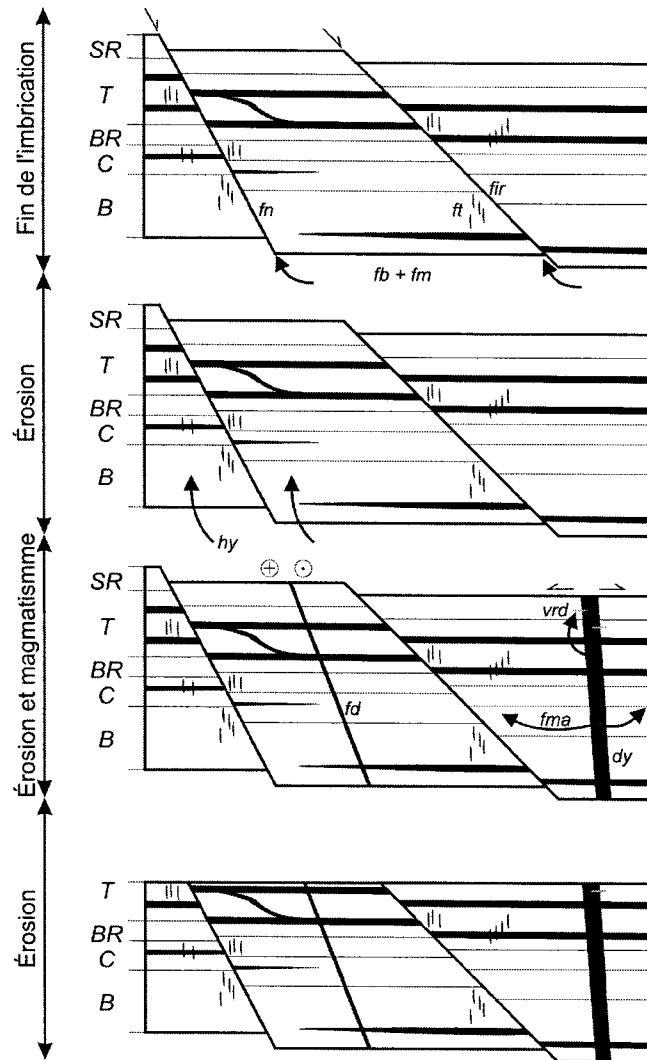


Figure 5.18 (suite).

D : Immédiatement après l'imbrication, développement des structures extensives tardi-imbrication (failles normales *fn*, fentes de tension *ft* et failles inverses réactivées en failles normales *fir*) à une profondeur de 4,1 km environ pour les roches du Groupe de Trenton.

Cimentation à partir du mélange de fluides décrit à l'étape B, refroidis jusqu'à 150 °C environ.

E : Longue période de quiescence caractérisée par :

La génération d'hydrocarbures *hy* dans les flyschs chevauchés (non-représentés ici) et leur migration vers les roches de l'écaïlle le long des plans de clivage et des stylolites (non-représentés ici).

Un épisode de sédimentation au Dévonien suivi par la lente exhumation des roches de l'écaïlle.

F : Au Mésozoïque, développement concomitant de dykes montérégiens *dy*, de failles décrochantes parallèles au front orogénique *fd* et de veines recoupant les dykes *vrd* à une profondeur estimée à 2,5 km environ (pour le Groupe de Beekmantown), à partir du mélange entre le fluide résiduel présent dans l'encaissant et un fluide d'origine magmatique *fma* plus chaud, plus salin et plus radiogénique injecté dans l'encaissant lors de l'intrusion des dykes.

G : Longue période de quiescence surtout caractérisée par l'érosion des couches sus-jacentes.

évoluée dans des proportions variables et 3) la diminution progressive de la température du système pendant la surrection tectonique de l'écaïlle. En revanche, l'influence du fluide d'origine magmatique est surtout décelée pour les ciments des structures post-imbrication (failles décrochantes et veines post-dykes) bien que ce fluide puisse aussi avoir interagi avec certains ciments plus anciens.

C'est dans les ciments structuraux échantillonnés dans les roches du Groupe de Trenton que la trace de l'eau de mer évoluée (Tableau 5.3) est la mieux préservée. L'influence d'un tel fluide lors de la précipitation des ciments structuraux au sein de ce groupe se reflète dans : 1) la salinité moyenne voisine de 3 % calculée pour les AIF de certains échantillons (Fig. 5.11A) et 2) la constance dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés pour les ciments structuraux et leur similitude avec le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'encaissant et les rapports publiés pour les phases marines (Fig. 5.14). Par ailleurs l'enrichissement progressif en ^{13}C reconnu pour les ciments structuraux (Fig. 5.15), dont une partie présente des rapports $\delta^{13}\text{C}$ supérieurs à ceux de l'encaissant, va à l'encontre de la tendance généralement observée au cours de la diagenèse d'enfouissement mais n'est pas incompatible avec la présence d'un fluide dérivé de l'eau de mer. En effet, le processus de méthanogenèse initié par l'augmentation de température en enfouissement entraîne la séquestration du ^{12}C du fluide vers le méthane et l'enrichissement préférentiel du fluide en isotopes lourds du carbone (Tucker *et al.*, 1990).

L'influence du fluide d'origine bassinale ne transparait pas dans les données de géochimie isotopique disponibles pour les ciments structuraux (Tableau 5.3). Elle est en revanche très nette dans les résultats de l'analyse microthermométrie, où ce fluide est caractérisé par des salinités élevées (jusqu'à 9,1 % pour l'AIF 2 de l'échantillon S-108). Il convient toutefois de souligner que les salinités maximales calculées sont encore basses par comparaison avec celles estimées pour les pôles purs des fluides d'origine bassinale ou pour les eaux qui ont évolué en enfouissement à partir de l'eau de mer. Ainsi dans les roches du Groupe de Beekmantown près de Montréal, Chi *et al.* (2000) documentent des fluides ayant des salinités supérieures ou égales à 17 % équivalent NaCl. Essentiellement, l'influence du fluide d'origine bassinale est soulignée, dans l'écaïlle de Saint-Dominique,

par l'individualisation d'un pôle salin bien marqué, autant pour les ciments des structures en contraction (échantillons S-062, S-108, S-230.1, Fig. 5.11A) que pour les structures en extension (échantillons S-084, S-305).

La présence d'un fluide d'origine métamorphique (Tableau 5.3) est particulièrement bien illustrée par les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ très élevés (entre +10,0 et +15,2 ‰, Fig. 5.17) calculés pour le fluide parent des ciments structuraux pré-, syn- et tardi-imbrication dans les groupes de Beekmantown et de Trenton. Ces valeurs élevées sont caractéristiques des fluides métamorphiques (Sheppard, 1986) quelle que soit leur source ultime (météorique, bassinale, etc.). L'influence d'un fluide métamorphique se reflète aussi dans les salinités très basses calculées pour certains AIF des ciments structuraux (jusqu'à 0,2 ‰ pour l'AIF 2 de l'échantillon S-305.1, Appendice A5 et Fig. 5.11). Bien que dans le domaine de la diagenèse classique (avant le stade de l'anchizone) de telles salinités évoquent essentiellement un fluide météorique, les fluides métamorphiques peuvent présenter des salinités similaires (Hoefs, 1987; Yardley et Graham, 2002) en particulier lorsque l'eau de mer évoluée, saline, a déjà été évacuée au cours de la compaction et que l'essentiel du fluide métamorphique est généré par l'expulsion de l'eau interfoliaire des minéraux argileux (Yardley et Graham, 2002). Il convient également de souligner qu'un fluide météorique peu salin, piégé dans le sédiment au début de l'histoire diagénétique de celui-ci, aura eu le temps de se rééquilibrer avec l'encaissant et de devenir plus salin au cours de la diagenèse d'enfouissement, donc avant la précipitation des ciments structuraux étudiés. En outre, les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ calculés pour le fluide parent ne supportent pas l'hypothèse d'un fluide d'origine météorique. Enfin les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sont très supérieurs à ceux de l'encaissant et des phases marines publiées pour les groupes de Beekmantown et de Chazy (Fig. 5.16). Le fluide peut avoir acquis son caractère fortement radiogénique lors de la déshydratation des roches du socle grenvillien et des séries clastiques qui marquent la base de l'empilement sédimentaire dans le bassin (les grès conglomératiques du Groupe de Potsdam). Il faut enfin remarquer que des variations significatives (jusqu'à 3,4 ‰) existent dans les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ calculés pour le fluide métamorphique au sein du Groupe de Trenton (Fig. 5.17). Ces variations peuvent être dues au mélange entre le fluide métamorphique et les autres fluides présents dans

l'encaissant. Bien que le rapport $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de ceux-ci n'ait pas pu être calculé, ces fluides sont nécessairement moins riches en ^{18}O que le fluide métamorphique (Sheppard, 1986; Hoefs, 1987).

Enfin le fluide d'origine magmatique (Tableau 5.3) associé aux dykes mésozoïques et aux failles décrochantes se caractérise par des valeurs de salinité élevées (jusqu'à 13,4 ‰ pour l'AIF 7 de l'échantillon S-290.1, Appendice A5). Les ciments qui ont précipité à partir de ce fluide se distinguent aussi des autres par des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{13}\text{C}$ (veines post-dykes uniquement) et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaires entre les rapports obtenus pour les ciments plus anciens (encaissant et structures pré- à tardi-imbrication) dans les Groupes de Beekmantown et de Trenton, d'une part, et d'autre part les valeurs publiées par Deines et Gold (1969), Grünenfelder *et al.* (1986) et Carignan *et al.* (1997) pour la carbonatite d'Oka (Mésozoïque) au Québec (Figs. 5.7, 5.8 et 5.16; Tableau 5.2). Les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ des fluides parents des ciments d'une faille décrochante (échantillon S-240.1, calcitique) et d'une veine post-dyke (S-290.1, dolomitique) peuvent être estimés à +6,7 et +2,6 ‰, respectivement (Fig. 5.17).

5.5.2.2) Évolution thermique et profondeur d'enfouissement de l'écaille

Les données microthermométriques indiquent que les fluides impliqués dans la cimentation des structures les plus anciennes avaient une température très élevée, allant jusqu'à 245,3°C (Fig. 5.10D). La déformation des roches de l'écaille de Saint-Dominique a donc débuté en enfouissement, après que la maturation de la matière organique présente dans les roches ait dépassé le stade de la fenêtre à huile (Fig. 5.18B). Ainsi l'essentiel du méthane reconnu dans les AIF examinés doit provenir du crackage des chaînes organiques au cours de la méthanogenèse.

À partir d'une température maximale de 245°C environ, la température de l'eau de mer évoluée et celle du fluide bassinale diminuent pour des ciments de plus en plus jeunes, jusqu'à un minimum de 150°C environ pour les structures syn- à tardi-imbrication (Figs.

5.10A, 5.10B, 5.10D, 5.10E et 5.11A). La température du fluide métamorphique varie à l'avenant mais selon un spectre légèrement décalé vers des températures plus basses, de 194,4 à 128,8°C (Figs. 5.10B et 5.11A). Compte tenu de sa source profonde, il n'est pas possible que les basses températures reconnues pour le fluide métamorphique reflètent sa température lors de son introduction dans les roches de l'écaïlle. La diminution progressive de la température, également observée pour l'eau de mer évoluée et pour le fluide bassinale en l'absence du fluide métamorphique (Fig. 5.11A), reflète donc plutôt l'évolution thermique du système au cours de la déformation. Dans le contexte structural de l'écaïlle de Saint-Dominique au cours du développement des structures pré-, syn- et tardi-imbrication, la diminution de température reflète plutôt la surrection tectonique de l'écaïlle au cours de son imbrication (Kenis *et al.*, 2000; Roure *et al.*, 2005) : quelles que soient leur source et leur possible déséquilibre thermique au moment de leur introduction dans l'encaissant (Vrolijk *et al.*, 1988; Lünenschloss *et al.*, 1997), les fluides impliqués se sont refroidis à mesure que diminuait la profondeur d'enfouissement de la séquence sédimentaire (Figs. 5.18C et 5.18D).

Il est possible d'estimer indirectement la profondeur de l'écaïlle au moment du développement de chacune des structures étudiées, soit en utilisant la T_h moyenne de chaque structure et un paléogradient géothermique estimé à 36,4°C/km (Yang, 1991), soit par le calcul des isochores lorsque des inclusions aqueuses et gazeuses coexistent (selon la méthode définie au Chapitre 1). Les résultats obtenus par les deux méthodes concordent (Tableau 5.4), ce qui permet d'écarter l'hypothèse d'un déséquilibre thermique causé par l'introduction d'un fluide plus chaud que l'encaissant. La diminution de température enregistrée illustrent donc bien la surrection tectonique progressive des roches de l'écaïlle depuis une profondeur minimale estimée à 6,2 km pour les structures les plus anciennes jusqu'à une profondeur d'environ 4,1 km pour les structures tardi-imbrication (profondeurs estimées pour les ciments échantillonnés dans le Groupe de Trenton).

Une température et une profondeur moyennes de 150°C et 4,1 km environ semblent ainsi

Structure	Échantillon	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ ciment calcitique (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ fluide parent (‰)	Numéro d'assemblage d'inclusions fluides	T_h (°C)		Pression (bars)	Profondeur (km) calculée par la pression et la densité moyenne de la roche	Profondeur (km) calculée par le paléogradient géothermique et la moyenne (m) des T_h
					Aqueuse	Méthane			
Veine parallèle au litage	S-062	-8,1	14,5		225,2 (m)				6,2
Faille inverse	S-108	-6,0	15,2		203,2 (m)				5,6
Veine parallèle au litage	S-230.1	-6,5	12,8		170,1 (m)				4,7
				4	187,3	-96,7	1243	4,7	
				6	174,3	-85,9	764	2,9	
Faille normale	S-131A	-5,9	11,8	12	172,0	-83,5	608	2,3	
				4	147,2	-88,2	789	3,0	
Faille normale	S-305.1	-8,8	10,0		151,0 (m)				4,1
Faille décrochante	S-240.1	-5,3	6,7		161,9 (m)				4,4
				20	90,1 (m)				2,5
					88,0	-89,3	641	2,4	

Tableau 5.4 : Estimation de la profondeur à laquelle certains ciments structuraux se sont développés. Pour les assemblages d'inclusions fluides où coexistent des inclusions aqueuses et gazeuses, les pressions sont calculées à partir d'une isochore et de la T_h des inclusions aqueuses (voir le Chapitre 1 pour le détail de la méthode). La profondeur à laquelle se sont développées les structures syn-orogéniques (veines parallèles au litage, faille inverse et failles normales) est ensuite estimée pour une densité moyenne de la colonne de roche ($2,7 \text{ g/cm}^3$). La T_h moyenne des AIF (m) est également utilisée pour estimer la profondeur d'enfouissement à partir du paléogradient géothermique ($36,4^\circ\text{C/km}$) estimé pour l'Ordovicien par Yang (1991) à partir de la réflectance de la matière organique pour les roches de Groupe de Trenton de l'écaille de Saint-Dominique. Ce gradient est aussi utilisé pour calculer la profondeur à laquelle s'est développée la faille décrochante même si, au Mésozoïque, un gradient plus élevé impliquerait une profondeur encore plus faible. Pour la localisation des échantillons, se reporter à l'Appendice A1.

correspondre à la fin de l'imbrication (Fig. 5.18D). Pour les ciments des failles décrochantes, beaucoup plus tardives, les T_h mesurées (74,8 à 128,9°C; Fig. 5.10C) et la profondeur calculée (2,5 km environ, voir commentaire au Tableau 5.4) pour l'échantillon S-240.1 attestent que le refroidissement et la surrection se sont poursuivis jusqu'à la formation des structures décrochantes au moins. Comme la remontée de l'écaille à la faveur de chevauchements ne peut plus expliquer les basses valeurs de T_h et de profondeurs obtenues, l'érosion est donc le seul mécanisme plausible pour justifier le refroidissement et l'exhumation post-imbrication de l'écaille (Fig. 5.18F).

L'âge relatif des décrochements est mal contraint par les relations de recoupement dans l'écaille de Saint-Dominique. Toutefois les travaux de Faure (1995) démontrent que des structures analogues recoupent des intrusions montréalésiennes dans le sud du Québec.

À l'échelle régionale, il se peut donc que les failles décrochantes soient contemporaines de ces intrusions d'âge Mésozoïque (Fig. 5.18F). Cette hypothèse est supportée par la profondeur de 2,5 km calculée pour la faille décrochante S-240.1, qui est compatible avec la profondeur de 2 à 3 km estimée par Eby (1984b) pour la mise en place des intrusions montréalésiennes dans la région. La contamination par un fluide d'origine magmatique, déjà invoquée pour expliquer les fortes salinités calculées pour certains AIF de l'échantillon S-240.1 (Yardley et Graham, 2002), supporte aussi cette hypothèse. Les T_h basses mesurées pour ces AIF (Fig. 5.10C) s'expliquent alors par le fait que le fluide d'origine magmatique a eu le temps (au moins en partie) d'équilibrer sa température avec celle de l'encaissant avant que les ciments de la faille décrochante étudiée ne précipitent, et ce malgré la présence de dykes montréalésiens à proximité de la faille. Dans un contexte similaire (filon couche d'un mètre d'épaisseur recoupant les calcaires argileux du Groupe de Trenton), les travaux de Bertrand *et al.* (1983) démontrent en effet que le métamorphisme de contact est restreint aux premiers mètres de l'encaissant d'un filon couche.

L'âge relatif de la veine S-290.1 est moins équivoque, puisque les relations de recoupement à l'affleurement démontrent que cette veine recoupe un dyke mésozoïque.

Comme pour la faille décrochante, un fluide d'origine magmatique était impliqué dans la précipitation des ciments de la veine. Cette cimentation doit toutefois avoir eu lieu sous un régime thermique différent, puisque les T_h mesurées sont beaucoup plus élevées que pour l'échantillon S-240.1 (Figs. 5.10C et 5.10F). Comme aucune évidence d'un enfouissement post-mésozoïque n'est documentée dans la région, la veine a dû se former à une profondeur inférieure ou égale à 3 km (Eby, 1984b) et la température élevée des fluides parents ne peut s'expliquer simplement par la profondeur d'enfouissement. Il est suggéré ici que le régime thermique qui prévalait au moment de la formation de la veine correspond au refroidissement progressif du dyke et de son encaissant après la cristallisation du magma (Carslaw et Jaeger, 1986). Compte tenu des valeurs des T_h mesurées (environ 150°C), la veine étudiée dans l'écaille de Saint-Dominique s'est vraisemblablement développée après un refroidissement significatif du dyke et de son encaissant mais avant que l'effet thermique induit par l'intrusion n'ait complètement disparu. La constance dans les T_h mesurées pour les AIF de la veine S-290.1 (Fig. 5.11B) suggère par ailleurs que les fluides impliqués (le fluide d'origine magmatique et le fluide résiduel présent dans l'encaissant) ont eu le temps d'équilibrer leurs températures respectives avant ou pendant leur mélange, avant la cimentation de la veine. La coïncidence avec les T_h mesurées pour certaines structures syn- et tardi-imbrication (Figs. 5.10 et 5.11) est donc fortuite. Au moment où la veine s'est formée, le système au voisinage du dyke était en déséquilibre thermique et la profondeur à laquelle les ciments ont précipité (inférieure à 3 km) ne peut être estimée à partir du gradient géothermique.

5.5.2.3) Régimes de circulation des fluides au sein de l'écaille

Les résultats de l'étude microthermométrie (Fig. 5.11A) montrent qu'il est possible de reconnaître l'eau de mer évoluée dans les inclusions fluides de certains ciments structuraux. Cette eau résiduelle n'a donc pas été mélangée et équilibrée avec un fluide exotique au cours de l'enfouissement avant la déformation (Fig. 5.18A). On peut présumer que la porosité et surtout la perméabilité des roches de l'écaille de Saint-Dominique ont été rapidement détruites en enfouissement, les phases diagénétiques les

plus tardives de l'encaissant, tel que révélé par l'étude des microsparites, ayant cristallisé à une profondeur inférieure à un kilomètre.

Par ailleurs, la comparaison des populations d'inclusions fluides analysées dans chaque échantillon montre qu'il est possible de distinguer chacun des fluides étrangers impliqués dans la précipitation des ciments structuraux (Fig. 5.11A). Ces fluides ont donc été introduits au cours de la déformation et les ciments ont précipité à partir de leur mélange avec l'eau de mer évoluée résiduelle avant que les fluides n'aient eu le temps de perdre leurs caractéristiques respectives. Il apparaît donc que le mélange des fluides d'origine bassinale et métamorphique avec l'eau de mer évoluée soit contrôlé par et coïncide avec le développement de la fracturation. Ce mélange a donc eu lieu de façon épisodique et répétitive au sein des roches de l'écaille, à mesure que les structures cassantes se développaient au cours de l'imbrication.

Bien que l'introduction des fluides étrangers soit contrôlée par la fracturation, les résultats de l'analyse isotopique suggèrent aussi que les caractéristiques des ciments carbonatés analysés sont au moins en partie déterminées par l'encaissant. Cette influence est essentiellement tributaire de l'interaction entre le fluide et la roche encaissante. Ainsi les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$ mesurés traduisent la précipitation des ciments structuraux à partir d'un fluide issu du mélange de l'eau de mer évoluée avec deux fluides étrangers, mais aussi de leur interaction avec la roche. L'interaction fluide/roche devait être assez faible pour que le rapport $\delta^{13}\text{C}$ des ciments précipités corresponde essentiellement au rapport de l'encaissant (Banner et Hanson, 1990). Si l'on excepte l'effet de la méthanogenèse évoqué plus haut, il est ainsi possible de distinguer les rapports $\delta^{13}\text{C}$ des ciments structuraux selon leur position stratigraphique (Fig. 5.12). Dans le cas des isotopes de l'oxygène en revanche, cette interaction n'était pas suffisante pour masquer le fort enrichissement en isotopes lourds de l'oxygène, qui caractérise le fluide métamorphique. Dans ce cas précis la coïncidence entre les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ mesurés pour les ciments structuraux et les microsparites de l'encaissant est fortuite, la différence dans les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ calculés pour les fluides parents étant compensée par la différence dans les températures de précipitation. La variation de salinité observée pour

les fluides parents des ciments structuraux semble ainsi n'exercer qu'une influence marginale en regard de l'effet de la température de précipitation. Les résultats de l'analyse des inclusions fluides permettent donc de raffiner l'interprétation et d'écarter certaines des hypothèses avancées à partir de la seule analyse des isotopes stables dans la section 4.5.3.

Le contrôle stratigraphique exercé par l'encaissant transparaît également dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés. Dans le cas du Groupe de Trenton, la constance dans ces rapports mesurés pour les ciments structuraux et leur similitude avec le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'encaissant et les rapports publiés pour les ciments marins (Fig. 5.14) dénote une interaction eau/roche faible. *A contrario*, les variations importantes reconnues dans le cas des ciments calcitiques du Groupe de Beekmantown (et de Chazy dans une moindre mesure, Fig. 5.14) témoignent d'une plus grande variabilité dans les degrés d'interaction, variabilité qui peut être expliquée au moins en partie par l'hétérogénéité des unités lithologiques ou de l'histoire diagénétique de chacun de ces groupes (Banner, 1995). Ainsi le caractère fortement radiogénique des ciments structuraux analysés dans les roches du Groupe de Beekmantown peut refléter l'influence du fluide d'origine métamorphique déjà évoquée à la section 5.5.2.1, mais aussi la présence de minéraux évaporitiques riches en potassium et en rubidium (Fortin, 1987), la désintégration radioactive du rubidium produisant en effet un excès de ^{87}Sr . Alternativement, le fort enrichissement en ^{87}Sr documenté pour les ciments structuraux dans les groupes de Beekmantown et de Chazy peut aussi s'expliquer par la présence de ciments météoriques enrichis en strontium radiogénique et précipités lors de la période d'émergence consécutive à la migration du bombement périphérique (voir la section 1.4.2.5). Ces ciments météoriques auraient ensuite été dissous et le strontium radiogénique aurait été préservé dans le fluide à partir duquel ont précipité les ciments structuraux. Ainsi, quelle que soit la source ultime du ^{87}Sr , les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés pour les ciments structuraux échantillonnés dans les groupes de Beekmantown et de Chazy reflètent l'influence du fluide résiduel encore présent dans l'encaissant au moment de l'introduction des fluides étrangers.

Contrairement aux cas précédents, le contrôle exercé par l'encaissant semble moindre pour les ciments carbonatés des structures les plus tardives (veines post-dykes et failles décrochantes parallèles au litage). Ainsi certains ciments structuraux qui recourent l'encaissant calcaire du Groupe de Trenton sont de nature dolomitique, ce qui n'est jamais le cas pour les ciments plus anciens (échantillon S-322.1d, Fig. 5.12). Surtout les rapports isotopiques mesurés pour ces ciments se démarquent fortement des champs de l'encaissant correspondant, qu'il s'agisse des rapports $\delta^{13}\text{C}$ (ciments de failles décrochantes S-322.1d, S-322.1 et S-135, Fig. 5.12) ou des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (veines post-dykes S-290.1 et S-316.1, failles décrochantes 301.1 et 320.1, Fig. 5.14). Dans tous ces cas, les valeurs anormales de ces rapports suggèrent que l'interaction entre l'encaissant et le fluide d'origine magmatique était caractérisée par un rapport eau/roche élevé.

L'introduction d'un fluide d'origine magmatique dans les roches de l'écaille après l'imbrication de celle-ci permet enfin d'expliquer les valeurs de salinité et de T_h atypiques obtenues pour un AIF de l'échantillon S-062 et deux AIF pour l'échantillon S-240.1. Il est possible en effet que les structures correspondantes (respectivement une veine parallèle au litage et la faille décrochante) aient été partiellement réactivées lors de l'intrusion des dykes montérégiens : les fluides piégés dans certains AIF refléteraient alors le mélange entre le fluide d'origine magmatique et le fluide résiduel encore présent dans l'encaissant au Mésozoïque.

5.5.3) Cadre régional de l'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique

Il a été établi au Chapitre 3 que l'histoire structurale des écailles de carbonates débutait avant l'orogénie taconienne avec le développement de failles normales syn-sédimentaires. Les ciments de ces failles n'étant pas échantillonnables et n'ayant pas fait l'objet d'une analyse dans le présent chapitre, l'étude de l'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique débute ici avec l'enfouissement et la précipitation ou la recristallisation de ciments carbonatés à partir de l'eau de mer évoluée, à faible température et faible

profondeur (moins d'un kilomètre, Fig. 5.18A). Les phénomènes de poronécrose associés à la diagenèse d'enfouissement ont rapidement limité la circulation de fluides étrangers au sein de l'écaïlle.

La fracturation des roches de l'écaïlle durant l'orogénie taconienne favorise ensuite l'introduction de fluides d'origine bassinale et métamorphique et leur mélange avec l'eau de mer évoluée encore présente dans la roche, avant, pendant et jusqu'à la fin de l'imbrication (Figs. 5.18B, 5.18C et 5.18D). Le fluide bassinale a pu être expulsé des parties plus internes du bassin au cours de l'enfouissement sédimentaire puis tectonique (Oliver, 1986; Sangster *et al.*, 1994; Ross, 2000). Il aurait ainsi migré vers les écaïlles par le biais d'aquifères stratigraphiques (Machel et Cavell, 1999) tels les grès du Groupe de Potsdam, ou plus vraisemblablement le long de failles de chevauchement majeures (Roberts, 1991; Ge et Garven, 1994; Travé *et al.*, 1998a, 1998b, 2000; Henry, 2000; Moretti *et al.*, 2000, 2002). La présence d'un fluide d'origine métamorphique est plus inhabituelle, mais elle est aussi reconnue dans le cas de l'écaïlle de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003) ainsi qu'au front d'autres orogènes (Kastner *et al.*, 1991; Larroque *et al.*, 1996; Muchez *et al.*, 1998; Dewever *et al.*, 2006). L'enfouissement sédimentaire ou tectonique ne suffisent généralement pas à expulser les fluides métamorphiques profonds du cœur du bassin vers l'avant-pays, et des mécanismes alternatifs doivent être envisagés pour expliquer la mobilisation du fluide métamorphique (Oliver, 1996), en particulier le chevauchement des séries sédimentaires les plus anciennes par des écaïlles de socle (Fyfe and Kerrich, 1985; McCaig, 1997; Machel et Cavell, 1999). Dans les Appalaches du sud du Québec, des failles de socle inversées sont interprétées en sismique à l'est de la région d'étude (Castonguay *et al.*, 2006), dont la réactivation au cours de l'orogénie taconienne pourrait avoir induit l'expulsion de fluides d'origine métamorphique. Alternativement, il est aussi possible que la réactivation des failles de socle en failles normales sous le poids des nappes ait conduit au même résultat (Muchez *et al.*, 2000).

Dans le cas de l'écaïlle de Saint-Dominique le développement des structures les plus anciennes (pré-imbrication) correspond à une profondeur estimée de l'ordre de 6,2 km (Fig. 5.18B). Cette valeur est proche de la profondeur maximale d'enfouissement de 7,9

km estimée par Yang (1991) à partir d'une étude des pouvoirs réflecteurs pratiquée sur des fragments de matière organique prélevés dans les roches du Groupe de Trenton, et compatible aussi, dans un cadre plus régional, avec les résultats de Héroux et Bertrand (1991) qui estiment que l'imbrication des écailles dans le sud du Québec aurait débuté après qu'un enfouissement de 5,6 à 7,5 km eut été atteint. L'imbrication de l'écaille de Saint-Dominique s'est poursuivie jusqu'à une profondeur estimée à 4,1 km pour le Groupe de Trenton (Fig. 5.18D).

L'étude diagénétique révèle en outre que les structures les plus précoces ont précipité à partir des fluides les plus chauds (jusqu'à 245°C environ pour Saint-Dominique, Fig. 5.18B). Pour la première écaille au moins, ces températures élevées correspondent au degré de maturation élevé atteint par la matière organique présente dans les roches (stade des gaz secs voire de l'anchizone; Yang, 1991; Nowlan, 2003). Les hydrocarbures liquides qui ont pu être générés au cours de l'enfouissement ont donc été chauffés et détruits avant l'imbrication de sorte qu'ils n'ont pas pu migrer vers les fractures à l'état liquide, seul le méthane étant préservé à des températures aussi élevées. Ceci est en accord avec 1) l'absence de migrabitumes remarquée dans les failles et les veines étudiées, 2) l'absence d'hydrocarbures liquides dans les AIF analysés et 3) la présence de méthane en inclusions dans certains ciments structuraux (cette étude et les résultats de Yang, 1991). À l'échelle du sud du Québec ces résultats sont compatibles avec ceux obtenus par Héroux et Bertrand (1991), Yang (1991) et Bertrand et Lavoie (2006), qui ont montré que la maturation thermique maximale de la matière organique des écailles prédatait l'imbrication de celles-ci. C'est aussi ce qui est observé dans le cas de l'écaille de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003), où les migrabitumes ne sont associés qu'aux ciments des fentes de tension pré-imbrication.

Toutefois l'examen pétrographique de certains ciments structuraux pré-, syn- et tardi-imbrication de l'écaille de Saint-Dominique révèle la présence de migrabitumes dans les stylolites tectoniques qui recoupent ces ciments. Seule une seconde phase de maturation peut expliquer cette migration post-imbrication, mais les roches mères potentielles présentes dans l'écaille (sommet du Groupe de Trenton) sont déjà supramatures à ce

moment-là. Les modélisations de l'évolution thermique du bassin appalachien proposées par Bertrand et Lavoie (2006) indiquent que la source de cette seconde génération d'hydrocarbures pourrait correspondre aux shales de l'avant-pays, dont la maturation est plus tardive (Ordovicien tardif à Dévonien tardif). Les travaux de Bertrand *et al.* (2003) vont aussi dans ce sens et démontrent que la migration des hydrocarbures au sein de l'écaille de Saint-Flavien s'est déroulée en deux étapes, pré- et post-imbrication. Ce modèle est similaire à celui proposé ici pour l'écaille de Saint-Dominique (Fig. 5.18E). Dans ce cas, les hydrocarbures liquides les plus tardifs pourraient provenir des flyschs (Groupe de Sainte-Rosalie) situés immédiatement dans le mur de l'écaille, et auraient percolé vers la surface à travers les roches de l'écaille à la faveur des plans de clivage et les stylolites tectoniques.

Après l'imbrication des écailles et la migration tardive d'hydrocarbures, la longue période de quiescence qui s'étale de la fin de l'Ordovicien à l'Actuel est essentiellement caractérisée par la lente exhumation des écailles par dénudation (Figs. 5.18E à 5.18G). L'épisode de sédimentation qui a eu lieu au Dévonien, attesté par des clastes et des fossiles dans la Brèche de l'Île Sainte-Hélène à Montréal, n'a pas perturbé cette évolution de façon significative, bien qu'il puisse être responsable du second épisode de maturation. Aucune structure n'a été documentée dans les écailles, qui aurait pu se former au cours des orogénies acadienne et alléghanienne. Les dernières structures à s'être développées sont des veines recoupant des dykes montérégiens et des failles décrochantes reconnues dans l'écaille de Saint-Dominique. Ces deux types de structures témoignent de la circulation de fluides d'origine magmatique dans les roches de l'écaille au Mésozoïque, lors de la mise en place des intrusions montérégiennes à une profondeur estimée à environ 2,5 km (Fig. 5.18F).

5.6) Conclusion

L'étude pétrographique des ciments structuraux échantillonnés dans l'écaille de Saint-Dominique révèle que l'essentiel de ces ciments est de nature carbonatée et qu'une

fraction quartzique mineure est souvent associée (contemporaine) à la précipitation des ciments calcaires et dolomitiques. Une phase quartzique plus tardive est également reconnue. L'examen d'un certain nombre d'échantillons révèle aussi que le développement des structures n'est pas contemporain de la migration des hydrocarbures liquides, seul le méthane étant reconnu en inclusions dans les ciments carbonatés et quartziques. Des migrabitumes sont cependant associés aux stylolites qui recoupent les structures pré-, syn- et tardi-imbrication, ce qui implique que la maturation des hydrocarbures dans la région d'étude ait eu lieu à deux moments différents (pré- et post-imbrication). Les structures les plus tardives, vraisemblablement d'âge Mésozoïque, sont en revanche recoupées par des stylolites tectoniques dépourvus de migrabitumes.

L'analyse des inclusions fluides et des rapports isotopiques des ciments structuraux permet de raffiner et de généraliser les conclusions et interprétations déjà proposées au Chapitre 4 à partir des seuls isotopes stables. Entre autres apports, les données microthermométriques et isotopiques révèlent ainsi qu'un fluide bassinale et un fluide métamorphique ont été mêlés à l'eau de mer évoluée durant la déformation. L'introduction de ces fluides doit se conjuguer à la diminution de température consécutive à la surrection tectonique puis à l'érosion pour expliquer la covariation des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$. Déjà reconnue au chapitre précédent, cette covariation n'avait alors été interprétée qu'à l'aune de la variation de température et de la méthanogenèse. Enfin un fluide d'origine magmatique est associé aux structures les plus tardives, notamment aux failles décrochantes parallèles au front orogénique. Ce fait nouveau indique que ces failles, dont l'âge relatif était par ailleurs mal contraint par les relations de recoupement (Chapitre 3), se sont vraisemblablement développées au Mésozoïque.

Finalement, les données obtenues permettent de jeter les bases géochimiques de l'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique tout au long de son histoire structurale. L'évolution ainsi reconnue raffine et clarifie l'histoire diagénétique des écailles de carbonates telle qu'elle est révélée par des études régionales (maturation thermique) et ponctuelles (écaille de Saint-Flavien).

Chapitre 6

L'évolution des écailles de carbonates imbriquées au front des Appalaches du sud du Québec : **Synthèse et conclusion**

*Tout à reprendre. Tout à redire.
Et la faux du regard sur tout l'avoir menée !
(Vents, Saint-John Perse)*

6.1) Introduction

L'évolution des écailles de carbonates imbriquées au front des Appalaches du sud du Québec (entre Drummondville et la frontière avec le Vermont) a été abordée en quatre étapes au cours des chapitres précédents. Cette étude multidisciplinaire a permis 1) d'établir la géométrie d'ensemble du front orogénique, 2) de caractériser le style structural des écailles de carbonates, 3) de souligner l'importance des décollements parallèles au litage dans la déformation d'une écaille, et enfin 4) d'établir la nature et l'évolution des fluides impliqués lors de la déformation. À l'heure des bilans, il s'agit à présent d'examiner comment ces résultats s'intègrent dans un cadre régional plus vaste et s'ils sont représentatifs de l'évolution tectonique et diagénétique de l'ensemble des écailles de carbonates imbriquées au front des Appalaches du sud du Québec. Il convient également d'établir dans quelle mesure la région d'étude peut servir d'analogie pour mieux comprendre l'évolution tectonique et diagénétique d'autres fronts orogéniques, et inversement.

6.2) Évolution structurale et diagénétique des écaïlles de carbonates dans le sud du Québec sur la base des résultats de la présente étude

6.2.1) Évolution pré-orogénique

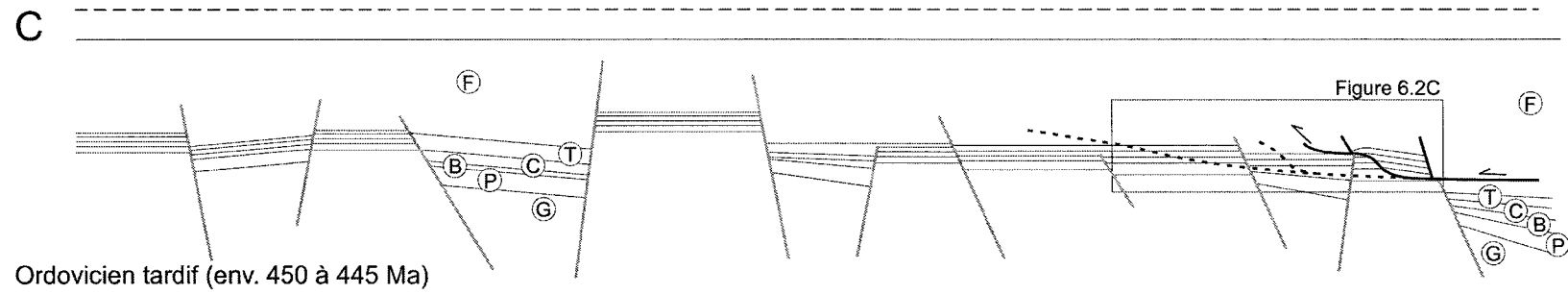
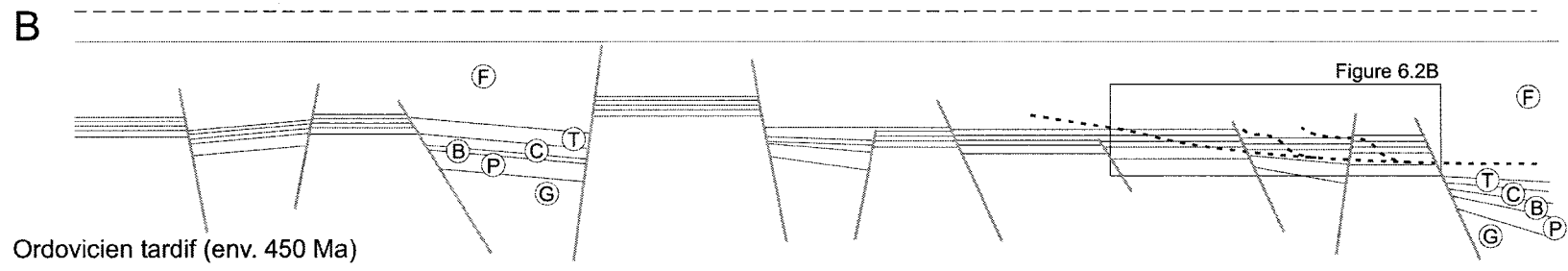
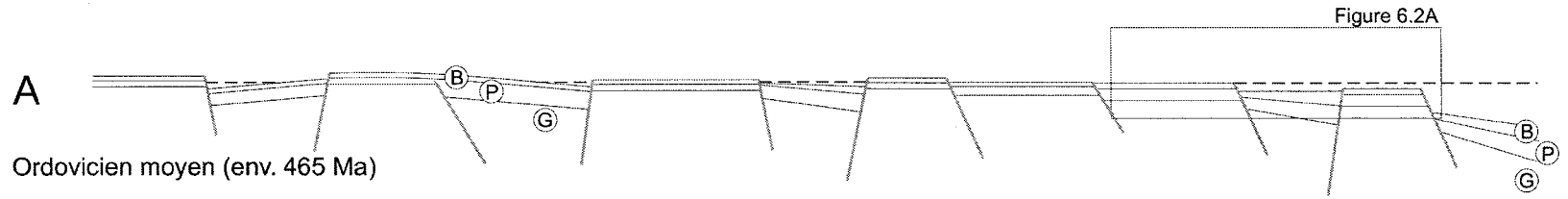
6.2.1.1) Structure

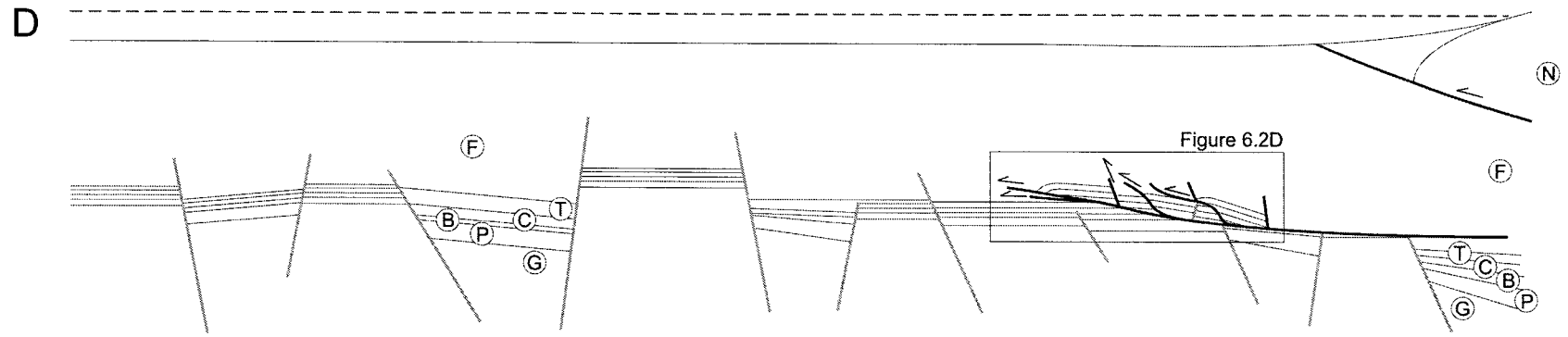
Bien avant l'orogénie taconienne, l'histoire tectonodiagénétique des écaïlles de carbonates a débuté au Cambrien et à l'Ordovicien avec le dépôt des roches de la plate-forme en discordance sur le socle grenvillien (Fig. 6.1A). L'activité tectonique à l'époque était caractérisée par le développement et la réactivation de failles de socle, activité qui s'est prolongée au moins jusqu'au dépôt des flyschs syn-orogéniques à l'Ordovicien tardif (450 Ma environ, Fig. 6.1B). Bien qu'une seule faille normale syn-sédimentaire ait été documentée à l'affleurement dans les écaïlles de carbonates (Fig. 3.9C), des structures similaires sont reconnues à travers l'ensemble de la plate-forme dans le domaine autochtone (Fig. 2.11 ainsi que Mehrrens, 1988a, 1988b; St-Julien, 1982; Lavoie, 1994). L'architecture générale de la plate-forme avant son imbrication est ainsi définie par des systèmes de grabens et demi-grabens et par des failles normales disposées en relais (Figs. 2.5 à 2.11 ainsi que SOQUIP, 1982, 1984; St-Julien *et al.*, 1983; Castonguay *et al.*, 2006). La distribution de ces failles a en partie contrôlé la géométrie et la compartimentalisation des futures écaïlles, soit parce que les failles ont été réactivées en décrochements ou inversées après avoir été recoupées par un chevauchement, soit parce qu'elles isolent des blocs d'épaisseurs stratigraphiques différentes, soit encore parce qu'elles ont servi de rampes lors de la propagation des chevauchements. Reconnue dans la région d'étude, cette influence est également documentée au sud de la frontière dans les États de New-York et du Vermont (Hayman et Kidd, 2002) et vers le nord-est dans la région de Québec (Diego Rodriguez, Université Laval, Québec, thèse de maîtrise en cours). La morphologie stratigraphique et structurale hétérogène de la marge avant l'imbrication est donc l'un des facteurs majeurs qui ont déterminé l'architecture finale des écaïlles de carbonates.

6.2.1.2) Diagenèse

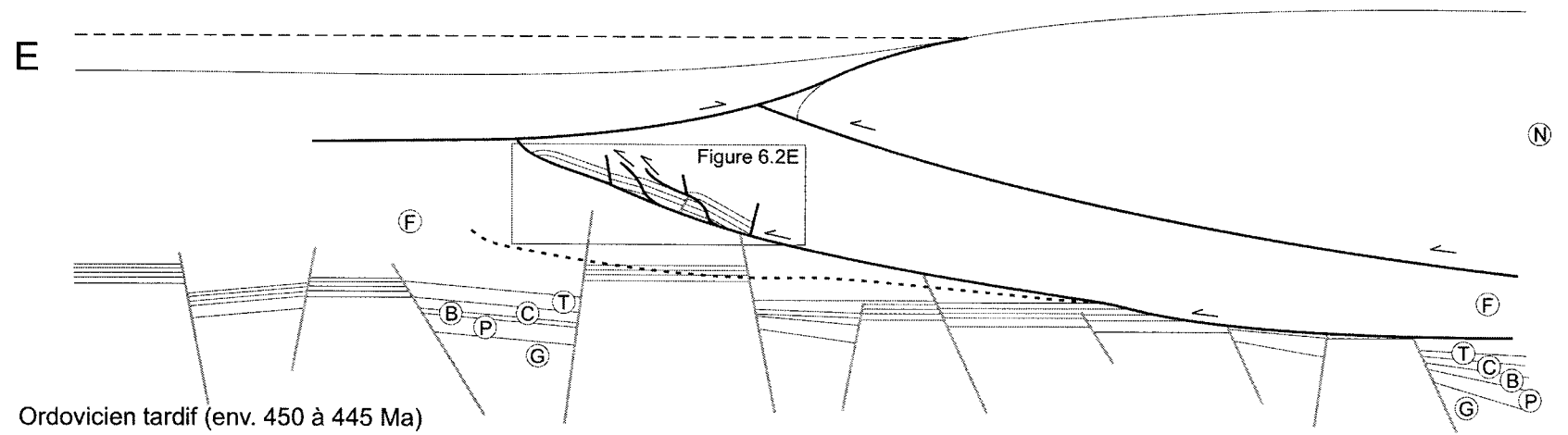
L'histoire diagénétique des roches de la plate-forme avant leur imbrication, si elle correspond largement à l'évolution diagénétique normale d'un bassin sédimentaire d'après les études antérieures (diagenèse marine précoce et météorique puis d'enfouissement), est aussi fortement marquée par le développement de l'orogène appalachien. Ainsi l'empilement des nappes dans l'arrière-pays s'accompagne du bombement de la lithosphère dans l'avant-pays à l'Ordovicien moyen (*peripheral bulge*, Jacobi, 1981; Bradley et Kidd, 1991; Dix et Al Rohdan, 2006), auquel sont localement associés des phénomènes de dissolution (karstification) qui témoignent de la circulation de fluides d'origine météorique (Fig. 6.2A ainsi que Paradis et Lavoie, 1996; Chi *et al.*, 2000; Kirkwood *et al.*, 2000; Bertrand *et al.*, 2003; Paradis *et al.*, 2004). L'enfouissement tectonique dans l'arrière-pays au début de l'orogénie taconienne, à l'Ordovicien tardif, (450 Ma environ) entraîne aussi l'expulsion vers la marge du bassin de fluides chauds, salins et réducteurs qui contribuent au développement de la porosité dans les roches de l'avant-pays par la réduction thermochimique des sulfates ainsi qu'à la précipitation de

Figure 6.1 : Schéma illustrant l'évolution structurale d'une écaille de carbonates de plate-forme imbriquée au front des Appalaches du sud du Québec. Pour des raisons d'échelle, le sens de circulation des fluides au sein des écailles de même que les déformations mésoscopiques sont représentés sur la Figure 6.2. (A) : Dépôt des roches des groupes de Potsdam puis Beekmantown sur le socle grenvillien faillé. La migration du bombement périphérique en avant des nappes taconiennes réactive certaines failles normales et provoque l'émersion de certains horsts. (B) : Approfondissement du bassin et dépôt des roches des groupes de Chazy, Black River et Trenton, ainsi que des flyschs de l'Utica et du Lorraine sus-jacents. (C) : Début de l'imbrication, avec propagation de failles de chevauchement à travers les flyschs et les roches de la plate-forme. (D) : Imbrication des roches de la plate-forme, avec propagation des failles de chevauchement et développement des plis associés. (E) : L'écaille est séparée de la plate-forme et chevauchée sur les flyschs. La déformation se poursuit au sein de l'écaille. (F) : Développement d'une nouvelle écaille à mesure que le front orogénique progresse vers l'avant-pays. Phase finale de l'imbrication avec les flyschs. (G) : Longue période d'érosion interrompue au Mésozoïque par un épisode magmatique (non représenté). G : Socle grenvillien, P : Groupe de Potsdam, B : Groupe de Beekmantown, C : Groupe de Chazy, T : groupes de Black River et Trenton indifférenciés, F : flyschs indifférenciés (Shale d'Utica, Groupe de Sainte-Rosalie, Groupe de Lorraine), M : molasses indifférenciées (Groupe de Queenston), N : Nappes taconiennes indifférenciées. Les âges approximatifs sont tirés de Lavoie (1994), Glassmacher *et al.* (2003), Sasseville *et al.* (2005) et Bertrand et Lavoie (2006), en utilisant les zones à graptolites compilées par Globensky (1987) et datées par Webby *et al.* (2004). Les échelles métriques (sans exagération verticale) sont choisies pour respecter les dimensions approximatives des structures observées en sismique dans le sud du Québec (Chapitre 2 et Castonguay *et al.*, 2006).





Ordovicien tardif (env. 450 à 445 Ma)



Ordovicien tardif (env. 450 à 445 Ma)



minerais de plomb, zinc et baryte (minéralisations de type Mississippi Valley, Tassé et Schrijver, 1989; Héroux et Tassé, 1990; Paradis et Lavoie, 1996; Paradis *et al.*, 2004). De tels phénomènes sont documentés à des degrés divers dans le domaine autochtone à travers tout le sud du Québec et jusque dans le sud-est de l'Ontario (Dix *et al.*, 1998; Dix et Robinson, 2003), ainsi que dans les écailles de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003) et d'Upton (Paradis et Lavoie, 1996; Paradis *et al.*, 2004). Bien que cela ne soit pas démontré, il est vraisemblable que la structuration du bassin en horsts et grabens ait en partie contrôlé la distribution des zones de recharge pour l'eau météorique (individualisation de zones émergées) ainsi que la circulation des eaux bassinales (compartimentalisation ou juxtaposition des aquifères et des aquitards par les failles normales). L'évolution diagénétique précoce des roches des futures écailles de carbonates est donc tributaire, au moins en partie, de la structuration initiale du bassin. Ces considérations, si elles ne doivent pas être rejetées, ne sont cependant pas vérifiables avec les données disponibles pour l'écaille de Saint-Dominique. Plus significatifs dans l'évolution diagénétique des écailles sont les phénomènes de poronécrose qui, au cours de l'enfouissement (Ordovicien moyen et tardif), ont rapidement limité la circulation de fluides étrangers. Ainsi dans le cas de l'écaille de Saint-Dominique, l'eau de mer évoluée est préservée dans l'encaissant jusqu'au début de l'imbrication (Tableau 5.3).

C'est aussi durant l'enfouissement sédimentaire puis tectonique qui précède l'imbrication que la matière organique présente dans les roches des futures écailles a subi l'essentiel de sa maturation (Héroux et Bertrand 1991; Bertrand et Lavoie, 2006), atteignant le stade des gaz secs voire le début de l'anchizone dans le cas de l'écaille de Saint-Dominique (Yang, 1991). Les hydrocarbures liquides qui ont pu être générés avant ce stade (Fig. 6.2B) ont alors été détruits avant de pouvoir migrer dans les fractures. Seul le méthane a été préservé et se retrouve en inclusions dans les ciments structuraux associés à l'imbrication de l'écaille de Saint-Dominique.

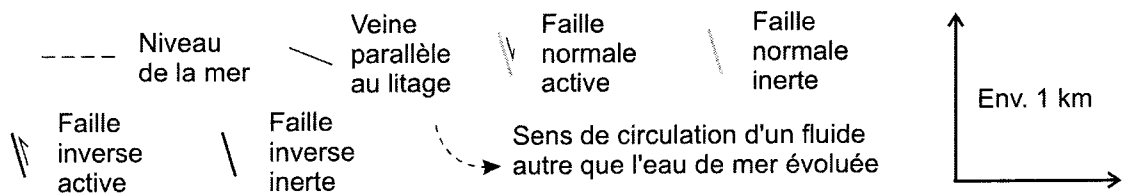
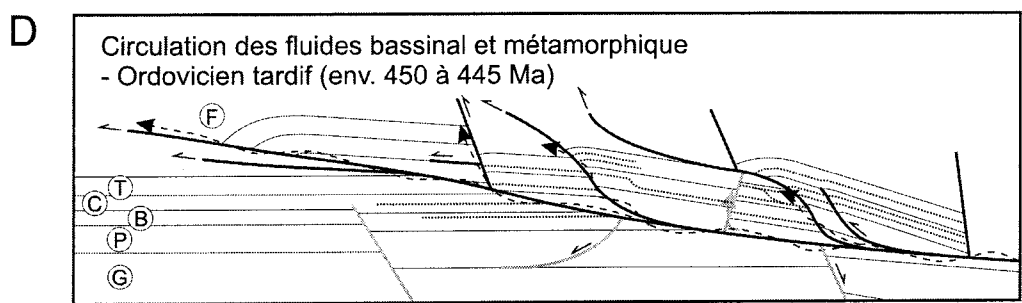
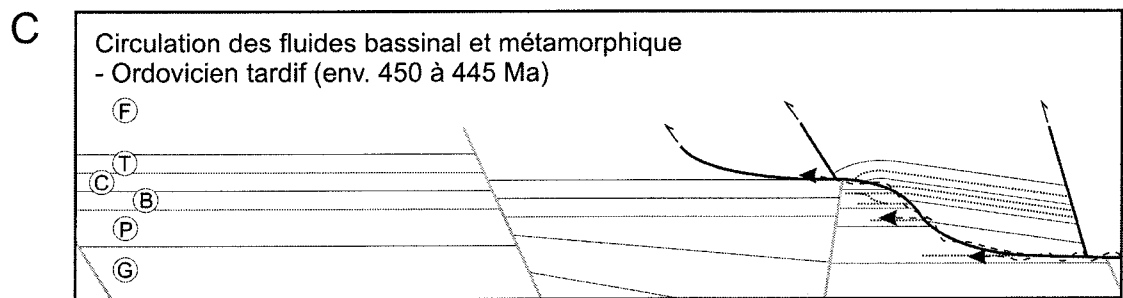
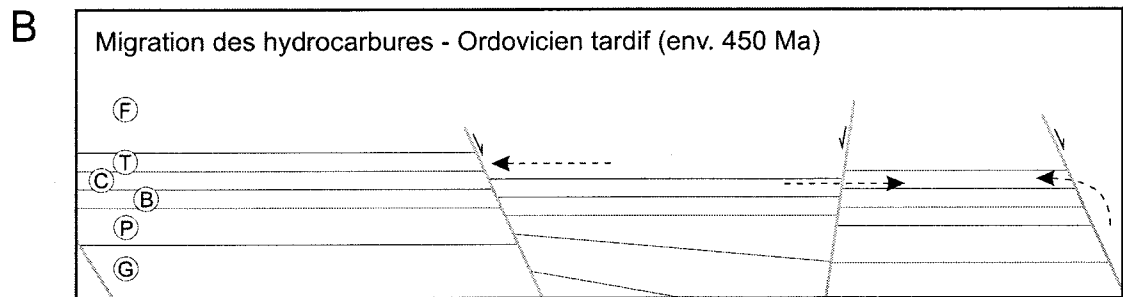
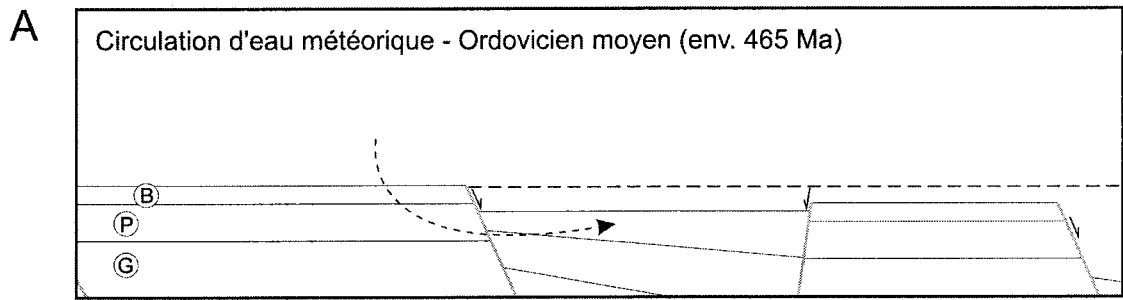
6.2.2) Évolution syn-orogénique

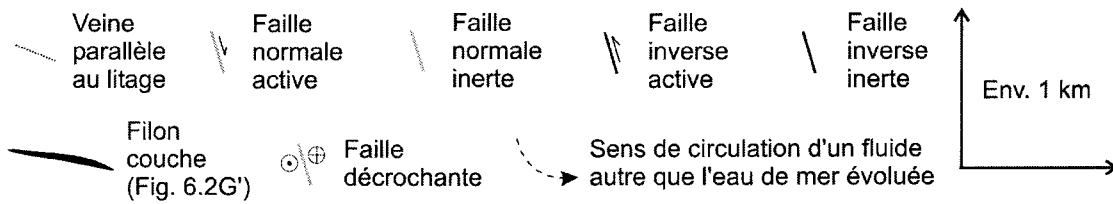
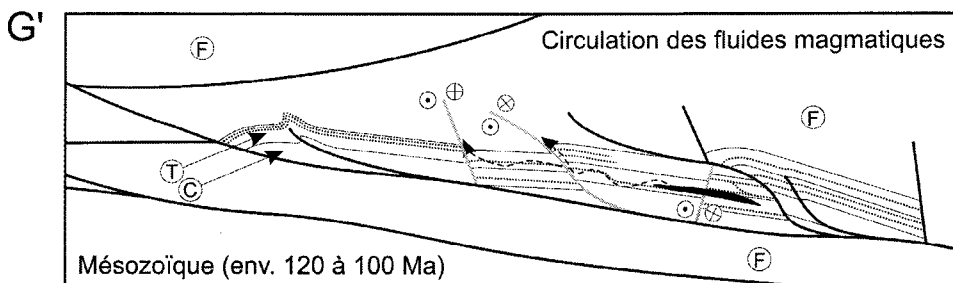
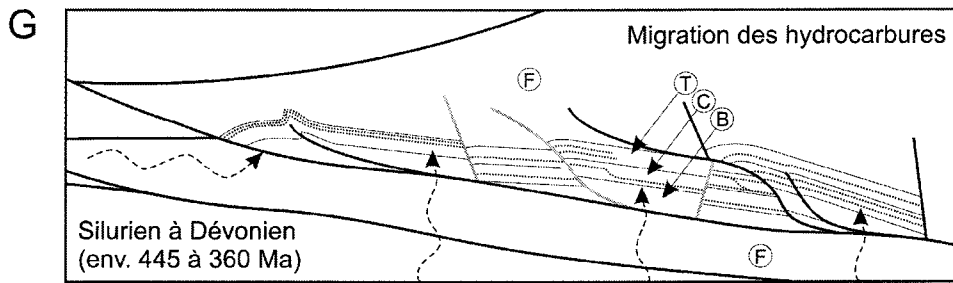
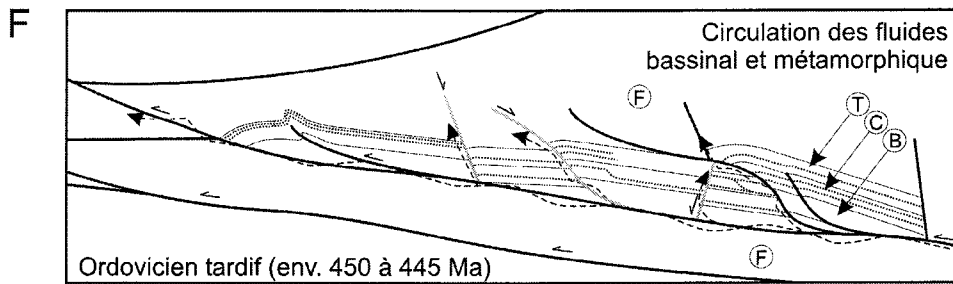
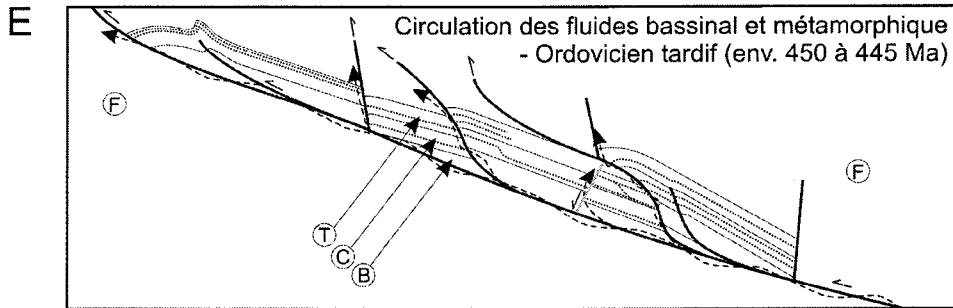
6.2.2.1) Structure

Les observations de terrain révèlent une évolution tectonique commune pour les écailles affleurantes (Chapitre 3). Combinées aux résultats de l'interprétation sismique (Chapitre 2 ainsi que Laroche, 1983; Castonguay *et al.*, 2006) et aux données publiées pour l'écaille de Saint-Flavien (Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003), ces observations permettent de définir un modèle commun pour l'évolution structurale des écailles de carbonates au cours de l'orogénie taconienne (Ordovicien tardif, entre 450 et 445 Ma, Figs. 6.1C à 6.1F et 6.2C à 6.2F).

En premier lieu, la structure générale des écailles est caractérisée par de longs plans de décollement à la base et par une imbrication en duplex à pendages vers l'arrière-pays

Figure 6.2 : Schéma illustrant le détail de l'évolution structurale et de la circulation des fluides au sein d'une écaille de carbonates de plate-forme imbriquée au front des Appalaches du sud du Québec. Se reporter à la Figure 6.1 pour une vue d'ensemble. (A) : Après le dépôt des roches du Groupe de Beekmantown, une phase d'émersion permet l'introduction d'eau météorique dans les roches de la plate-forme. (B) : L'enfouissement consécutif au dépôt des roches du Groupe de Chazy jusqu'aux flyschs de l'Utica et du Lorraine provoque la maturation de la matière organique et la migration d'hydrocarbures depuis le sommet du Groupe de Trenton et les flyschs vers les roches de la plate-forme. (C) : Le début de l'imbrication est marqué par le plissement, le développement de failles de chevauchements et de veines parallèles au litage, et par l'inversion de failles normales. Pour des raisons de clarté, le clivage, les stylolites tectoniques et les veines non parallèles au litage ne sont pas représentés sur cette figure et les suivantes. Des fluides d'origine bassinale et métamorphique sont introduits dans les roches de l'écaille à la faveur des failles de chevauchement, et se mêlent à l'eau de mer évoluée encore présente dans la roche. (D) : Poursuite de l'imbrication et du développement des structures citées dans l'étape (C), développement de failles normales de façon épisodique lors du relâchement des contraintes entre deux phases de contraction. Les fluides impliqués sont les mêmes que dans l'étape (C). (E) : Poursuite de l'imbrication dans les mêmes conditions qu'à l'étape (D). Baisse progressive de la température du système au cours de la surrection tectonique. (F) : Dernière phase de l'imbrication, essentiellement marquée par le relâchement des contraintes compressives et le développement de failles normales néoformées ou par réactivation des failles inverses. (G) : Enfouissement sous les sédiments post-orogéniques (possiblement au Dévonien) et maturation de la matière organique dans les flyschs de l'avant-pays. Migration d'hydrocarbures vers les roches de l'écaille le long des plans de clivage et des stylolites. (G') : Mise en place de dykes (non représentés) et de sills à travers les roches de l'écaille au Mésozoïque, et réactivation de plans de faiblesse préexistants (failles normales et inverses) en décrochement. Des fluides d'origine magmatique se mêlent aux fluides résiduels et circulent dans les failles de décrochement. G : Socle grenvillien, P : Groupe de Potsdam, B : Groupe de Beekmantown, C : Groupe de Chazy, T : groupes de Black River et Trenton indifférenciés, F : flyschs indifférenciés (Shale d'Utica, Groupe de Sainte-Rosalie, Groupe de Lorraine), M : molasses indifférenciées (Groupe de Queenston), N : Nappes taconiennes indifférenciées. Les âges approximatifs et les échelles métriques sont tirés de la Figure 6.1.





(Figs. 2.7B et 2.8B). En l'absence de coupes structurales équilibrées, il n'est toutefois pas possible de quantifier le déplacement qu'ont subis les écaïlles. La structure interne des écaïlles est complexe et on y reconnaît plusieurs épisodes de déformation successifs. Au développement d'un clivage et de veines parallèles au litage avant même le début de l'imbrication (Fig. 4.6), succèdent des failles de chevauchement, des failles décrochantes perpendiculaires à celles-ci (failles transverses – *tear faults*) et des veines cisailantes non parallèles au litage (Figs. 4.3 et 4.6). Le plissement et les chevauchements sont également responsables de la réactivation et de la néoformation de veines parallèles au litage. Le chevauchement par des nappes, l'imbrication elle-même, le plissement et la relaxation épisodique des contraintes sont en outre responsables du développement de fentes de tension, de failles normales (Fig. 4.7C) et de la réactivation de failles inverses en failles normales (Fig. 3.7A) au cours de l'imbrication et après la fin de celle-ci. L'architecture interne des écaïlles, déjà compartimentalisée par des failles normales ancestrales, est ainsi fortement compliquée par la superposition de structures en contraction et en extension. Les relations de recoupement mutuelles entre ces deux familles de structures sont particulièrement évidentes dans les écaïlles de Saint-Dominique (cette étude; Chalaron et Malo, 1998) et de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003).

L'individualisation des chevauchements majeurs paraît bien avoir débuté à l'est et s'être propagée vers le craton selon une séquence de type *piggy-back*, conformément aux observations déjà relatées pour le sud du Québec (St-Julien et Hubert, 1975; Lebel et Kirkwood, 1998). Toutefois un petit nombre de chevauchements hors séquence est aussi reconnu à l'affleurement (Fig. 3.7). De nombreux auteurs reconnaissent également ces chevauchements hors séquence en surface et sous-surface dans le domaine parautochtone dans le sud du Québec (Comeau *et al.*, 2004; Castonguay *et al.*, 2006) et le nord-ouest de la Nouvelle Angleterre (Bosworth *et al.*, 1988; Stanley *et al.*, 1999; Hayman et Kidd, 2002). L'âge de ces chevauchements est inconnu. Ils pourraient être dévoniens et reliés à l'orogénie acadienne. Toutefois, loin de représenter réellement un épisode singulier et diachronique de la déformation, il est aussi possible que ces chevauchements « hors séquence » correspondent en fait à l'activation continue, au cours de l'orogénie taconienne, des plans de chevauchement en arrière du front de propagation de la

déformation cassante (*leading edge*), comme cela a déjà été mis en évidence dans d'autres orogènes (Meigs, 1997; Price, 2001; Butler et McCaffrey, 2005).

6.2.2.2) Diagenèse

Le début de la déformation et l'imbrication subséquente des écailles de carbonates ont débuté en enfouissement à haute température et coïncident avec l'introduction et le mélange, par le biais de la fracturation (Figs. 6.2C à 6.2F), de deux fluides étrangers au moins (Tableau 5.3 et Fig. 5.11A) : 1) un fluide d'origine bassinale, qui a pu être expulsé du cœur du bassin au cours de l'enfouissement sédimentaire puis tectonique au début de l'orogénie taconienne et 2) un fluide vraisemblablement d'origine métamorphique, qui a dû être mobilisé dans la partie la plus interne du bassin lors de la réactivation des failles de socle en failles inverses ou normales au cours de l'orogénie. C'est dans les inclusions fluides des ciments structuraux de l'écaille de Saint-Dominique que ces fluides sont le mieux documentés (Fig. 5.11A), en dépit du fort effet tampon exercé par l'encaissant sur les caractéristiques isotopiques de ces ciments (Fig. 5.17), tandis que seul le fluide métamorphique est reconnu dans le cas de l'écaille de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003).

L'imbrication des écailles (Figs. 6.1C à 6.1F) s'accompagne d'une diminution progressive de la profondeur d'enfouissement et de la température (jusqu'à 4,1 km et 150°C environ pour l'écaille de Saint-Dominique, Fig. 5.10). Les données disponibles, limitées aux seuls ciments échantillonnables dans des carottes de forages, ne permettent pas de vérifier si une telle relation est aussi valide dans le cas de l'écaille de Saint-Flavien. La diminution de température du système au cours de la remontée tectonique d'une écaille semble cependant ne pas être un phénomène particulier à la région d'étude, puisque des conclusions similaires ont été proposées pour le front de l'orogène varisque en France (Kenis *et al.*, 2000) et les Rocheuses canadiennes (Roure *et al.*, 2005).

6.2.3) Évolution post-taconienne

6.2.3.1) Structure

La lente surrection par dénudation qui fait suite à cette évolution diagénétique et tectonique mouvementée, et qui se poursuit jusqu'à l'Actuel (Fig. 6.1G), n'est perturbée que par un bref épisode magmatique au Mésozoïque. Entre 120 et 100 Ma en effet, l'intrusion de roches magmatiques à travers la croûte et la couverture sédimentaire affecte aussi les écailles de carbonates puisqu'on y documente de nombreux dykes et filons couches (Figs. 3.7A et 4.3B). Des failles décrochantes et des veines se sont vraisemblablement formées à la même époque (Figs. 3.7A, 3.7C, 3.9B et 4.7D), à une profondeur de l'ordre de 2,5 km (Tableau 5.4). Le développement des décrochements est aussi localement associé à la réactivation de veines parallèles au litage (Fig. 4.7D). Une chronologie similaire est proposée par Faure *et al.* (1996b) pour plusieurs familles de décrochements d'orientations diverses reconnues dans le domaine autochtone.

L'omniprésence des failles décrochantes à travers l'ensemble de la région d'étude souligne leur importance régionale. Des structures similaires sont d'ailleurs aussi documentées dans deux autres écailles du domaine allochtone au Québec (Paradis et Faure, 1994) et au Vermont (Stanley, 1974), mais aucune relation de chronologie relative n'a pu être établie dans ces deux cas (un âge post-taconien est cependant proposé par ces auteurs). Enfin il est possible que les failles décrochantes perpendiculaires au front orogénique qui sont documentées dans l'écaille de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003) soient de même nature et de même âge que les décrochements parallèles au front orogénique décrits ici. Cette hypothèse est supportée (mais non démontrée) par trois observations tirées de Malo *et al.* (2001b) et de Bertrand *et al.* (2003). 1) Les décrochements, dans l'écaille de Saint-Flavien, sont orientés nord-nord-est à l'instar de ceux décrits dans la région d'étude. 2) En dépit de leur orientation perpendiculaire aux structures syn-imbrication documentées dans l'écaille de Saint-Flavien, ces failles sont postérieures à l'imbrication et ne sont pas des failles décrochantes transverses (*tear faults*) développées pendant le transport tectonique de l'écaille. 3) Le développement des décrochements tardifs dans l'écaille de Saint-Flavien est vraisemblablement intervenu

après un refroidissement significatif du système ($< 125^{\circ}\text{C}$), les ciments structuraux syntaconiens étant pour leur part caractérisés par des températures beaucoup plus élevées (260°C environ).

Dans la région d'étude, les failles décrochantes parallèles au front orogénique sont les structures les plus récentes et les moins profondes qui aient été documentées. Ces structures semblent donc marquer le dernier épisode de déformation enregistré par les écailles de carbonates, bien que l'étude des failles normales qui bordent la plate-forme du Saint-Laurent révèle que le sud du Québec a connu et connaît encore des régimes de contraintes imputables à l'ouverture de l'Océan Atlantique (Wallach et Changnon, 1990; Faure *et al.*, 1996b; Rocher et Tremblay, 2001; Tremblay *et al.*, 2003; Faure *et al.*, 2006).

6.2.3.2) Diagenèse

L'enfouissement tardi- à post-taconien consécutif à l'érosion de l'orogène appalachien puis un épisode de sédimentation au Silurien et au Dévonien sont vraisemblablement responsables d'une seconde phase de maturation de la matière organique, qui n'affecte que les roches de l'avant-pays (Bertrand et Lavoie, 2006). Cet événement a laissé peu de traces dans les roches des écailles de carbonates, dont les roches mères potentielles avaient déjà atteint un stade supramature. On reconnaît toutefois dans l'écaille de Saint-Dominique des particules solides de migrabituves associées aux stylolites tectoniques qui recoupent les ciments structuraux pré-, syn- et tardi-imbrication (Figs. 5.5A, 5.5B et 5.5C). Ces migrabituves témoignent de la génération d'hydrocarbures liquides dans les shales de l'avant-pays et de leur migration dans les roches de l'écaille après l'imbrication de celle-ci (Fig. 6.2G). Quelle qu'en soit la cause (enfouissement prolongé ou hydrothermalisme tardif), la maturation des roches mères présentes dans l'avant-pays dans la région d'étude s'est ensuite prolongée au-delà du stade de la fenêtre à huile (Bertrand et Lavoie, 2006).

Le migrabitude est en revanche absent des structures post-imbrication et des stylolites qui les recourent (Fig. 5.5D) dans l'écaille de Saint-Dominique. Ces structures ont été cimentées au Mésozoïque à partir du mélange entre un fluide d'origine magmatique (Fig. 6.2G') et le fluide résiduel encore présent dans les roches de l'écaille (Tableau 5.3 et Fig. 5.11A).

6.3) Représentativité de la région d'étude

De part leur contexte tectonostratigraphique et leur évolution structurale et diagénétique, il apparaît donc que les écailles de carbonates de plate-forme qui sont imbriquées au front des Appalaches du Québec, entre Drummondville et la frontière avec le Vermont, constituent de bons analogues pour les écailles encore enfouies sous les nappes, dont l'évolution diagénétique et structurale est encore largement méconnue. Plus de cinquante écailles ont ainsi été répertoriées en sous-surface entre Montréal et Québec (Béland et Morin, 2000) mais seules une demi-douzaine ont été intersectées en forage. Parmi elles, l'écaille de Saint-Flavien (Figs. 1.7 et 2.1) est sans conteste la mieux comprise, du point de vue sédimentologique, stratigraphique, diagénétique et tectonique (Béland et Morin, 2000; Malo *et al.*, 2001a, 2001b; Bertrand *et al.*, 2003).

La comparaison entre les écailles de Saint-Dominique et de Saint-Flavien souligne combien des écailles distantes de 150 km peuvent être stratigraphiquement et structuralement similaires. Ainsi, bien que l'examen de coupes en surface dans l'écaille de Saint-Dominique rende compte de relations structurales plus complexes – et ce de manière plus exhaustive – que ne le permet l'examen des carottes disponibles pour l'écaille de Saint-Flavien, une évolution structurale sensiblement identique est reconnue pour les deux écailles. Les seules différences d'importance entre ces écailles résident dans les résultats de l'analyse diagénétique des ciments structuraux, puisque trois fluides sont reconnus dans le cas de Saint-Dominique (eau de mer évoluée, fluide bassinale et fluide métamorphique) alors que seul le dernier est associé aux ciments structuraux syn-imbrication dans l'écaille de Saint-Flavien. Cette différence peut s'expliquer par un biais

analytique, le choix des échantillons étant conditionné par le matériel disponible dans le cas de Saint-Flavien, ou alternativement refléter une différence réelle dans le régime des fluides mobilisés au cours de l'imbrication des deux écaïlles. Cette ambiguïté pourrait être levée par l'analyse, selon la méthodologie développée ici, des ciments structuraux d'autres écaïlles encore enfouies entre Saint-Dominique et Saint-Flavien (l'écaïlle de Saint-Simon en particulier, Fig. 2.3).

De manière plus générale, il convient aussi de rappeler que l'évolution thermique du bassin n'a pas eu lieu de manière homogène à l'échelle du sud du Québec et que des variations latérales dans le degré de maturation de la matière organique sont reconnues, qui vont dans le sens d'une décroissance du sud-ouest vers le nord-est (Héroux et Bertrand, 1991). Ce phénomène doit être pris en compte au moment d'établir des analogies avec l'écaïlle de Saint-Dominique. Ainsi au nord-est de la région d'étude (écaïlle de Saint-Flavien) des migrabitumes sont associés aux ciments pré-imbrication mais sont absents des ciments contemporains de l'imbrication (Bertrand *et al.*, 2003) et plus loin encore, près de Québec, les migrabitumes sont aussi présents dans les ciments structuraux syn-imbrication (Ogunyomi *et al.*, 1980; Levine *et al.*, 1991; Kirkwood *et al.*, 2000).

6.4) Comparaison avec d'autres fronts orogéniques

6.4.1) Considérations générales

Il apparaît donc que l'évolution diagénétique et tectonique des écaïlles étudiées reflète en partie les principales étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée dans le sud du Québec. Entre autres paramètres, l'évolution d'un front orogénique dépend des assemblages stratigraphiques en présence et de la géométrie du bassin au début de l'imbrication. Après d'autres, la présente étude a montré que l'architecture stratigraphique et structurale du bassin appalachien dans le sud du Québec était contrôlée par l'âge et l'orientation des failles normales qui affectent le socle et la couverture. Cette observation peut être extrapolée à l'ensemble du front taconien dans les Appalaches du Nord (Figs.

1.1 et 1.3), depuis Terre-Neuve (Waldron *et al.*, 1993; Stockmal *et al.*, 1998; Cooper *et al.*, 2001) jusqu'à la Nouvelle-Angleterre (Ando *et al.*, 1984; Bradley et Kidd, 1991). Il s'agit maintenant de déterminer dans quelle mesure l'étude du front appalachien dans le sud du Québec peut aider à mieux comprendre la nature et l'évolution d'autres fronts orogéniques, et inversement.

Il faut remarquer tout d'abord que le style structural des écailles de carbonates de plate-forme dans le sud du Québec, tel qu'il est documenté ici en sismique et à l'affleurement, ne diffère pas significativement de celui reconnu dans la plupart des fronts orogéniques. L'imbrication des écailles en duplex à pendage vers l'arrière-pays, le développement de chevauchements à vergence vers l'avant-pays, de plis asymétriques, de failles transverses et de rampes obliques, de même que le lien entre la lithologie et la nature des structures, sont par exemple des phénomènes reconnus de longue date dans les Foothills et les Front Range des Rocheuses canadiennes (Shaw, 1963; Price, 1967, 1981; Jones, 1971, 1982; Fermor, 1999). À la différence du Québec cependant, les failles de socle ne sont impliquées que de façon anecdotique dans le développement du front orogénique des Rocheuses canadiennes (Lemieux, 1999; Ross et Eaton, 1999).

L'originalité du front appalachien dans le sud du Québec réside ainsi essentiellement dans la structuration pré-orogénique de la plate-forme carbonatée. En effet, l'existence de structures ancestrales orientées parfois à angle avec la direction principale du raccourcissement conditionne en partie la localisation et l'orientation des structures en contraction développées au cours de l'imbrication. Elle complique aussi les restaurations au moyen de coupes équilibrées en deux dimensions (Dahlstrom, 1969; Woodward *et al.*, 1985) et restreint l'applicabilité du modèle du biseau critique limité par un décollement basal superficiel (*steady-state thrust wedge* ou *critical taper wedge*; Chapple, 1978; Dahlen *et al.*, 1984; Woodward, 1987), qui est généralement utilisé pour modéliser le développement des fronts orogéniques classiques (Price, 2001).

Sans se livrer à une revue exhaustive des différents fronts orogéniques – dont les morphologies peuvent être très variées (Morley, 1986; Vann *et al.*, 1986; Lacombe et

Mouthereau, 1999) – il apparaît que seul un petit nombre d’entre eux présente des caractéristiques similaires à celles observées dans le sud du Québec. En particulier, de très bonnes analogies peuvent être établies avec certaines parties du front andin, avec le front nord-pyrénéen provençal, le front alpin dans les Apennins italiennes et les massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors, ainsi qu’avec le massif ardennais (Tableau 6.1).

À l’instar du sud du Québec et contrairement par exemple aux Foothills des Rocheuses canadiennes (Tableau 6.1), ces fronts se distinguent par la structuration de la plate-forme carbonatée et du bassin d’avant-pays en horsts et grabens avant le début de l’orogénie. Les failles normales, généralement actives pendant la sédimentation, isolent des sous-bassins qui peuvent avoir connu des histoires sédimentologiques et diagénétiques distinctes. Il est à noter toutefois que ces bassins comportent pour la plupart des couches savons (évaporites ou argiles calcareux) qui facilitent la propagation des failles de chevauchement, tandis qu’au Québec les unités les plus argileuses (flyschs) reposent systématiquement sur les niveaux carbonatés. En dépit de cette différence, l’inversion de la marge au front de ces orogènes, comme dans celui des Appalaches du sud du Québec, se traduit par une imbrication définissant selon le cas des écailles ou des nappes de carbonates de plate-forme. La morphologie du socle sous-jacent, en particulier l’orientation et le rejet des failles normales qui l’affectent, contrôle en partie au moins la nature, la localisation et l’orientation des structures qui se développent dans la couverture (développement des synclinaux au-dessus des grabens, failles décrochantes transverses, rampes d’orientations variables, etc.). Certaines failles de socle sont également inversées dans l’arrière-pays (jamais au front de l’orogène *sensu stricto*). Un tel phénomène n’a pas encore été documenté avec certitude au Québec, quoique l’interprétation de certains profils sismiques suggère son existence (Castonguay *et al.*, 2006). Enfin, des failles normales peuvent se développer au cours (et à la fin) de l’imbrication lors du relâchement épisodique (et final) des contraintes compressives.

S’il est possible d’identifier des fronts orogéniques analogues à celui des Appalaches du sud du Québec, il est cependant malaisé d’en comparer de façon spécifique et rigoureuse

		Sud du Québec	Chartreuse et Vercors (France)	Ardennes (Allemagne, Belgique, France)	Apennins (Italie)	Provence (France)	Andes (Colombie, Bolivie, Pérou, Argentine)	Foothills des Rochéuses (Canada)
Structuration pré-orogénique du bassin	Failles de socle	X	X	X	X	X	X	anecdotiques
	Failles syn- sédimentaires	X	X	X	X	X	X	non
	Présence de couches savon	non	X	non	X	X	X	X
Inversion du bassin	Influence du socle sur la tectonique de couverture	X	X	X	X	X	X	minime
	Inversion des failles de socle dans l'arrière-pays	interprétée	X	X	X	X	X	X
	Inversion des failles syn-sédimentaires	X	X	indéterminé	X	X	X	non
	Failles normales syn-orogéniques	X	X	indéterminé	X	indéterminé	X	X

Tableau 6.1 : Compilation des principales caractéristiques structurales pré-orogéniques et de leurs conséquences sur la tectonique de couverture dans quatre fronts orogéniques, et comparaison avec la région d'étude. Se reporter au texte pour une discussion. La compilation a été réalisée à partir des publications ci-après. Front alpin de la Chartreuse et du Vercors : Gidon (1982, 1992, 1994, 1995, 1996, 2006), Mugnier et Gidon (1988), Gidon et Mugnier (1988) et Philippe *et al.* (1998). Front varisque : Mansy *et al.* (1997), Van Keer *et al.* (1998), Muchez *et al.* (1998, 2000), Lacquement *et al.* (1999) et Kenis *et al.* (2000). Front alpin des Apennins : Tavarnelli (1997, 1999), De Donatis (2001), Scisciani *et al.* (2001, 2002), Bigi et Costa Pisani (2005) et De Paola *et al.* (2006). Front nord-pyrénéen provençal : Roure *et al.* (1992, 1994), Lacombe et Mouthereau (1999) et Leleu *et al.* (2005). Front andin : Rochat *et al.* (1998), Cristallini et Ramos (2000), Rodriguez *et al.* (2001), Branquet *et al.* (2002), Franzese *et al.* (2003), Giacosa *et al.* (2005) et Kley *et al.* (2005). Front iaramide : Shaw (1963), Price (1967, 2001), Jones (1982), Fermor et Moffat (1992), Lebel *et al.* (1996), Lemieux (1999) et Ross et Eaton (1999).

l'évolution structurale et diagénétique des écaïlles de carbonates de plate-forme car tous ces fronts orogéniques n'ont pas fait l'objet d'études tectonodiagénétiques exhaustives et surtout, synthétiques.

Deux exemples sont brièvement présentés et discutés ici pour illustrer combien est profitable la confrontation des données obtenues pour différents fronts orogéniques comparables. Le premier exemple porte sur les massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors, où la qualité de l'affleurement a permis de bien mettre en évidence l'influence de la morphologie du socle sur la tectonique de couverture (Tableau 6.1) mais pour lesquels aucune étude – à la connaissance de l'auteur – ne met en relation l'évolution structurale et diagénétique des écaïlles de carbonates. Le second exemple illustre l'évolution tectonodiagénétique des carbonates de plate-forme présents dans les nappes imbriquées le long du front varisque (massif des Ardennes allemandes, belges et françaises). À l'inverse du premier exemple, de nombreuses études ont été publiées sur l'évolution diagénétique des carbonates dans les nappes, mais l'influence de la morphologie du socle et la présence de failles normales pré-, syn- et post-imbrication n'a pas été documentée à l'affleurement (Tableau 6.1).

6.4.2) Comparaison avec les massifs subalpins français

À l'image du front appalachien dans le sud du Québec, les massifs subalpins français de la Chartreuse et du Vercors sont caractérisés par une séquence stratigraphique individualisée en plusieurs sous-bassins bordés de failles normales (Philippe *et al.*, 1998). Le caractère précoce de ces failles est généralement attesté par l'épaississement stratigraphique reconnu dans le graben par rapport au horst, ainsi que par la présence de sédiments non déformés qui scellent les failles (Gidon, 1992). Le rejet est souvent faible (métrique à hectométrique, jamais kilométrique), de sorte que les failles s'enracinent rapidement dans des niveaux argileux ou marneux (Gidon, 1995). Contrairement à ce qui est interprété en sismique au Québec, aucune faille ne semble se prolonger dans le socle hercynien sous-jacent mais cette hypothèse ne doit pas être écartée car les relations

primitives entre la couverture et le socle ont été largement obscurcies par l'orogénèse alpine, et d'autant que des failles de socle inversées sont visibles dans l'arrière-pays (massifs cristallins externes).

Les failles normales syn-sédimentaires reconnues dans les massifs subalpins français (Fig. 6.3A) peuvent en elles-mêmes représenter des structures très complexes (disposition de ces failles normales selon un système en queue de cheval, présence de cannelures sub-horizontales ou de miroirs secondaires en relais; Gidon, 1992). À l'instar du sud du Québec, ces failles sont généralement orientées perpendiculairement aux contraintes compressives. Le plissement et l'inversion des massifs subalpins ne sont donc pas sans conséquences pour ces failles précoces (Gidon, 1982), qui peuvent ainsi être 1) simplement basculées lors du plissement (Fig. 6.3B), 2) basculées et segmentées lors du plissement par glissement et flexion (Fig. 6.3C), 3) tordues sans basculement ni segmentation à proximité des charnières (Fig. 6.4A), ou 4) réactivées en chevauchements, rétrochevauchements et décrochements. La dernière possibilité, cependant, est souvent évoquée mais jamais documentée dans les massifs subalpins des Alpes occidentales. Enfin si les failles syn-sédimentaires subissent le plissement, elles semblent aussi parfois exercer un certain contrôle sur l'emplacement des synclinaux, dont les charnières se développent préférentiellement au-dessus des grabens (Figs. 6.4A et 6.4B). L'obliquité de la direction de raccourcissement par rapport à l'orientation du bassin favorise ainsi le développement de plis en échelon, ce qui n'est pas sans évoquer l'orientation atypique des plis reconnus à la verticale d'une faille normale de socle dans le mur et le toit de la faille de Morgan's Corner, dans l'échelle de Philipsburg (Figs. 3.4 et 3.17A).

Outre les failles syn-sédimentaires, des failles normales développées durant la déformation alpine ou immédiatement après sont également documentées dans les massifs de la Chartreuse et du Vercors (Gidon, 2006), bien qu'elle soient plus rares que dans le sud du Québec (Figs. 3.7A et 3.7C). La réactivation d'anciens plans de faiblesse tels des chevauchements et rétrochevauchements selon un phénomène de glissement gravitaire est aussi proposée dans certains cas (Gamond, 1994). Finalement, la plupart des

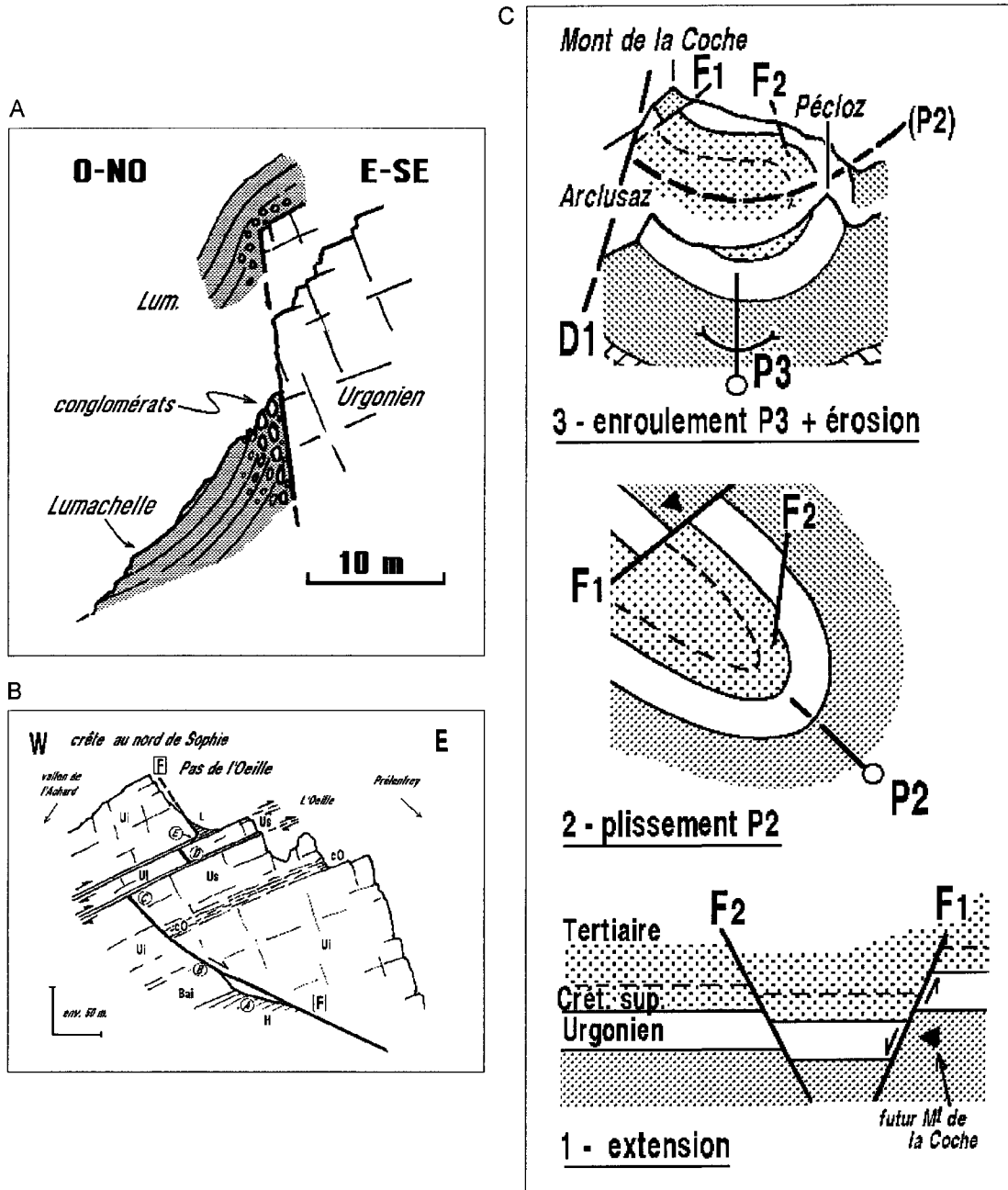


Figure 6.3 : (A) : Schéma composite d'une faille syn-sédimentaire. Tiré de Gidon (1992). (B) : Faille normale basculée et segmentée lors du plissement par glissement et flexion. Tiré de Gidon (1996). (C) : Étapes de formation de la structure actuelle d'un synclinal montrant des failles syn-sédimentaires basculées et affectées par deux phases de plissement (P2 et P3). Tiré de Gidon (1995).

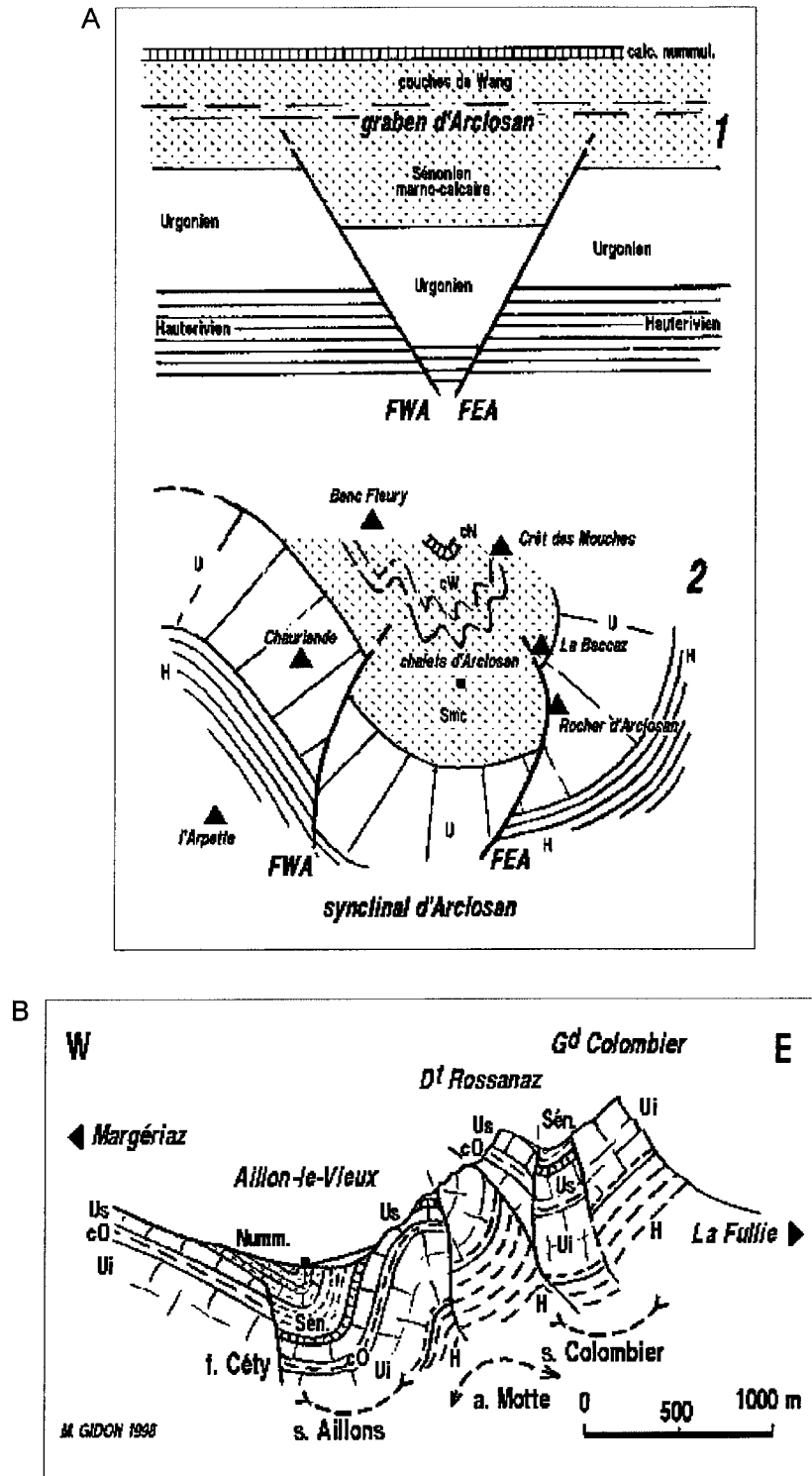


Figure 6.4 : (A) : Coupe interprétative synthétique d'une structure synclinale dans laquelle des failles normales antérieures au plissement sont tordues et pré-localisent l'axe du synclinal. Tiré de Gidon (1998). (B) : Coupe transversale illustrant la localisation de l'axe d'un synclinal au-dessus d'un graben développé avant le plissement. Tiré de Gidon (1999).

décrochements transversaux qui affectent la couverture sédimentaire dans les massifs subalpins ont une composante en transtension (Gidon, 1996) qui dépend autant de la géométrie du socle hercynien sous-jacent que de la géométrie des massifs subalpins eux-mêmes (Mugnier et Gidon, 1988; Philippe *et al.*, 1998). La géométrie des décrochements dextres transtensifs les plus anciens a en outre été modifiée localement (Fig. 6.5) lors de la surrection des écailles de socles dans l'arrière-pays (Gidon, 1996).

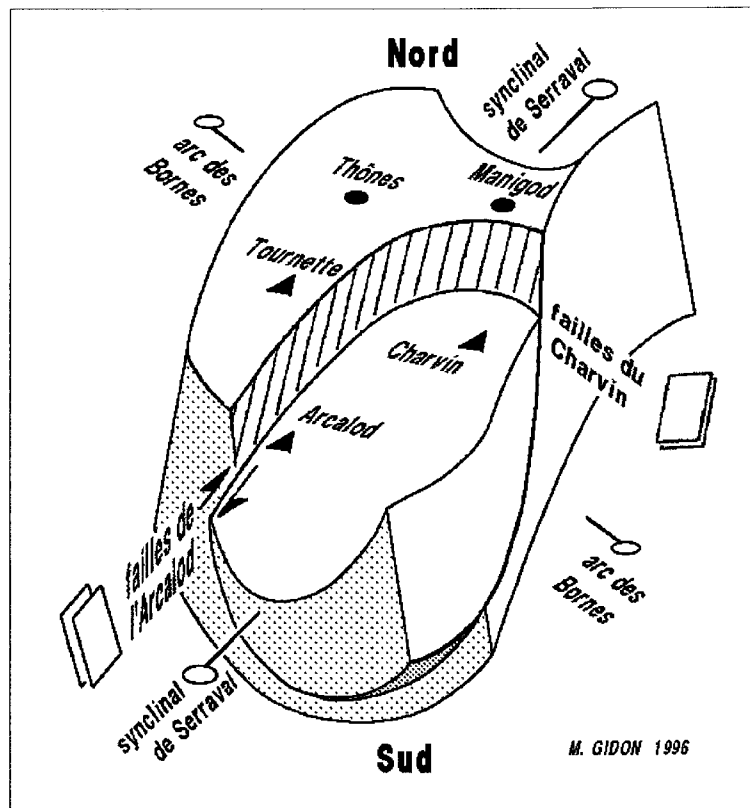


Figure 6.5 : Double courbure d'une faille en transtension après deux phases de plissement. Tiré de Gidon (1996).

La reconnaissance de ces structures pré- et syn-orogéniques atypiques est longtemps restée dans l'ombre (Gidon, 1995; Mugnier et Gidon, 1988). Elle est pourtant déterminante pour la compréhension de la géométrie et de l'évolution des massifs subalpins des Alpes occidentales et elle influence également l'histoire thermique du bassin (Deville et Sassi, 2006). La qualité de l'affleurement dans ces régions et la

comparaison de la géométrie alpine avec celle de l'écaille de Saint-Flavien a ainsi permis de mieux comprendre cette écaille non-affleurante au Québec (Malo *et al.*, 2001b). Il faut rappeler cependant que l'évolution diagénétique des massifs subalpins est encore largement méconnue. À ce titre, les résultats de la présente étude diagénétique, mis en contexte dans leur cadre structural régional, peuvent servir de clé pour établir un cadre tectonodiagénétique pour l'évolution des écailles de carbonates développées dans un contexte similaire au front d'un autre orogène.

6.4.3) Comparaison avec les Ardennes

On connaît mal la relation qui existe entre le socle et la couverture sédimentaire qui forme l'essentiel des nappes allochtones dans le massif ardennais. De rares profils sismiques (Mansy *et al.*, 1997; Lacquement *et al.*, 1999) révèlent toutefois que la marge était affectée par une tectonique en extension active lors de la sédimentation, et que certaines de ces failles de socle ont été inversées au cours de l'orogénie varisque (Fig. 6.6). Contrairement au sud du Québec et aux massifs subalpins français, il y a peu d'évidences de failles syn-sédimentaires ou syn-orogéniques au sein des carbonates de plate-forme imbriqués dans les nappes. En revanche, l'évolution diagénétique pré-, syn- et post-orogénique des écailles de carbonates de plate-forme imbriquées au front de l'orogène

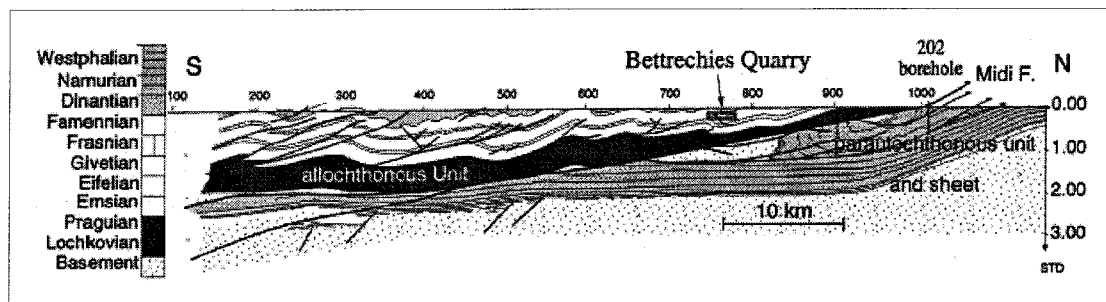


Figure 6.6 : Coupe géologique schématisée à travers le front varisque des Ardennes françaises. La Faille du Midi marque la limite du front orogénique (équivalent à la Ligne de Logan au Québec). Les écailles de carbonates sont ici imbriquées au toit des nappes allochtones et sont dans une position structurale équivalente à celle de l'écaille de Philipsburg. Tiré de Kenis *et al.* (2000).

Ardennes allemandes, belges et françaises :**Appalaches du sud du Québec :**Phase pré-orogénique

Précipitation de dolomite, d'ankérite et de barite précoces à moins de 50°C, à partir de l'eau de mer évoluée en milieu évaporitique (13 à 18 % eq. NaCl)

Enfouissement maximal (sédimentaire et tectonique) au début de l'orogénie varisque (5,7 km et 310°C environ)

Anomalie thermique dans l'avant-pays, causé par l'expulsion de fluides chauds du cœur du bassin au début de l'orogénie

Précipitation de dolomite et d'ankérite précoces à moins de 50°C, à partir de l'eau de mer évoluée ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -12,1 à -6,2 ‰ et rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70892 à 0,70917)

Enfouissement maximal (sédimentaire et tectonique) au début de l'orogénie taconienne (6,2 km et 245°C environ)

Phase syn-orogénique

Précipitation des ciments structuraux à partir de l'eau de mer évoluée (13 à 18 % eq. NaCl) en système fermé loin des failles majeures. Effet tampon de l'encaissant sur les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des ciments structuraux

Précipitation des ciments structuraux à partir de fluides métamorphiques (0,5 à 7 % eq. NaCl et $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 8 à 10 ‰) et bassinax (20 à 25 % eq. NaCl) en système ouvert près des failles majeures. Déséquilibre entre les rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des ciments structuraux et de l'encaissant

Diminution progressive de la température des fluides (de 260 à 150°C), associée à la surrection tectonique des écailles (de 5,7 km à 3,5 km)

Précipitation des ciments structuraux à partir du mélange (en système ouvert) entre l'eau de mer évoluée (2,1 à 4,2 % eq. NaCl), un fluide bassinax (5,0 à 9,1 % eq. NaCl) et un fluide métamorphique (0,2 à 0,4 % eq. NaCl, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 10,0 à 15,2 ‰ et rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,715682$). Effet tampon de l'encaissant sur les rapports $\delta^{13}\text{C}$ des ciments structuraux

Diminution progressive de la température des fluides (de 245 à 150°C environ) associée à la surrection tectonique des écailles (de 6,2 km à 4,1 km)

Phase post-orogénique

Précipitation de dolomite et d'ankérite à partir d'un fluide bassinax froid (40 à 70°C environ) et salin (18 à 23 % eq. CaCl_2), d'affinité météorique ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -2 à -0,6 ‰)

Précipitation de dolomite à partir d'un fluide froid (40 à 70°C environ) d'origine indéterminée (Saint-Flavien)

Précipitation de calcite et de dolomite à partir du mélange entre l'eau résiduelle et un fluide magmatique (caractéristiques du mélange : 12,8 à 13,4 % eq. NaCl, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de +2,6 à +6,7 ‰ et rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ voisin de 0,70330) à Saint-Dominique

varisque dans le massif des Ardennes présente de nombreuses similitudes avec celle des écailles du sud du Québec (Tableau 6.2).

En premier lieu, l'individualisation de sous-bassins compartimentalisés par des failles de socle avant le début de l'orogénie varisque (Carbonifère tardif) s'accompagne de variations locales dans le paléogradient géothermique, en particulier là où des failles transverses favorisent la convection de fluides chauds depuis le cœur du bassin (Zhang *et al.*, 1997; Van Keer *et al.*, 1998). Les carbonates ont subi une dolomitisation précoce, accompagnée par la précipitation de baryte et d'ankérite, sous l'influence d'un fluide salin dérivé de l'eau de mer dans des conditions évaporitiques (Tableau 6.2, Muchez *et al.*, 1998; Heijlen *et al.*, 2000). Des observations similaires ont été faites dans le sud du Québec dans l'écaille d'Upton (Paradis et Lavoie, 1996) ainsi que dans le domaine autochtone à proximité du front appalachien (Fortin, 1987; Tassé et Schrijver 1989; Chi *et al.*, 2000). À l'instar du sud du Québec (Bertrand et Lavoie, 2006), l'enfouissement maximal coïncide dans les Ardennes avec le début de l'orogénie varisque (Van Keer *et al.*, 1998). Dans les deux cas, l'empilement des nappes dans l'arrière-pays se traduit par l'expulsion de fluides chauds d'origine bassinale ou métamorphique. À la différence du Québec toutefois, le déséquilibre thermique qui en résulte dans les roches mères et les carbonates de l'avant-pays ardennais se traduit par la surmaturation de celles-ci (Lünenschloss *et al.*, 1997), phénomène qui n'est pas reconnu dans le sud du Québec.

Tableau 6.2 : Comparaison de l'évolution diagénétique des fronts varisque et appalachien (écailles de carbonates et avant-pays autochtone). Les données pour le massif ardennais sont obtenues à partir de l'analyse pétrographique, de l'analyse des inclusions fluides (microthermométrie et analyse des décrépits en chromatographie ionique) et de l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène. Les résultats sont compilés à partir de Muchez *et al.* (1995, 1998, 2000), Lünenschloss *et al.* (1997), Zhang *et al.* (1997), Van Keer *et al.* (1998), Heijlen *et al.* (2000) et Kenis *et al.* (2000). Les données pour le sud du Québec proviennent essentiellement de la présente étude (Chapitre 5) et ont été obtenues à partir de l'analyse pétrographique, de l'analyse des inclusions fluides (microthermométrie), de l'analyse des isotopes du carbone, de l'oxygène et du strontium. Des données complémentaires pour le domaine autochtone et pour l'écaille de Saint-Flavien (analyse pétrographique, isotopes stables du carbone et de l'oxygène, maturation de la matière organique) sont tirées de Fortin (1987), Tassé et Schrijver (1989), Paradis et Lavoie (1996), Chi *et al.* (2000), Bertrand *et al.* (2003) et Bertrand et Lavoie (2006).

Dans les Ardennes, les ciments des veines et des failles développés dans les écailles de carbonates au cours de l'orogénie varisque ont précipité à partir de fluides endémiques et étrangers, qui ont circulé selon deux régimes hydrogéologiques distincts : 1) un système ouvert pour les failles de chevauchement et leur encaissant immédiat et 2) un système fermé loin de ces failles (Mucchez *et al.*, 2000).

Au système ouvert correspondent des fluides d'origine métamorphique et bassinale (Mucchez *et al.*, 2000), comme dans le cas de l'écaille de Saint-Dominique. Le fluide d'origine métamorphique est peu salin mais fortement enrichi en isotopes lourds de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de l'eau parente voisin de +10 ‰, Tableau 6.2, à comparer avec les résultats compilés au Tableau 5.3). Il aurait été mobilisé lors de l'inversion de failles de socles dans l'arrière-pays (Mucchez *et al.*, 1998) et aurait circulé le long des plans de chevauchement majeurs. Le second fluide, d'origine bassinale (Tableau 6.2), est responsable d'une dolomitisation sélective de l'encaissant carbonaté (dolomites zébrées, Heijlen *et al.*, 2000), dolomitisation qui n'est pas reconnue dans l'écaille de Saint-Dominique. Il est caractérisé par des salinités beaucoup plus élevées et un appauvrissement en isotopes lourds du carbone et de l'oxygène par rapport aux valeurs de l'encaissant (Mucchez *et al.*, 2000; Heijlen *et al.*, 2000). Cette eau de formation, dérivée de l'eau de mer, aurait été mobilisée sous les écailles de carbonates et migré verticalement le long des failles normales qui affectent le socle et la plate-forme autochtone (Mucchez *et al.*, 2000). Les fluides d'origine métamorphique et bassinale ne se sont pas (ou peu) mélangés avant leur introduction. Bien qu'ils aient été introduits dans les écailles par le biais des mêmes aquifères structuraux (les failles de chevauchement basales), leur circulation a donc dû être épisodique au cours de la déformation.

À distance des failles de chevauchement, les ciments qui scellent les veines dans les écailles ont précipité dans un système fermé à partir de l'eau de mer évoluée piégée dans le sédiment (Tableau 6.2, Heijlen *et al.*, 2000; Kenis *et al.*, 2000). L'encaissant carbonaté a exercé un fort contrôle sur la nature et la pétrographie des ciments, et les caractéristiques microthermométriques et isotopiques des ciments structuraux reflètent ceux de l'encaissant. Comme dans le cas de l'écaille de Saint-Dominique, la diminution

de température reconnue pour les ciments structuraux syn-imbrication dans les écaïlles ardennaises est attribuée à la surrection tectonique des écaïlles (Kenis *et al.*, 2000).

Enfin les ciments des veines développées après la fin de l'orogénie varisque ont précipité à partir d'un fluide froid et salin (Heijlen *et al.*, 2000), fortement appauvri en isotopes lourds du carbone et de l'oxygène (Mucchez *et al.*, 1995). Ce fluide était vraisemblablement d'origine météorique (Tableau 6.2) et aurait été introduit dans l'arrière-pays au cours de l'orogénie ou à la fin de celle-ci, depuis la partie émergée de l'appareil orogénique en cours d'érosion (Bachu, 1995). Il aurait circulé en profondeur et interagi avec les roches du bassin, perdant ainsi son caractère initialement peu salin avant de remonter vers les écaïlles lors de la réactivation des failles de socle en failles normales et décrochantes (Heijlen *et al.*, 2000). Dans le cas des écaïlles de Saint-Dominique (cette étude) et Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003), les ciments des failles décrochantes post-orogéniques ont également précipité à partir de fluides plus froids et plus salins que les fluides syn-orogéniques, qu'ils soient d'origine magmatique dans le premier cas (Tableau 5.3), ou indéterminée dans le second.

La comparaison de l'évolution diagénétique des écaïlles de carbonates imbriquées au front des orogènes appalachien et varisque (Tableau 6.2) met en lumière 1) l'importance de la structuration pré-orogénique du bassin (failles de socle) dans l'évolution diagénétique pré-, syn- et post-orogénique des écaïlles de carbonates de plate-forme (histoire thermique, nature des fluides avant l'imbrication, influence des failles de socle sur la circulation des fluides), 2) la complexité des phénomènes impliqués durant l'imbrication (circulation des fluides en système ouvert ou fermé, diversité des fluides, refroidissement lors de la surrection tectonique), et surtout 3) la nécessité d'interpréter les résultats de l'analyse diagénétique des ciments structuraux à l'aune d'un modèle structural précis à toutes les échelles (chronologie de la réactivation des failles de socle, identification de plusieurs familles de veines). Le parallèle établi ici entre les fronts varisque et appalachien souligne la pertinence de confronter l'évolution diagénétique des écaïlles pour des orogènes structuralement comparables (Tableau 6.1), avant d'étendre et

de généraliser cette typologie diagénétique à d'autres fronts orogéniques (Swennen *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2005).

6.5) Conclusion générale

Une étude multidisciplinaire était nécessaire pour mieux définir les principales caractéristiques des écaïlles de carbonates imbriquées au front structural des Appalaches du Québec au sud de Drummondville. L'intégration à différentes échelles des résultats de l'interprétation sismique, des observations de terrain et de l'analyse diagénétique des ciments structuraux a permis : 1) de reconstituer les traits majeurs de l'évolution structurale et diagénétique des écaïlles avant, pendant et après leur imbrication, 2) de comparer cette évolution à l'histoire tectonique et diagénétique du bassin appalachien dans le sud du Québec et 3) d'établir des critères permettant de comparer le front appalachien à ceux d'autres orogènes en intégrant les observations structurales et diagénétiques. Les contributions majeures de cette étude peuvent se résumer ainsi :

- 1) Le style structural en contraction reconnu au front des Appalaches du sud du Québec est typique de la plupart des ceintures de plis et chevauchements. Il s'en distingue cependant par l'influence majeure que l'architecture stratigraphique et tectonique pré-imbrication de la plate-forme a exercé sur la structuration et la compartimentalisation des futures écaïlles de carbonates. Des failles syn-sédimentaires étaient actives depuis le dépôt des roches du Groupe de Potsdam et au moins jusqu'au dépôt des roches du Groupe de Trenton. Des failles normales se propagent aussi dans les flyschs sus-jacents, ce qui dénote leur réactivation en avant des nappes allochtones, durant l'orogénie taconienne. Bien qu'elle soit caractérisée par une géométrie en demi-grabens, la marge laurentienne comporte également des failles antithétiques et des failles en relais en plus grand nombre que les études précédentes ne le laissent soupçonner. Suivant leur orientation, les failles normales peuvent être inversées en failles inverses ou rétrochevauchantes, en failles transverses, ou servir de rampes obliques.

- 2) Hors de l'influence des failles normales la géométrie générale des écaïlles, telle que reconnue en sismique, est caractérisée par de longs plans de décollement qui définissent la semelle d'écaïlles tectoniques empilées en duplex à pendages vers l'arrière pays. La limite occidentale des chevauchements, telle que reconnue en sismique, apparaît beaucoup plus à l'ouest que ne le laissent présumer les données de surface.
- 3) Le style structural dominant au sein des écaïlles est caractérisé par des chevauchements à vergence vers l'ONO, développés durant l'épisode de contraction ONO-ESE. Ces chevauchements sont associés à des failles inverses de même vergence mais à plus fort pendage, ainsi qu'à des rétrochevauchements mineurs, des plis asymétriques, des failles transverses et des rampes obliques. La complexité et la diversité des structures en contraction est fortement dépendante de la lithologie (épaisseur des bancs et contenu en argile). Enfin de nombreuses failles normales ont aussi été néoformées ou réactivées au cours de l'imbrication, lors de la relaxation des contraintes entre deux épisodes compressifs. De la même manière, la fin de l'imbrication est également marquée par l'effondrement des structures antérieures : soit par la réactivation de failles inverses en failles normales, soit par le développement de nouvelles failles normales.
- 4) Les plans de glissement parallèles au litage jouent un rôle important dans la concentration (activation et réactivation) de la déformation, dans la mesure où ils pré-localisent les veines, les failles et les plis. De part leur orientation, l'étude des veines parallèles au litage est un outil particulièrement pratique pour établir l'évolution structurale d'une région essentiellement caractérisée par des structures parallèles au front orogénique, pour lesquelles peu de relations de recoupement sont observables par ailleurs. La formation de ces veines parallèles au litage est un processus continu de développement et de réactivation qui a débuté avant l'imbrication et s'est poursuivi jusqu'à la fin de celle-ci. Le raccourcissement parallèle au litage, le glissement banc

sur banc au cours du plissement et la propagation des chevauchements sont les principaux mécanismes de formation des veines étudiées.

- 5) Une séquence de chevauchement de type *piggy-back* est reconnue pour les écailles de carbonates, qui est en conformité avec la séquence déjà établie pour l'ensemble du sud du Québec. La séquence inverse (*break-back*) proposée pour la Nouvelle-Angleterre ne s'applique pas à la région d'étude, même si des chevauchements hors-séquence d'âge indéterminé perturbent localement la séquence de chevauchement générale.
- 6) Un important réseau de failles décrochantes parallèles au front orogénique s'est développé après l'ensemble des structures précédentes. La plupart d'entre elles réactivent des plans de faiblesse préexistants et les causes ultimes de la formation de ces failles ne sont pas connues avec certitude. Un âge Mésozoïque est cependant proposé sur la base des relations de recoupement structurales et des résultats de l'analyse diagénétique.
- 7) L'étude pétrographique des ciments structuraux échantillonnés dans l'écaille de Saint-Dominique révèle que l'essentiel de ces ciments est de nature carbonatée et qu'une fraction quartzique mineure est souvent associée (contemporaine) à la précipitation des ciments calcitiques et dolomitiques. L'eau de mer évoluée est préservée dans les roches de l'écaille de Saint-Dominique jusqu'au début de la déformation. Elle est alors mélangée à des fluides d'origine bassinale et métamorphique au cours de l'imbrication.
- 8) L'évolution diagénétique de l'écaille de Saint-Dominique, telle qu'elle est reconnue dans la présente étude, confirme le schéma régional établi par des études indépendantes dans le sud du Québec et l'est de l'Ontario mais qui ne portaient, jusqu'à présent, que sur les roches peu ou pas déformées du domaine autochtone. L'imbrication des roches de l'écaille de Saint-Dominique est ainsi postérieure à une première phase de génération et de migration des hydrocarbures liquides. Une

seconde phase de maturation et de migration succède à l'imbrication, la source des hydrocarbures étant vraisemblablement localisée dans le mur de l'écaille. Enfin les structures les plus jeunes (failles décrochantes parallèles au front orogénique) sont postérieures à cette seconde phase. Les maxima d'enfouissement et de température sont atteints par les roches de l'écaille de Saint-Dominique avant le développement des structures en contraction les plus anciennes. Une température de 245°C et une profondeur de 6,2 km environ sont estimées pour ces dernières. La surrection tectonique lors de l'imbrication est ensuite associée à une diminution de température (jusqu'à 150°C environ). La covariation des isotopes de l'oxygène et du carbone, allant dans le sens d'un enrichissement progressif en isotopes lourds, est expliquée par l'effet conjoint de la diminution de température, de la méthanogenèse et du mélange de l'eau de mer évoluée avec des fluides étrangers.

- 9) Les structures les plus tardives enfin (décrochements parallèles au front orogénique et veines recoupant des dykes mésozoïques), sont caractérisées par le mélange des eaux résiduelles après l'imbrication avec un fluide d'origine magmatique. Le développement de ces structures s'est vraisemblablement produit à faible profondeur (2,5 km environ) au cours du Mésozoïque.

Une meilleure compréhension de l'évolution structurale et diagénétique des écailles de carbonates permet en outre de proposer un certain nombre de conseils pour faciliter l'exploration pour les hydrocarbures dans le sud du Québec. En particulier, la géométrie des pièges structuraux est mieux définie dans la plate-forme autochtone (failles normales syn-sédimentaires, plis intraformationnels), la limite occidentale du domaine parautochtone est étendue en sous-surface, la structure interne des écailles est raffinée (compartimentalisation, reconnaissance d'unités lithostratigraphiques caractérisées par des styles structuraux contrastés, influence des failles normales). Enfin la chronologie du développement et de la cimentation des failles décrochantes parallèles au front orogénique ne peuvent plus désormais être négligées. Ces failles, formées après l'imbrication et la migration des hydrocarbures, peuvent en effet avoir un impact important sur l'intégrité des réservoirs potentiels.

Références bibliographiques

*Enfin les hommes de science – physiciens, pétrographes et chimistes :
flaieurs de houilles et de naphtes,
grands scrutateurs des rides de la terre
et déchiffreurs de signes en bas âge;
lecteurs de purs cartouches dans les tambours de pierre (...)
aux placers vides où gît l'écaille d'un beau songe.
(Vents, Saint-John Perse)*

- Al-Aasm I. S., Taylor B. E., et South B., 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology*, v. 80, p. 119-125.
- Ando C. J., Czuchra B. L., Klemperer S. L., Brown L. D., Cheadle M. J., Cook F. A., Oliver J. E., Kaufman S., Walsh T., Thompson Jr. J. B., Lyons J. B., et Rosenfeld J. L., 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.
- Bachu S., 1995. Synthesis and model of formation-water flow, Alberta Basin, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 1159-1178.
- Bakker R. J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, v. 194, p. 3-23.
- Bally A. W., Gordy P. L., et Stewart G. A., 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of the Southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 14, p. 337-381.
- Banner J. L., 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, v. 42, p. 805-824.
- Banner J. L., et Hanson G. N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 3123-3137.

- Beaulieu J., Lajoie J., et Hubert C., 1980. Provenance et modèle de dépôt de la Formation de la Rivière Nicolet; flysch taconique du domaine autochtone et du domaine externe des Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 855-865.
- Beaupré M., 1975. Stratigraphie et structure du complexe de St. Germain et de la partie frontale des Appalaches de Drummondville au Lac Champlain, Québec. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, Canada, 153 p.
- Becker L. R., Gale M. H., et Kim J., 2006. Natural gas potential in Vermont : Stratigraphic and structural relations compared with the Noyan Prospect, Quebec. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Montréal, 15-17 mai 2006, Abstracts with Program, p. 12.
- Bédard J. H., 1985. The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanisms of continental breakup. *Tectonophysics*, v. 113, p. 209-232.
- Bédard J. H., 1994. Mesozoic east North American alkaline magmatism : Part 1. Evolution of Montereian lamprophyres, Québec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 95-112.
- Béland P., et Morin C., 2000. The Saint-Flavien natural gas field in Québec. Ministère des Ressources naturelles, Direction du Gaz et du Pétrole, 22 p.
- Bernstein L. M., 1992. A revised lithostratigraphy of the Lower-Middle Ordovician Beekmantown Group, St. Lawrence Lowlands, Quebec and Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2677-2694.
- Bertrand R., 1991. Maturation thermique des roches mères dans les bassins des Basses-Terres du Saint-Laurent et dans quelques buttes témoins au sud-est du bouclier canadien. *International Journal of Coal Geology*, v. 19, p. 359-383.
- Bertrand R., et Dykstra J., 1993. Organic metamorphism and burial histories in the St. Lawrence Lowlands and in the external domain of the Québec Appalachians. Geological Society of America, Annual Meeting, Boston Massachusetts, October 25-28, Abstracts with Program, p. A31.

- Bertrand R., Humbert L., Achab A., Calise G., Chagnon A., Héroux Y., et Globensky Y., 1983. Recristallisation des calcaires micritiques en fonction de la maturation thermique dans les Basses-Terres du Saint-Laurent du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 66-85.
- Bertrand R., Savard M. M., et Malo M., 1993. Diagenetic evolution of gas reservoir in St-Flavien area. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Abstracts with Program*, v. 18, p. A8.
- Bertrand R., Chagnon A., Duchaine Y., Lavoie D., Malo M., et Savard M. M., 2003. Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Québec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 51, p. 126-154.
- Bertrand R., et Lavoie V., 2006. Hydrocarbon source rocks and organic maturation of lower Paleozoic successions in the St. Lawrence Platform and in the external domain of the Quebec Appalachians. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual meeting, Abstracts with Program*, p. 13.
- Bigi S., et Costa Pisani P., 2005. From a deformed Peri-Tethyan carbonate platform to a fold-and-thrust-belt : an example from the Central Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 523-539.
- 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. 1031-1059.
- Bodnar R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 683-684.
- Bosworth W., et Kidd W. S. F., 1985. Thrust, melanges, folded thrusts and duplexes in the taconic foreland. Dans : Lindemann R. H. (ed.), *New York State Geological Association, 57th Annual Meeting, Field trip guidebook*, v. 57, p. 117-147.
- Bosworth W., et Vollmer F. W., 1981. Structures of the medial Ordovician flysch of eastern New York : Deformation of synorogenic deposits in an overthrust environment. *Journal of Geology*, v. 89, p. 551-568.

- Bosworth W., Rowley D. B., Kidd W. S. F., et Steinhardt C., 1988. Geometry and style of post-obduction thrusting in a Paleozoic orogen : The Taconic frontal thrust system. *Journal of Geology*, v. 96, p. 163-180.
- Bradley D. C., et Kidd W. S. F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 1416-1438.
- Bradley D. C., et Kusky T. M., 1986. Geologic evidence for rate of plate convergence during the Taconic arc-continent collision. *Journal of Geology*, v. 94, p. 667-681.
- Branquet Y., Cheilletz A., Cobbold P. R., Baby P., Laumonier B., et Giuliani G., 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guatèque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 391-407.
- Brown P. E., 1989. FLINCOR : A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, v. 74, p. 1390-1393.
- Butler R., et McCaffrey B., 2005. Thrust activity vs thrust sequence : implications for deformation / deposition interactions. Dans : *Thrust Belts and Foreland Basins*, Joint Earth Science Meeting, Rueil-Malmaison, France, 14-16 décembre 2005, p. 80-81.
- Cady W. M., 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Québec. *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 531-576.
- Carignan J., Gariépy C., et Hillaire-Marcel C., 1997. Hydrothermal fluids during Meozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada : C, O, Sr and Pb isotopic characterization. *Chemical Geology*, v. 137, p. 1-21.
- Carslaw H. S., et Jaeger J. C., 1986. *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press, 510 p.
- Castonguay S., et Price R. A., 1995. Tectonic heredity and tectonic wedging along an oblique hanging wall ramp : The southern termination of the Misty thrust sheet, southern Canadian Rocky Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1304-1316.

- Castonguay S., et Tremblay A., 2003. Tectonic evolution and significance of Silurian - Early Devonian hinterland-directed deformation in the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 255-268.
- Castonguay S., Dietrich J. R., Morin C., et Laliberté J.-Y., 2001. Structural architecture of the St. Lawrence platform and Quebec Appalachians : insights from reprocessed (MRN) seismic reflection data. Geological Survey of Canada, Open File n. 4028.
- Castonguay S., Séjourné S., et Dietrich J. R., 2003a. The Appalachian structural front in southern Quebec : Seismic and field evidence for complex structures and a triangle zone at the edge of the foreland thrust belt. Geological Society of America, Annual Meeting, Northeastern Section, Halifax, Canada, March 27-29, Abstracts with Program, v. 35.
- Castonguay S., Séjourné S., Dietrich J. R., et Laliberté J.-Y., 2003b. Nouveau regard sur le front structural et la ceinture d'avant-pays des Appalaches du sud du Québec par le retraitement de profils de sismique réflexion. Conférence du Ministère des Ressources Naturelles, Québec, 5 novembre, p. 14.
- Castonguay S., Dietrich J., Shinduke R., et Laliberté J.-Y., 2006. Nouveau regard sur l'architecture de la Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches du sud du Québec par le retraitement des profils de sismique réflexion M-2001, M-2002 et M-2003. Geological Survey of Canada, Open File n. 5328, 19 p.
- Chaloron E., et Malo M., 1998. Inversion de marge dans l'avant pays appalachien du Québec. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 326, p. 181-186.
- Chapple W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust-belts. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1189-1198.
- Charbonneau J.-M., 1980. Le front appalachien au nord immédiat de la frontière Québec-Vermont. Thèse de doctorat, Université Laval, Canada, 193 p.
- Chi G., Lavoie D., et Salad Hersi O., 2000. Dolostone units of the Beekmantown Group in the Montreal area, Quebec : diagenesis and constraints on timing of hydrocarbon activities. Geological Survey of Canada, Current Research D1, 8 p.

- Choquette P. W., et James N. P., 1991. Dolomite – Part 1 : The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. Dans: McIlreath I. A., et Morrow D. W. (eds.), *Diagenesis*, Geoscience Canada reprint series, v. 4, p. 75-113.
- Clark T. H., 1955. Région de St-Jean-Beloeil. Province de Québec, Ministère des Mines, Rapport Géologique 66, 92 p.
- Clark T. H., 1964a. La région de Saint-Hyacinthe (moitié ouest). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 101, 148 p.
- Clark T. H., 1964b. Région de Yamaska-Aston. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 102, 208 p.
- Clark T. H., 1964c. Région d'Upton. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 100, 39 p.
- Clark T. H., 1977. Région de Granby (w). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 177, 109 p.
- Comeau F.-A., Kirkwood D., Malo M., Asselin E., et Bertrand R., 2004. Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited : implications for foreland basin and thrust belt evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 1473-1490.
- 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.
- Cooper M., Weissenberger J., Knight I., Hostad D., Gillespie D., Williams H., Burden E., et Porter-Chaudhry J., 2001. Basin evolution in western Newfoundland : New insights from hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, p. 393-418.
- Cornish R. A., 1977. Report on drilling programme : Hemmingford, Québec - Project 7710. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-39112, 14 p.
- Cosgrove J. W., 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 491-500.

- Counter K. J., 1993. Diagenesis of the Lower Ordovician Ogdensburg Formation (Beekmantown Group), northern New York and southeastern Ontario. Thèse de maîtrise, State University of New York at Binghamton, U.S.A., 248 p.
- Cox S. F., Sun S. S., Ehleridge M. A., Wall V. J., et Potter T. F., 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, central Victoria, Australia. *Economic Geology*, v. 90, p. 1722-1746.
- Cristallini E. O., et Ramos V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt : crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, v. 317, p. 205-235.
- Dahlen F. A., Suppe J., et Favis D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust-belts and accretionary wedges : cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Researches*, v. 89, p. 1087-1101.
- Dahlstrom C. D. A., 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743-757.
- Davies G. R., 1997. Fault-induced fluid flow, strike-slip faults, and hydrothermal dolomitization. Canadian Society of Petroleum Geologists/Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Joint Convention, June 1-6, Abstracts with Program, p. 75.
- De Donatis M., 2001. Three-dimensional visualisation of the Neogene structures of an external sector of the northern Apennines, Italy, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 85, p. 419-431.
- De Paola N., Mirabella F., Barchi M. R., et Burchielli F., 2006. Early orogenic normal faults and their reactivation during thrust belt evolution : The Gubbio Fault case study, Umbria-Marche Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1948-1957.
- Deines P., et Gold D. P., 1969. The change in carbon and oxygen isotopic composition during contact metamorphism on Trenton limestone by the Mount Royal pluton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 33, p. 421-424.

- Dennis A. J., et Secor D. T., 1987. A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 809-817.
- Deville E., et Sassi W., 2006. Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, p. 887-907.
- Deweever B., Swennen R., et Cooreman M., 2006. Fluid flow in the Sicilian accretionary wedge : Primary geochemical signatures or recrystallization mask. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, p. 83-86.
- Dickson J. A. D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin sections. *Nature* v. 205, p. 587.
- Dickson J. A. D., 2004. Echinoderm Skeletal Preservation: Calcite-Aragonite Seas and the Mg/Ca Ratio of Phanerozoic Oceans. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 355-365.
- Dietrich J. R., Castonguay S., Morin C., et Laliberté J. -Y., 2001. Reprocessing and structural reinterpretation of MRNQ seismic data, St. Lawrence Lowlands and southern Quebec Appalachians. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Abstracts with Program*, p. 38.
- Dix G. R., et Molgat M., 1998. Character of the Middle Ordovician Sauk-Tippecanoe sequence boundary in the Ottawa Embayment (eastern Ontario) : possible evidence for platform-interior Taconic tectonism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 603-619.
- Dix G. R., et Robinson G. W., 2003. The geochemical record of hydrothermal mineralization and tectonism inboard of the Appalachian Orogen : The Ottawa Embayment. *Chemical Geology*, v. 197, p. 29-53.
- Dix G. R., Robinson G. W., et McGregor D. C., 1998. Paleokarst in the Lower Ordovician Beekmantown Group, Ottawa Embayment : Structural control inboard of the Appalachian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 1046-1059.
- Dix G., et Al Rodhan Z., 2006. A new geological framework for the Middle Ordovician Carillon Formation (uppermost Beekmantown Group, Ottawa Embayment):

- Onset of Taconic foreland deposition and tectonism within the Laurentian platform interior. *Canadian Journal of earth Sciences*, v. 43, p. 1367-1387.
- Doll C. G., Cady W. M., Thompson J. B. Jr., et Billings M. P., 1961. Centennial geologic map of Vermont. Vermont Geological Survey, carte à l'échelle 1 :250,000.
- Drake A. A., Sinha A. K., Laird J., et Guy R. E., 1989. The Taconic orogen. Dans : Hatcher Jr. R. D., Thomas W. A., et Viele G. W. (eds.), *The Geology of North America : The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States*, v. F2, p. 101-178.
- Duan Z., Moller N, et Weare J. H., 1992. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system : I. Pure systems from 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 56, p. 2605-2617.
- Dubois M., et Marignac C., 1997. The H₂O-NaCl-MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies. *Economic Geology*, v. 92, p. 114-119.
- Dufresne C., 1947. Faulting in the St. Lawrence plain. Thèse de maîtrise, McGill University, Canada, 212 p.
- Dunne W. M., Srinivasan K., Thorbjornsen K. L., et Walker K. R., 1994. Timing of bed-normal veins in foreland thrust sheets of the southern Appalachians: syn-thrusting or older ? Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Program, Seattle, October 24-26th, p. 209-210.
- Dykstra J. C. F., et Longmann M. W., 1995. Gas Reservoir Potential of the Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec Lowlands, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 513-530.
- Eakins P. R., 1964. Région de Sutton, Québec. Commission Géologique du Canada, Ministère des Mines et des Relevés Techniques, Étude 63-34, 3 p.
- Eby G. N., 1984a. Geochronology of the Montereian Hills alkaline igneous province, Quebec. *Geology*, v. 12, p. 468-470.
- Eby G. N., 1984b. Montereian Hills I. Petrography, major and trace element chemistry, and strontium isotopic chemistry of the western intrusions : Mount Royal, St. Bruno, and Johnson. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 421-452.

- Faure S., 1995. Reconstitution des paléocontraintes tectoniques dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. Thèse de doctorat, Université du Québec, INRS-Géoressources, Canada, 259 p.
- Faure S., Tremblay A., et Angelier J., 1996a. Alleghanian paleostress reconstitution in the northern Appalachians : Intraplate deformation between Laurentia and Gondwana. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 1467-1480.
- Faure S., Tremblay A., et Angelier J., 1996b. State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province. *Tectonophysics*, v. 255, p. 111-134.
- Faure S., Tremblay A., et Malo M., 2004. Reconstitution of Taconian and Acadian paleostress regimes in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 619-634.
- Faure S., Tremblay A., Malo M., et Angelier J., 2006. Paleostress analysis of Atlantic crustal extension in the Quebec Appalachians. *The Journal of Geology*, v. 114, p. 435-448.
- Fermor P. R., et Moffat I. W., 1992. Tectonics and structure of the Western Canada Foreland Basin. Dans : Macqueen R. W., et Leckie D. A. (eds.), *Foreland Basins and Fold Belts*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 55, p. 81-105.
- Fermor P., 1999. Aspects of the three-dimensional structure of the Alberta Foothills and Front Ranges. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 317-346.
- Fitches W. R., Cave R., Craig J., et Maltman A. J., 1986. Early veins as evidence of detachment in the lower Palaeozoic rocks of the Welsh Basin. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 607-620.
- Fitches W. R., Cave R., Craig J., et Maltman A. J., 1990. The flexural-slip mechanism : Discussion. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1081-1083.
- Folk R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1-38.
- Foreman J. L., et Dunne W. M., 1991. Conditions of vein formation in the Southern Appalachian foreland; constraints from vein geometries and fluid inclusions. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1173-1183.

- Fortin D., 1987. Contact Beekmantown-Chazy dans les basses-terres du St-Laurent : évaluation des effets de la discordance (Ordovicien inférieur). Thèse de maîtrise, Université Laval, Canada.
- Fowler T. J., 1996. Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 1399-1415.
- Franzese J., Spalletti L., Gómez-Pérez I., et Macdonald D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 81-90.
- Friedman G. M., 2002. Highest Phanerozoic strontium isotopic ratios of pre-rift Late Cambrian passive margin in New York State, USA; products of continental weathering and orogenesis. *Sedimentary Geology*, v. 147, p. 143-153.
- Fyfe W. S., et Kerrich R., 1985. Fluids and Thrusting. *Chemical Geology*, v. 49, p. 353-362.
- Fyson W. K., 1987. A succession of quartz veins in Archean metaturbidites, Yellowknife Bay, Slave Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 698-710.
- Gamond J. F., 1994. Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1-9.
- Gauthier M., Chartrand F., et Trottier J., 1994. Metallogenic epochs and metallogenic provinces of the Estrie-Beauce region, southern Quebec Appalachians. *Economic Geology*, v. 89, p. 1322-1360.
- Ge S., et Garven G., 1994. A theoretical model for thrust-induced deep groundwater expulsion with application to the Canadian Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research, B : Solid Earth and Planets*, v. 99, p. 13851-13868.
- Giacosa R. E., Afonso J. C., Heredia N. C., et Paredes J., 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 157-170.
- Gidon M., 1982. La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : Sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie Alpine*, v. 58, p. 53-68.

- Gidon M., 1992. Présence de failles synsédimentaires aptiennes en Chartreuse (Alpes Occidentales, France). *Géologie Alpine*, v. 68, p. 57-62.
- Gidon M., 1994. Nouvelles observations sur les failles longitudinales aptiennes du massif de la Chartreuse. *Géologie Alpine*, v. 69, p. 49-52.
- Gidon M., 1995. Une faille d'extension antérieure au plissement, sur le rebord oriental du Vercors. *Géologie Alpine*, v. 71, p. 193-198.
- Gidon M., 1996. Vues nouvelles sur la structure des massifs des Bornes et des Bauges orientales. *Géologie Alpine*, v. 72, p. 35-59.
- Gidon M., 1999. Tectoniques superposées dans le synclinal des Aillons et ses abords (massif des Bauges, Savoie, France). *Géologie Alpine*, v.75, p. 91-102.
- Gidon M., 2006. Geol-Alp. Site internet, www.geol-alpes.com.
- Gidon M., et Mugnier J.-L., 1988. Relations entre chevauchements et plissement : L'exemple du massif de la Chartreuse (chaînes subalpines, Alpes occidentales françaises). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 307, p. 185-190.
- Gillet M. S., 1942. Saint-Dominique. Flamarion, p. 56-79.
- Gilmore R. G., 1971. Stratigraphy of the Philipsburg, Rosenberg thrust sheets, southern Quebec. Thèse de maîtrise, McGill University, Canada, 146 p.
- Glasmacher U. A., Tremblay A., et Clauer N., 2003. K-Ar dating constraints on the tectonothermal evolution of the external Humber zone, southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 285-300.
- Globensky Y., 1981. Régions de Lacolle Saint-Jean(s). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport Géologique 197, 197 p.
- Globensky Y., 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Mémoire 85-02, 70 p.
- Globensky Y., 1993. Lexique stratigraphique canadien - Région des Appalaches, des Basses-Terres du Saint-Laurent et des îles de la Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 91-23, 327 p.
- Goldstein R. H., et Reynolds T. J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, v. 31, 199 p.

- Gordy P. L., Frey F. R., et Norris D. K., 1977. Geological Guide for the Canadian Society of Petroleum Geologists 1977 Waterton-Glacier Park Field Conference. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 93 p.
- Granath V. C., 1991. Geochemical constraints on the origin of dolomite in the Ordovician Trenton and Black River limestones, Albion-Scipio area, Michigan. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Program with abstracts, v. 75, p. 584-585.
- Grünenfelder M. H., Tilton G. R., Bell K., et Blenkinsop J., 1986. Lead and strontium relationships in the Oka carbonatite complex, Québec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 461-468.
- Haefner R. J., Mancuso J. J., Frizado J. P., Shelton K. L., et Gregg J. M., 1988. Crystallization temperatures and stable isotope compositions of mississippi valley-type carbonates and sulfides of the Trenton Limestone, Wyandot County, Ohio. *Economic Geology*, v. 83, p. 1061-1069.
- Hall D. L., Sterner S. M., et Bodnar R. J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, v. 83, p. 197-202.
- Haschke M. R., 1994. The Champlain thrust fault system in northwestern Vermont - structure and lithology of the Taconic foreland sequence in the Highgate Center quadrangle. Thèse de maîtrise, State University of New York at Albany, U.S.A, 124 p.
- Hayman N. W., et Kidd W. S. F., 2002. Reactivation of prethrusting, synconvergence normal faults as ramps within the Ordovician Champlain-Taconic thrust system, *Geological Society of America Bulletin*, v. 4, p. 476-489.
- Heijlen W., Muchez P., Banks D., et Nielsen P., 2000. Origin and geochemical evolution of synsedimentary, syn- and post-tectonic high-salinity fluids at the Variscan thrust front in Belgium. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 149-152.
- Henderson J. R., et Henderson M. N., 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology*, v. 18, p. 654-657.

- Henderson J. R., Wright T. O., et Henderson M. N., 1986. A history of cleavage and folding : An example from the Goldenville Formation, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 1354-1366.
- Henderson J. R., Wright T. O., et Henderson M. N., 1989. Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova Scotia, Canada - Comment. *Tectonophysics*, v. 166, p. 351-354.
- Henry, P., 2000. Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by thermal, chemical and hydrogeologic observation and model. *Journal of Geophysical Research, B : Solid Earth and Planets*, v. 105, p. 25855-25872.
- Héroux Y., et Bertrand R., 1991. Maturation thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v. 28, p. 1019-1030.
- Héroux Y., et Tassé N., 1990. Organic-matter alteration in a early Paleozoic basin : Zonation around mineral showings compared to that around intrusions, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 877-888.
- Hiscott R. N., 1995. Middle Ordovician clastic rocks (Humber Zone and St. Lawrence Platform). Dans : Williams H. (ed.), *Geological Survey of Canada, Chapter 3 of Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland*, v. 6, p. 87-98.
- Hodgkins M. A., et Stewart K. G., 1994. The use of fluid inclusions to constrain fault zone pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 85-96.
- Hoefs J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Third edition, Springer-Verlag, 241 p.
- Horne R., et Culshaw N., 2001. Flexural-slip folding in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1631-1652.
- Hutcheon I, Cody J., et Yang C., 2000. Fluid flow in the Western Canada Sedimentary Basin - A biased perspective based on geochemistry. Dans : Kyser K. (ed.), *Fluids and basin evolution, Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 28, p.197-210.

- Jacobi R. D., 1981. Peripheral bulge - a causal mechanism for the Lower/ Middle Ordovician unconformity along the western margin of the Northern Appalachians. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 56, p. 245-251.
- Jébrak M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits : A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, v. 12, p. 111-134.
- Jessell M. W., Willman C. E., et Gray D. R., 1994. Bedding parallel veins and their relationship to folding. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 753-767.
- Jones P. B., 1971. Folded faults and sequence of thrusting in Alberta Foothills. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 55, p. 292-306.
- Jones P. B., 1982. Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills. Dans : Blake P. R. (ed.), *Rocky Mountain Association of Geologists*, Denver, U. S. A., *Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt*, v. 1, p. 61-74.
- Jones P. B., 1996. Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 44, p. 139-152.
- Kastner M., Helderfield H., et Martin J. B., 1991. Fluids in convergent margins : What we know about their composition, origin, role in diagnosis and importance for oceanic chemical fluxes ? *Royal Society of London, Philosophical Transactions*, v. 335, p 243-259.
- Kay M., 1958. Ordovician Highgate Springs sequence of Vermont and Quebec and Ordovician classification. *American Journal of Science*, v. 256, p. 65-96.
- Kenis I., Muchez P., Sintubin M., Mansy J.-L., et Lacquement F., 2000. The use of a combined structural, stable isotope and fluid inclusion study to constrain the kinematic history at the northern Variscan front zone (Bettrechies, northern France). *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 589-602.
- Kirkwood D., Ayt-Ougougdal M., Gayot T., Beaudoin G., et Pironon J., 2000. Paleofluid-flow in a foreland basin, Northern Appalachians; from syntectonic flexural extension to Taconian overthrusting. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 269-273.
- Kirkwood D., Savard M. M., et Chi G., 2001. Microstructural analysis and geochemical vein characterization of the Salinic event and Acadian Orogeny; evaluation of

- the hydrocarbon reservoir potential in eastern Gaspé. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 49, p. 262-281.
- Kley J., Rossello E. A., Monaldi C. R., et Habighorst B., 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics*, v. 399, p. 155-172.
- Knight I., James N. P., et Lane T. E., 1991. The Ordovician St. George unconformity, Northern Appalachians; the relationship of plate convergence at the St. Lawrence Promontory to the Sauk/Tippecanoe Sequence boundary. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 1200-1225.
- Knight I., James N. P., et Williams H., 1995. Cambrian-Ordovician carbonate sequence. In Williams H. (ed.), *Geological Survey of Canada, Chapter 3 of Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland*, v. 6, p. 67-87.
- Koehn D., et Passchier C. W., 2000. Shear sense indicators in striped bedding-veins. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1141-1151.
- Kumarapeli S., 1969a. St. Dominique fault : A new interpretation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 775-780.
- Kumarapeli S., 1969b. Vestiges of Iapetan rifting in the craton west of the northern Appalachians. *Geoscience Canada*, v. 12, p. 54-59.
- Kumarapeli P. S., Keang L., Hoy L., et Pintson H., 1990. Chalcopyrite-bornite and chalcopyrite-bornite-barite in the Acton Vale Limestone, southeastern Quebec : Mineralized shelf-margin slivers in the Taconian nappe. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 27-39.
- Lachambre G., 1994. Fiches descriptives sur les carrières de l'Estrie-Beauce (Feuillet 31H - Drummondville-Granby). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Manuscrits Bruts 94-47.
- Lacombe O., et Mouthereau F., 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 329, p. 889-896.
- Lacquement F., Mansy J.-L., Hanot F., et Meilliez F., 1999. Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque

- ardennais (Nord de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 329, p. 471-477.
- Land L. S., 1983. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. Dans : Arthur M. A., et Anderson T. F. (eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course*, v. 10, p. 4.1-4.22.
- Laroche P. J., 1983. Appalachians of southern Quebec seen through seismic line No. 2001. Dans : Bally A. W. (ed.), *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology Series n. 15, Seismic Expression of Structural Styles*, v. 3, p. 3,2,1,7-3,2,1,23.
- Larroque C., Guilhaumou N., Stephan J.-F., et Roure F., 1996. Advection of fluids at the front of the Sicilian Neogene subduction complex. *Tectonophysics*, v. 254, p. 41-55.
- Lavoie D., 1992. Peritidal origin of the Lower Ordovician Upton Group, Southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1106-1118.
- Lavoie D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada : comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1309-1319.
- Lavoie D., Burden E., et Lebel D., 2003. Stratigraphic framework for the Cambro-Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 177-205.
- Lebel D., Langenberg W., et Mountjoy E. W., 1996. Structure of the central Canadian Cordilleran thrust-and-fold belt, Athabasca-Brazeau area, Alberta; a large, complex intercunaneous wedge. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 44, p. 282-298.
- Lebel D., et Kirkwood D., 1998. Nappes and mélanges in the Québec-Bellechasse area : their regional tectonic and stratigraphic significance in the Humber zone. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Field trip A5 guidebook*, 64 p.
- Leleu S., Manatschal G., et Ghienne J.-F., 2005. The morpho-tectonic evolution and sedimentary record of early convergence in a pre-structured foreland setting : the

- example of the Provence (SE France). Dans : Thrust Belts and Foreland Basins, Joint Earth Science Meeting, Rueil-Malmaison, France, 14-16 décembre 2005, p. 227-230.
- Lemieux S., 1999. Seismic reflection expression and tectonic significance of Late Cretaceous extensional faulting of the western Canada sedimentary basin in southern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 47, p. 375-390.
- Levine J. R., Samson I. M., et Hesse R., 1991. Occurrence of fracture-hosted impsomite and petroleum fluid inclusions, Québec City region, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 139-155.
- Lohmann K. C., et Walker J. C. G., 1989. The $\delta^{18}\text{O}$ record of Phanerozoic abiogenic marine calcite cements. *Geophysical Research Letters*, v. 16, p. 319-322.
- Lowell J. D., 1983. Foreland deformation. Dans : Lowell J. D., et Gries R. (eds.), *Rocky Mountain Association of Geologists*, Denver, U. S. A., *Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts*, p. 1-8.
- Lünenschloss B., Bayer U., et Muchez P., 1997. Coalification anomalies induced by fluid flow at the Variscan thrust front: A numerical model of the palaeotemperature field. *Geologie en Mijnbouw*, v. 76, p. 271-275.
- Machel H. G., et Cavell P. A., 1999. Low-flux, tectonically-induced squeegee fluid flow (« hot flash ») into the Rocky Mountain foreland basin. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 47, p. 510-533.
- Malo M., 2004. Paleogeography of the Matapédia basin in the Gaspé Appalachians : initiation of the post-Taconian successor basin of the Gaspé Belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 553-570.
- Malo M., Duchaine Y., et Leavy D., 2001a. Structural style and fracture analysis of the Saint-Flavien natural gas reservoir, Québec Appalachians. *Institut Canadien des Mines*, 103e réunion annuelle, Programme et résumés, p. 91-92.
- Malo M., Duchaine Y., Leavy D., et Gidon M., 2001b. Structural style of the Québec Appalachians parautochthon as revealed by 3D seismic data at the Saint-Flavien natural gas reservoir : analogy with the Chartreuse massif, French Alps. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting*, St. John's, Canada, May 27-30, Abstracts with Program, p. 94-95.

- Mansy J.-L., Lacquement F., Meilliez F., Hanot F., et Everaerts M., 1997. Interprétation d'un profil sismique pétrolier, sur le méridien de Valenciennes (Nord de la France). *Aardkundige Mededelingen*, v. 8, p. 127-129.
- Marcil J.-S., Lavoie J.-Y., Lavoie V., et Lavoie V., 2006. Reservoir development and natural gas potential in the Southern Québec Lower Palaeozoic Basin. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Montréal, 15-17 mai 2006, Abstracts with Program, p. 94.
- Mawer C. K., 1987. Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova Scotia, Canada. *Tectonophysics*, v. 135, p. 99-119.
- Mawer C. K., 1989. Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova Scotia, Canada - Reply. *Tectonophysics*, v. 166, p. 352-354.
- McCaig A. M., 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones. Dans : Holness M. B. (ed.), *Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*, Chapman & Hall, London, p. 227-266.
- McClay K. R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. Dans : McClay K. R. (ed.), *Chapman and Hall, Thrust Tectonics*, p. 419-433.
- McClay K. R., et Buchanan P. G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. Dans : McClay K. R. (ed.), *Chapman and Hall, Thrust Tectonics*, p. 93-104.
- McHone J. G., 1978. Distribution, orientations, and ages of mafic dikes in central New England. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1645-1655.
- Mehrtens C. J., 1986. The Cambrian platform in northwestern Vermont. *Vermont Geology*, v. 4, p. E01-E21.
- Mehrtens C. J., 1988a. Comparison of foreland basin sequences : the Trenton Group in southern Quebec and central New York. In Keith B. D. (ed.), *The Trenton Group (Upper Ordovician series) of eastern North America*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, v. 29, p. 139-157.
- Mehrtens C. J., 1988b. Bioclastic turbidites in the Trenton Limestone; significance and criteria for recognition. In Keith B. D. (ed.), *The Trenton Group (Upper Ordovician Series) of eastern North America; deposition, diagenesis, and petroleum*, American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, v. 29, p. 87-112.

- Mehrtens C. M., 1996. Digital compilation bedrock geologic map of the Lake Champlain North one-degree sheet, Vermont. Vermont Geological Survey, Open-File Report VG96-02A.
- Meigs A. J., 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 481-502
- Montanez I. P., 1994. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician, Upper Knox carbonates : A record of the hydrodynamic evolution of the Southern Appalachian basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, p. 1210-1239.
- Moretti I., Labaume P., Sheppard S., et Boulegue J., 2000. Compartmentalisation of fluid flow by thrust faults, Sub-Andean Zone, Bolivia. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 493-497.
- Moretti I., Labaume P., Sheppard S., et Boulegue J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean zone, Bolivia. *Tectonophysics*, v. 348, p. 5-24.
- Morin C., 2000. Le Québec, une région pétrolière à découvrir. Ministère des Ressources naturelles du Québec, 8 p.
- Morin C., 2001. Lithofaciès inusité, la Brèche de Lacolle, Basses-Terres du St-Laurent, aspect structural de la plate-forme cambro-ordovicienne à l'aide de profils sismiques. Dans : Lavoie D. (ed.), Geological Survey of Canada, Bassins Avant-pays Appalachiens et Plate-forme du Saint-Laurent, Atelier de Recherche 2000, volume des résumés, Open File no 2838, p. 16-17.
- Morley C. K., 1986. A classification of thrust fronts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 70, p. 12-25.
- MRNQ, 1974. Data on wells drilled for petroleum and natural gas in the St. Lawrence area. Part II, wells more than 500 feet in depth. Compilation by Exploration section, Quebec. Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale de l'Energie, Québec, 350 p.
- MRNFQ, 2006. Système d'information géoscientifique pétrolier et gazier Sigpeg. Ministère des ressources naturelles et de la Faune du Québec, <http://sigpeg.mrnfp.gouv.qc.ca/gpg/classes/igpg>.

- MRNQ, 2001. Québec, a petroleum region to be discovered. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 12 p.
- Muchez P., Slobodnik M., Viaene W. A., et Keppens E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of paleofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology*, v. 96, p. 191-200.
- Muchez P., Zhang Y., Dejonghe L., Viaene W., et Keppens E., 1998. Evolution of palaeofluids at the Variscan thrust front in eastern Belgium. *Geologische Rundschau*, v. 87, p. 373-380.
- Muchez P., Sintubin M., et Swennen R., 2000. Origin and migration pattern of palaeofluids during orogeny: discussion on the Variscides of Belgium and northern France. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 47-51.
- Mugnier J.-L., et Gidon M., 1988. Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux; relations avec la tectonique du socle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 307, p. 1669-1674.
- Naden J., 1996. Calcic Brine : A Microsoft Excel 5.0 add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. PACROFI VI, Madison, USA, p. 97-98.
- Ndzangou O. S., 1993. Le rôle des bryozoaires dans la bioconstruction : Formation de Deschambeault, plate-forme ordovicienne du Saint-Laurent, sud du Québec. Thèse de maîtrise, Université Laval, Canada, 73 p.
- Nicholson R., 1995. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession : Discussion. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1473-1477.
- Nowlan G. S., 2003. Report on fourteen samples from Cambrian and Ordovician strata in eastern and southern Quebec, submitted for microfossil analysis by Denis Lavoie (Geological Survey of Canada - Quebec); NTS 022A/09; 022B/13; 022B/14; 022C/03; 022C/07; 031H/10; CON # 1670. Report 006-GSN-2003, Natural Resources Canada, 7 p.
- Nowlan G. S., et Barnes C. R., 1987. Thermal maturation of paleozoic strata in Eastern Canada from conodont colour alteration index (CAI) data with implications for

- burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and mineral and hydrocarbon exploration. Geological Survey of Canada Bulletin, v. 367, 47 p.
- Oakes C. S., Bodnar R. J., et Simonson J. M., 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O : I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 603-610.
- Ogunyomi O., Hesse R., et Héroux Y., 1980. Pre-orogenic and syn-orogenic diagenesis and anchimetamorphism in Lower Paleozoic continental margin sequences of the Northern Appalachians in and around Quebec City, Canada. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 28, p. 559-577.
- Ohlmacher G. C., et Aydin A., 1995. Progressive deformation and fracture patterns during foreland thrusting in the Southern Appalachians. *American Journal of Science*, v. 295, p. 943-987.
- Ohlmacher G. C., et Aydin A., 1997. Mechanics of vein, fault and solution surface formation in the Appalachian Valley and Ridge, northeastern Tennessee, U.S.A.; implications for fault friction, state of stress and fluid pressure. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 927-944.
- Oliver J., 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts : their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, v. 14, p. 99-102.
- Oliver N. H. S., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 477-492.
- O'Neil J. R., Clayton R. N., et Mayeda T. K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, v. 51, p. 5547-5558.
- Paradis S., et Lavoie D., 1996. Multiple-stage diagenetic alteration and fluid history of Ordovician carbonate-hosted barite mineralization, southern Québec Appalachians. *Sedimentary Geology*, v. 107, p. 121-139.
- Paradis S., et Faure S., 1994. Relationships between deformation and cupriferous mineralization in the external nappe domain of the Quebec Appalachians. *Economic Geology*, v. 89, p. 936-943.

- Paradis S., Chi G., et Lavoie D., 2004. Fluid inclusion and isotope evidence for the origin of the Upton Ba-Zn-Pb deposit, Quebec Appalachians, Canada. *Economic Geology*, v. 99, p. 807-817.
- Perry W. J. Jr., Wardlaw B. R., Bostick N. H., et Maughan E. K., 1983. Structure, burial history, and petroleum potential of frontal thrust belt and adjacent foreland, southwest Montana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, p. 725-743.
- Philippe Y., Deville E., Mascle A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique margins : example of the western Vercors and Chartreuse subalpine massifs (SE France). Dans : Mascle A., Puigdefàbregas C., Lutterbacher H. P., et Fernández M. (eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publication, v. 134, p. 239-262.
- Popp B. N., Anderson T. F., et Sandberg P. A., 1986. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 1262-1269.
- Potter R. W., Clyne M. A., et Brown D. L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, v. 73, p. 284-285.
- Price R. A., 1967. The tectonic significance of mesoscopic subfabrics in the Southern Rocky Mountains of Alberta and British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4 p. 39-70.
- Price R. A., 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. Dans : *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London, Geological Society Special Paper, p. 427-448.
- Price R. A., 2001. An evaluation of models for the kinematic evolution of thrust and fold belts : structural analysis of a transverse fault zone in the Front Ranges of the Canadian Rockies north of Banff, Alberta. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1079-1088.
- Prichonnet G., et Raynal M., 1977. La tectonique du front appalachien dans la région de Saint-Dominique, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 1085-1099.

- Quinlan G. M., et Beaumont C., 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 973-996.
- Rhéault M., Wallach J., et Séjourné S., 2002. Regional geological framework for exploration of natural gas in the St. Lawrence Lowlands and the Champlain Valley of northeastern New York and Quebec. Forty-first annual Ontario Petroleum Institute conference, Ontario-New York oil and gas conference, v. 41, 16 p.
- Rhéault M., Wallach J., et Séjourné S., 2003. Regional geological framework for exploration of the St. Lawrence Lowlands and the Champlain Valley of northeastern New York State and southern Quebec. New York State Energy Research and Development Authority, New York State, October 24, Abstracts with Program.
- Rich J. L., 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 18, p. 1584-1596.
- Robert P., 1985. Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Mémoire*, v. 8, 345 p.
- Roberts G., 1991. Structural controls on fluid migration through the Rencurel thrust zone, Vercors, French Sub-Alpine Chains. Dans : England W. A., et Fleet A. J. (eds), *Geological Society Special Publication*, London, United Kingdom, *Petroleum Migration*, v. 59, p. 245-262.
- Rochat P., Héral G., Baby P., Mascle G., et Aranibar O., 1998. Analyse géométrique et modèle tectonosédimentaire de l'Altiplano Nord-Bolivien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 327, p. 769-775.
- Rocher M., et Tremblay A., 2001. L'effondrement de la plate-forme du Saint-Laurent : ouverture de Iapetus ou de l'Atlantique ? Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de Québec (Canada). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 333, p. 171-178.
- Rocher M., Tremblay A., Lavoie D., et Campeau A., 2003. Brittle fault evolution of the Montréal area (St Lawrence Lowlands, Canada) : rift-related structural

- inheritance and tectonism approached by paleostress analysis. *Geological Magazine*, v. 140, p. 157-172.
- Rodgers J., 1963. Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and west Virginia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 47, p. 1527-1536.
- Rodriguez W. G., Baby P., et Ballard J.-F., 2001. Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne : Structure and palaeogeographic control of the Peruvian Subandean zone. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, v. 333, p. 741-748.
- Ross, G. M., 2000. Tectonics of sedimentary basins : A prelude to fluid evolution. Dans : Kyser K. (ed.), *Fluids and Basin Evolution*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v. 28, p. 39-62.
- Ross G. M., et Eaton D. W., 1999. Basement reactivation in the Alberta Basin; observational constraints and mechanical rationale. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 47, p. 391-411.
- Roure F., Brun J.-P., Colletta B., et Van Den Driessche J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 503-519.
- Roure F., Brun J.-P., Colletta B., et Vially R., 1994. Multiphase extensional structures, fault reactivation, and petroleum plays in the Alpine Foreland basin of southeastern France. Dans : Mascle A. (ed.), *Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, v. 4, p. 245-268.
- Roure F., Swennen R., Schneider F., Faure J. L., Ferket H., Guilhaumou N., Osadetz K., Robion P., et Vandeginste V., 2005. Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust-belts. *Oil and Gas Science and Technology, Institut Français du Pétrole*, v. 60, p. 67-106.
- 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*, 89, p. 199-218.

- Ruiz J., Patchett P. J., et Ortega-Gutierrez F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico and Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Rush P. F., et Chafetz H. S., 1990. Fabric-retentive, non-luminescent brachiopods as indicators of original $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition : A test. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 968-981.
- Salad Hersi O., Lavoie D., et Nowlan G. S., 2002. Stratigraphy of the Upper Cambrian Strites Pond Formation, Philipsburg Group, southern Quebec Appalachians and implications for the Cambrian Platform in eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 50, p. 542-565.
- Salad Hersi O., Lavoie D., et Nowlan G. S., 2003. Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec : implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 149-176.
- Sangster D. F., Nowlan G. S., et McCracken A. D., 1994. Thermal comparison of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their host rocks using fluid inclusion and conodont color alteration index data. *Economic Geology*, v. 89, p. 493-514.
- Sassano G. P., et Procyshyn E., 1988. Mineralogy and paragenesis of the cupriferous deposits of the Acton Vale-Upton sector, Klippen belt, Quebec. *Mineralium Deposita*, v. 23, p. 123-131.
- Sasseville C., Tremblay A., et Clauer N., 2005. K-Ar dating and structural analysis of the taconian allochthons, Québec Appalachians, Canada. *Geological Society of America, Annual Meeting, Northeastern Section, March 14-16, Abstracts with Program*, v. 40.
- Savard M. M., Bourque P. -A., 1989. Diagenetic evolution of Late Silurian reef platform, Gaspé Basin, Quebec, based on cathodoluminescence petrography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 791-806.

- Schoonmaker A., 2005. Convergent and collisional tectonics in parts of Oregon, Maine, and the Vermont-Quebec border. Thèse de doctorat, University at Albany, State University of New York, U.S.A., 222 p.
- Scisciani V., Calamita F., Tavarnelli E., Rusciadelli G., Ori G. G., et Paltrinieri W., 2001. Foreland-dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins : a case from the Central Apennines, Italy. *Tectonophysics*, v. 330, p. 211-224.
- Scisciani V., Tavarnelli E., et Calamita F., 2002. The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1647-1658.
- Seguin M. K., 1982. Geophysics of the Quebec Appalachians. *Tectonophysics*, v. 81, p. 1-50.
- Seguin M. K., 1983. Tectonic style of the Appalachian allochthonous zone of southern Quebec : Seismic and gravimetry evidence. *Tectonophysics*, v. 96, p. 1-18.
- Séjourné S., 2000. Étude structurale et géochimique des veines de l'écaille de Saint-Dominique, Appalaches du sud du Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec, INRS-Géoresources, Canada, 137 p.
- Séjourné S., et Malo M., 2001a. Analyse structurale de l'écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec. *Current Research, Geological Survey of Canada*, v. D12, 12 p.
- Séjourné S., et Malo M., 2001b. Analyse structurale de l'écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec. Dans : Lavoie D. (ed.), *Geological Survey of Canada, Bassins Avant-pays Appalachiens et Plate-forme du Saint-Laurent, Atelier de Recherche 2000, Volume des résumés, Open File n. 2838*, p. 21-22.
- Séjourné S., et Malo M., 2001c. Analyse structurale de l'écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec. Dans : Lavoie D. (ed.), *Geological Survey of Canada, La Plate-forme du Saint-Laurent, la Zone de Humber et les Successions Quaternaires le Long du Transect #1 : Montréal-Appalaches, Open File n. 2812*.
- Séjourné S., et Malo M., 2002a. Structural evolution of Saint-Dominique and Philipsburg carbonate slices along the southern Quebec Appalachians structural front.

- Canadian Society of Petroleum Geologists, Diamond Jubilee Convention, June 3-7, Calgary, Alberta, Abstracts with Program, p. 313.
- Séjourné S., et Malo M., 2002b. Structural evolution of carbonate slices along the southern Quebec Appalachians front. Journée sciences de la Terre, Université Laval, Québec, Programme et recueil des résumés, 11 mars.
- Séjourné S., et Malo M., 2002c. Subsurface geology of southern Québec Appalachians structural front. Rapport confidentiel pour MIR-Téledétection, INRS-ETE, Rapport de recherche 712, 18 p.
- Séjourné S., et Malo M., 2002d. Surface geology of autochthonous domain near southern Québec Appalachians structural front and comparison with subsurface data. Rapport confidentiel pour MIR-Téledétection, INRS-ETE, Rapport de recherche 713, 14 p.
- Séjourné S., et Malo M., 2002e. Interpretation of the seismic line VIBRA 83-900. Rapport confidentiel pour MIR-Téledétection, INRS-ETE, Rapport de recherche 714, 4 p.
- Séjourné S., Dietrich J. R., et Malo M., 2002a. New interpretations of industry seismic lines, southern Quebec Appalachians foreland. Geological Survey of Canada, Current Research D01, 10 p.
- Séjourné S., Dietrich J. R., et Malo M., 2002b. Seismic interpretations from the southern Quebec Appalachians structural front, south of Drummondville. Canadian Society of Petroleum Geologists, Diamond Jubilee Convention, June 3-7, Calgary, Alberta, Abstracts with Program, p. 312.
- Séjourné S., Dietrich J. R., et Malo M., 2002c. New interpretations of industry seismic lines, southern Quebec Appalachians foreland. Journée sciences de la Terre, Université Laval, Québec, Programme et recueil des résumés, 11 mars.
- Séjourné S., et Malo M., 2003. Post-imbrication, N-S shortening of the Philipsburg slice, southern Québec Appalachians. Geological Society of America, Annual Meeting, Northeastern Section, Halifax, Canada, March 27-29, Abstracts with Program, v. 35.

- Séjourné S., Dietrich J., et Malo M., 2003. Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v.51, p. 29-44.
- Séjourné S., Malo M., Savard M. M., et Kirkwood D., 2005. Multiple origin and regional significance of bedding parallel veins in a fold and thrust belt : the example of a carbonate slice along the Appalachian structural front. *Tectonophysics*, v. 407, p. 189-209.
- Séjourné S., Rhéault M., Wallach J., et Malo M., 2006. Integration of remotely sensed, seismic and geological data for exploration of natural gas in the St. Lawrence Lowlands and the Champlain Valley (New York, Vermont and Quebec). Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Montréal, 15-17 mai 2006, Abstracts with Program, p. 137.
- Séjourné S., et Malo M., sous presse. Pre-, syn- and post-imbriation deformation of carbonate slices along the southern Québec Appalachian front - Implications for hydrocarbon exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- Shaw A. B., 1958. Stratigraphy and structure of the St. Albans area, Northwestern Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, v. 69, p. 519-568.
- Shaw E. W., 1963. Canadian Rockies - Orientation in time and space. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v. 2, p. 231-242.
- Shaw B. R., 1993. Strike-slip interpretation of basin-bounding faults of the St. Lawrence Lowlands basin in the Quebec City area, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 743-760.
- Sheppard S. M. F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. Dans : Valley J. W., Taylor H. P. Jr., et O'Neil J. R. (eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy*, v. 16, p. 165-184.
- Slivitzky A., et St-Julien P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Mémoire 85-04, 40 p.
- Smith R. E., et Wiltschko D. V., 1996. Generation and maintenance of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet: Isotropic permeability experiments. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 951-970.

- SOQUIP, 1982. Carte structurale du Trenton autochtone, marqueur bleu (feuilleton Montréal 31H, 1:50.000e). Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec - DP 84-31B.
- SOQUIP, 1984. Carte structurale du socle, marqueur rose (feuilleton Montréal 31H, 1:50.000e). Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec - DP 84-32B.
- Srivastava D. C., et Engelder T., 1990. Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, central Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 116-128.
- Srivastava D. C., et Engelder T., 1991. Fluid evolution history of brittle-ductile shear zones on the hanging wall of Yellow Spring thrust, Valley and Ridge Provinces, Pennsylvania, U.S.A. *Tectonophysics*, v. 198, p. 23-34.
- Stanley R. S., 1974. Environment of deformation, Monkton Quartzite, Shelburn Bay, Western Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 233-246.
- Stanley R. S., 1987. The Champlain thrust fault, Lone Rock Point, Burlington, Vermont. In Roy, D.C., *Geological Society of America Centennial Field Guide*, v. 5, p. 225-228.
- Stanley R. S., 1990. The evolution of mesoscopic imbricate thrust faults - an example from the Vermont foreland, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, v.12, p. 227-241.
- 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.
- Stanley R. S., Rushmer T., Holyoke C., et Lini A., 1999. Faults and fluids in the Vermont foreland and hinterland in western Vermont. Dans : Wright S. F. (ed.), *New England Intercollegiate Geologic Conference Guidebook*, v. 91, p. 153-158.
- St-Antoine P., et Héroux Y., 1993. Genèse du gaz naturel de la région de Trois-Rivières, basses terres du Saint-Laurent, et de Saint-Flavien, Appalaches, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1881-1885.

- St-Julien P., 1982. Rapport d'évaluation géologique et géophysique de la région de Lacolle. Base de données internet Sigpeg, Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 1981TA719-01, 21 p.
- St-Julien P., et Hubert C., 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, v. 275A, p. 337-362.
- St-Julien P., Slivitsky A., et Feininger T., 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *Geological Society of America Memoir*, v. 158, p. 103-111.
- Stockmal G. S., et Waldron J. W. F., 1990. Structure of the Appalachian deformation front in western Newfoundland : Implications of multichannel seismic reflection data. *Geology*, v. 18, p. 765-768.
- Stockmal G. S., et Waldron J. W. F., 1993. Structural and tectonic evolution of the Humber Zone, western Newfoundland. 1. Implication of balanced cross sections through the Appalachian structural front, Port au Port Peninsula. *Tectonics*, v. 12, p. 1056-1075.
- Stockmal G. S., Waldron J. W. F., et Slingsby A., 1997. Structure and tectonics of the external Humber zone, western Newfoundland : implications for hydrocarbon exploration. *Sedimentary Events - Hydrocarbon Systems*, Canadian Society of Petroleum Geologists - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Joint Convention, June 1-6, 1997, Abstracts with Program, p. 268.
- Stockmal G. S., Slingsby A., et Waldron J. W. F., 1998. Deformation styles at the Appalachian structural front, western Newfoundland : Implications of new industry seismic reflection data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 1288-1306.
- Sverjensky D. A., et Garven G., 1992. Tracing great fluid migrations. *Nature*, v. 356, p. 481-482.
- Swennen R., Ferket H., Benchilla L., Roure R., Ellam R., 2003. Fluid flow and diagenesis in carbonate dominated Foreland Fold and Thrust Belts : petrographic inferences from field studies of late-diagenetic fabrics from Albania, Belgium, Canada, Mexico and Pakistan. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 78-79, p. 481-485.

- Tanner P. W. G., 1989. The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 635-655.
- Tanner P. W. G., 1990. The flexural-slip mechanism : Reply. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1084-1087.
- Tassé N., et Schrijver K., 1989. Formation of accessory sphalerite by thermochemical sulphate reduction in Lower Paleozoic carbonate rocks (St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada). *Chemical Geology*, v. 80, p. 55-70.
- Tassé N., Schrijver K., Héroux Y., et Chagnon A., 1987. Étude gîtologique et évaluation du potentiel minéral des Basses-Terres du Saint-Laurent : Rapport d'étape. Ministère de l'Environnement et des Ressources du Québec, Manuscrits Bruts 87-46, 268 p.
- Tavarnelli E., 1997. Structural evolution of a foreland fold-and-thrust belt : the Umbria-Marche Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 523-534.
- Tavarnelli E., 1999. Normal faults in thrust sheets : pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both ? *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1011-1018.
- Teixell A., Durney D. W., et Arboleya M.-L., 2000. Stress and fluid control on décollement within competent limestone. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 349-371.
- Thériault R., 2002. Carte géologique du Québec - Édition 2002. Ministère de l'Environnement et des Ressources du Québec, DV 2002-06, 8 p.
- Thériault R., et Laliberté J.-Y., 2006. Perspectives et concepts d'exploration en hydrocarbures au Québec : Un horizon de découvertes. Québec Exploration, Québec, Canada, 20-24 Novembre.
- Tillman J. E., et Barnes H. L., 1983. Deciphering fracturing and fluid migration histories in Northern Appalachian Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, p. 692-705.
- Travé A., Labaume P., Calvet F., et Soler A., 1998a. Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene southern Pyrenees, Spain). *Tectonophysics*, v. 282, p. 375-398.

- Travé A., Calvet F., Soler A., et Labaume P., 1998b. Fracturing and fluid migration during Paleogene compression and Neogene extension in the Catalan Coastal Ranges, Spain. *Sedimentology*, v. 45, p. 1063-1082.
- Travé A., Calvet F., Sans M., Vergés J., et Thirlwall M., 2000. Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin : the El Guix anticline. *Tectonophysics*, v. 321, p. 73-102.
- Tremblay A., et Pinet N., 1994. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Quebec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p.1172-1181.
- Tremblay A., et Lemieux Y., 2001. Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system between Cap-Tourmente and Baie-Saint-Paul, Quebec. *Geological Survey of Canada, Current Research D15*, 8 p.
- Tremblay A., Long B., et Massé M., 2003. Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec : Kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics*, v. 369, p. 231-252.
- Tucker M. E., Wright V. P., et Dickson J. A. D., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- Urschel S. F., et Friedman G. M., 1984. Paleodepth of burial of Lower Ordovician Beekmantown Group carbonates in New York State. *Compass of Sigma Gamma Epsilon*, v. 61, p. 205-215.
- Vallières A., 1987. Stratigraphie et structure de l'orogène taconique dans la région de Rivière-du-Loup. Thèse de doctorat, Université Laval, Canada, 316 p.
- 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.
- Vandrey M. R., 1991. Stratigraphy, diagenesis, and geochemistry of the Middle Ordovician Glenwood Formation, Michigan Basin. Thèse de maîtrise, University of Wisconsin-Madison, Wisconsin, U.S.A., 239 p.

- Van Keer I., Ondrak R., Muchez P., Bayer U., Dusar M., et Viaene W., 1998. Burial history and thermal evolution of Westphalian coal-bearing strata in the Campine Basin (NE Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, v. 76, p. 301-310.
- van Staal C. R., 2005. North America – Northern Appalachians. Dans : Selley R. C., Cocks L. R. M., et Plimer I. R. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, p. 81-92.
- Vann I. R., Graham R. H., et Hayward A. B., 1986. The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 215-227.
- Veizer J., Bruckschen P., Pawellek F., Diener A., Podlaha O. G., Carden G. A. F., Jasper T., Korte C., Strauss H., Azmy K., et Ala D., 1997. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 132, p. 159-172.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G. A. F., Diener A., et Ebner S., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, v. 161, p. 59-88.
- Vrolijk P., Myers G., et Moore J. C., 1988. Warm fluid migration along tectonic mélanges in the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 10313-10324.
- Waldron J. W. F., Stockmal G. S., Corney R. E., et Stenzel S. R., 1993. Basin development and inversion at the Appalachian structural front, Port au Port Peninsula, western Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1759-1772.
- Wallach J., et Changon J.-Y., 1990. The occurrence of pop-ups in the Québec City area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 698-701.
- Wallach J., Rhéault M., et Séjourné S., 2003. Exploration for natural gas north and east of the Adirondack Dome in New York State. *Northeastern Geology and Environmental Sciences*, v. 25, p. 267-268.
- Washington P. A., 2005. Interacting thrust systems and submarine canyons during taconian deformation of the Ordovician outer shelf in the Champlain Valley, Vermont and New York. *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention*, June 19-22, 2005, Calgary, Alberta, Abstracts with program.

- Webby B. D., Cooper R. A., Bergström S. M., et Paris F., 2004. Stratigraphic framework and time slices. Dans Webby B. D., Paris F., Droser M., et Percival I. G. (eds.), *The Great Ordovician Biodiversity Event*, Columbia University Press, p. 41-47.
- Williams H., 1979. Appalachian orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 792-807.
- Williams H., 1995. Introduction (Humber Zone). Williams H., Geological Survey of Canada, Chapter 3 of *Geology of the Appalachian-Caledonian orogen in Canada and Greenland*, v. 6, p. 47-49.
- Williams P. F., et Hy C., 1990. Origin and deformational and metamorphic history of gold-bearing quartz veins on the Eastern Shore of Nova Scotia. Dans : Sangster A. L. (ed.), *Mineral Deposit Studies in Nova Scotia*. Geological Survey of Canada, Paper 90-8 (1), p. 169-194.
- Wilson J. T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open ? *Nature*, v. 211, p. 676-681.
- Windh J., 1995. Saddle reef and related gold mineralization, Hill End gold field, Australia : Evolution of an auriferous vein system during progressive deformation. *Economic Geology*, v. 90, p. 1764-1775.
- Wojtal S., 1986. Deformation within foreland thrust sheets by populations of minor faults. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 341-360.
- Woodward N. B., 1987. Geological applicability of critical-wedge thrust-belt models. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 827-832.
- Woodward N. B., Boyer S. E., et Suppe J., 1985. An outline of balanced cross-sections. Université du Tennessee, Department of Geological Sciences, Orlando, U.S.A., Short Course No 11, 1-2 novembre 1985, 190 p.
- Woodward N. B., Gray D. R., et Spears D. B., 1986. Including strain data in balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 313-324.
- Yang C., 1991. Diagenesis and anchimetamorphism in a Lower Palaeozoic overthrust belt, external domain of southern Canadian Appalachians. Thèse de doctorat, McGill University, Canada, 335 p.
- Yang C., et Hesse R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, v. 26, p. 211-231.

- Yang C., et Hesse R., 1993. Diagenesis and anchimetamorphism in an overthrust belt, external domain of the Taconian Orogen, southern Canadian Appalachians. II. Paleogeothermal gradients derived from maturation of different types of organic matter. *Organic Geochemistry*, v. 20, p. 381-403.
- Yardley B. W. D., et Graham J. T., 2002. The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, v. 2, p. 249-256.
- Zen E., 1967. Time and space relationships of the Taconic Allochthon and Autochthon. *Geological Society of America Special Paper*, v. 97, 107 p.
- Zen E., 1972. The taconide zone and the Taconic Orogeny in the western part of the northern Appalachian orogen. *Geological Society of America Special Paper*, v. 135, 72 p.
- Zhang Y. G., et Frantz J. D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, v. 64, p. 335-350.
- Zhang Y., Muecher P., et Hein U. F., 1997. Chlorite geothermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, v. 76, p. 267-270.

Appendices

Appendice A1

Appendice A1 : Localisation des échantillons sélectionnés pour l'analyse diagénétique dans les écailles de Saint-Dominique. Les coordonnées sont données en NAD 83, zone UTM 18.

Échantillon	Structure	Estant	Nordant
S-003.1	Encaissant	664415	5045789
S-011	Encaissant	664430	5045775
S-012.1	Encaissant	664430	5045775
S-016	Veine en contraction	664460	5045747
S-017	Veine d'extension	664460	5045747
S-018A	Veine d'extension	664460	5045747
S-018B	Veine en contraction	664460	5045747
S-020	Veine en contraction	664460	5045747
S-021	Veine en contraction	664460	5045747
S-024A	Veine en contraction	664483	5045724
S-024B	Veine en contraction	664483	5045724
S-026	Encaissant	664498	5045712
S-027	Veine en contraction	664521	5045688
S-028A	Veine en contraction	664521	5045688
S-028B	Veine d'extension	664521	5045688
S-031	Veine en contraction	664571	5045645
S-032	Veine d'extension	664571	5045645
S-035	Veine en contraction	664618	5045598
S-037	Veine d'extension	664618	5045598
S-039	Encaissant	664680	5045540
S-040	Veine en contraction	664680	5045540
S-041B	Veine en contraction	664605	5045585
S-041D	Veine en contraction	664605	5045585
S-041E	Veine en contraction	664605	5045585
S-041F	Veine en contraction	664605	5045585
S-041H	Veine en contraction	664605	5045585
S-042A	Veine en contraction	664571	5045620
S-042B	Encaissant	664571	5045620
S-045	Veine en contraction	666657	5049381
S-050	Encaissant	666657	5049381
S-051	Veine en contraction	666645	5049379
S-052	Veine en contraction	666645	5049379
S-053	Veine en contraction	666640	5049378
S-054	Encaissant	666640	5049378
S-057	Encaissant	666614	5049378
S-062	Veine en contraction	666603	5049376
S-063	Veine en contraction	666591	5049376
S-064	Faïlle normale	666585	5049377
S-073A	Veine en contraction	666550	5049374
S-073B	Veine en contraction	666550	5049374
S-074	Veine en contraction	666536	5049373
S-075	Veine en contraction	666536	5049373
S-078	Veine en contraction	666550	5049374
S-080	Veine en contraction	666499	5049371
S-083A	Encaissant	666485	5049370
S-083B	Veine d'extension	666485	5049370
S-084	Veine d'extension	666485	5049370
S-091	Veine d'extension	666181	5048807
S-092	Veine d'extension	666161	5048698
S-093	Veine d'extension	666161	5048698
S-094A	Veine en contraction	664430	5045775

Échantillon	Structure	Estant	Nordant
S-094B	Veine en contraction	664430	5045775
S-094D	Veine en contraction	664430	5045775
S-094E	Veine en contraction	664430	5045775
S-095A	Veine en contraction	664510	5045700
S-095B	Encaissant	664510	5045700
S-096	Veine en contraction	664596	5045620
S-101	Veine d'extension	665105	5045139
S-103	Veine en contraction	665292	5044936
S-104	Faille inverse	665292	5044936
S-105A	Veine d'extension	665292	5044936
S-105B	Encaissant	665292	5044936
S-107	Veine en contraction	665297	5044949
S-108	Faille inverse	665297	5044949
S-115A	Encaissant	666585	5049377
S-115B	Veine d'extension	666585	5049377
S-115C	Veine d'extension	666585	5049377
S-123A	Veine en contraction	666677	5049445
S-123B	Veine en contraction	666677	5049445
S-123C	Veine en contraction	666677	5049445
S-124A	Veine d'extension	666677	5049445
S-124B	Veine d'extension	666677	5049445
S-124C	Veine d'extension	666677	5049445
S-125	Veine en contraction	666680	5049464
S-126	Encaissant	666680	5049464
S-127A	Veine en contraction	666603	5049376
S-127B	Veine en contraction	666603	5049376
S-128A	Veine en contraction	666603	5049376
S-129A	Veine en contraction	666603	5049376
S-129B	Veine en contraction	666603	5049376
S-131A	Faille normale	666591	5049376
S-131B	Faille normale	666591	5049376
S-132A	Faille normale	666585	5049377
S-133A	Faille normale	666550	5049374
S-133B	Faille normale	666550	5049374
S-134A	Faille inverse	664584	5045631
S-134B	Encaissant	664584	5045631
S-135	Faille décrochante	664584	5045631
S-136A	Faille inverse	664540	5045674
S-136B	Faille inverse	664540	5045674
S-136C	Faille inverse	664540	5045674
S-137A	Veine en contraction	664558	5045656
S-137B	Veine en contraction	664558	5045656
S-138A	Veine en contraction	664558	5045656
S-138B	Veine en contraction	664558	5045656
S-139A	Veine en contraction	664558	5045656
S-139B	Veine en contraction	664558	5045656
S-200.1	Encaissant	664524	5045687
S-201.2	Faille décrochante	664524	5045687
S-202.1	Encaissant	664524	5045687
S-203.1	Encaissant	664558	5045656
S-205.1	Encaissant	664584	5045631

Échantillon	Structure	Estant	Nordant
S-212.1	Faille inverse	664609	5045608
S-212.2	Faille inverse	664609	5045608
S-213.1	Encaissant	664415	5045789
S-214.1	Encaissant	664430	5045775
S-215.1	Encaissant	664430	5045775
S-220.1	Encaissant	665202	5045052
S-223.1	Faille décrochante	666522	5049652
S-223.2	Faille décrochante	666522	5049652
S-223.3	Encaissant	666522	5049652
S-229.1	Veine en contraction	666633	5049662
S-230.1	Veine en contraction	666633	5049662
S-231.1	Encaissant	666704	5049627
S-234.1	Faille décrochante	666527	5049398
S-235.1	Faille normale	666433	5049387
S-240.1	Faille décrochante	666652	5049597
S-246.1	Encaissant	666457	5049425
S-249.1	Veine d'extension	666559	5049401
S-249.2	Encaissant	666559	5049401
S-253.1	Faille inverse	663958	5042865
S-257.2	Faille normale	663955	5042939
S-265.1	Encaissant	663951	5042944
S-266.1	Faille normale	663987	5042848
S-269.1	Faille inverse	664006	5042835
S-270.1	Faille inverse	664075	5042790
S-281.1	Encaissant	665897	5049707
S-281.2	Encaissant	665897	5049707
S-282.1	Encaissant	665897	5049707
S-283.1	Encaissant	665897	5049707
S-284.1	Encaissant	665897	5049707
S-286.1	Faille normale	665868	5049730
S-290.1	Veine dans dyke	665868	5049730
S-291.1	Faille inverse	665815	5049990
S-295.1	Veine en contraction	665836	5049983
S-301.1	Faille décrochante	665827	5050030
S-301.2	Faille décrochante	665827	5050030
S-305.1	Faille normale	666012	5050118
S-306.1	Encaissant	666012	5050118
S-307.1	Faille normale	666012	5050118
S-311.1	Faille inverse	666115	5050093
S-312.1	Faille inverse	666111	5050227
S-316.1	Veine dans dyke	666524	5049592
S-320.1	Faille décrochante	664520	5045638
S-321.1	Veine d'extension	664584	5045631
S-322.1c	Faille décrochante	664682	5055476
S-322.1d	Faille décrochante	664682	5055476

Appendice A2

Appendice A2 : Caractéristiques principales des lignes sismiques étudiées et identification des puits associés.

Informations sur les lignes						Relations avec les puits et les autres lignes				Traitements et retraitements					
Nom	Propriétaire	Date	Source	Qualité	Feuillet NTSC	Autorisation de publication	Puits lié à la ligne	Puits avec diagraphie sur le même bloc de socle	Puits sans diagraphie sur le même bloc de socle	Autres lignes intersectées	Stack final	Dip Scan	Déconvolution FX	Migration KT	
5Q-115	Shell-Soquip	1969	Vibroseis	Mauvaise	31H10	Interprétation uniquement		A152 - A179	A115 - A116		OUI	OUI	OUI	OUI	
5Q-126		1969		Mauvaise	31H07				5Q-1041	OUI	OUI	OUI	OUI		
5Q-133		1971		Bonne	31H06					OUI	OUI	OUI	OUI		
5Q-147		1970		Moyenne	31H03			A166	A042 - A120	OUI	OUI	OUI	OUI		
5Q-147A		1970		Moyenne	31H02			A166		OUI	OUI	OUI	OUI		
5Q-149		1970		Mauvaise	31H03 - 31H02				Q-124 - Q-145	OUI	OUI	OUI	OUI		
5Q-1041		1971		Moyenne	31H07				5Q-126	OUI					
10Q-107		1968		Moyenne	31H10			A152	A152 - A179 - A181		OUI	OUI	OUI	OUI	
78-831		1978		Bonne	31H06						OUI	OUI	OUI	OUI	
89-TQ-D01		Bow Valley		1989	Vibroseis		Excellente	31H10	Sans les points de tir		A152 - A179 - A181				
89-TQ-D02	31H10 - 31H15					A181									OUI
89-TQ-D04 26	31H15					A181 - A189		A020 - A021 - A022 - A024 - A081 - A082							OUI
Q-108	BHP	1990	Vibroseis	Bonne	31H06 - 31H07	Complète			A041		OUI			OUI	
Q-114					31H03			A042 - A076 - A077 - A120		OUI			OUI		
Q-118					31H03			A076 - A077		OUI			OUI		
Q-124					31H03			A166	5Q-149	OUI			OUI		
Q-127					31H07					OUI			OUI		
Q-129					31H07					OUI			OUI		
QJ-112					31H03			A042 - A076 - A077 - A120		OUI			OUI		
QJ-145					31H03			A166	5Q-149	OUI			OUI		
Q-100N					31H14			A104 - A105 - A106 - A107		OUI			OUI		
Q-100S					31H11 - 31H14			A109		OUI			OUI		
Q-101A					31H14			A104 - A105 - A106 - A107 - A109		OUI			OUI		
Q-101B					31H11			A023 - A108 - A109		OUI			OUI		

Noms des puits cités ci-dessus :

No du Puits	Nom du puits	No du Puits	Nom du puits
A020	Canadian Natural Gas No 1	A106	Québec Fuel No 3
A021	Canadian Natural Gas No 2	A107	Québec Fuel No 4
A022	Canadian Natural Gas No 3	A108	Saint-Hyacinthe No 1
A023	Canadian Natural Gas No 4	A109	Richelieu Gas, Saint-Denis No 2
A024	Canadian Natural Gas No 5	A115	Sainte-Rosalie No 1
A042	Eastern Canada No 5	A116	Sainte-Rosalie No 2
A076	Lozo and Joseph No 1	A120	Senigon No 1
A077	Lozo and Joseph No 2	A152	Shell Saint-Simon No 1
A081	National Gas No 1	A166	Shell, Saint-Armand ouest No 1
A082	National Gas No 2	A179	SOQUIP et al., Saint-Hugues No 1
A104	Québec Fuel No 1	A181	SOQUIP et al., Sainte-Hélène No 1
A105	Québec Fuel No 2	A189	SOQUIP, Saint-Thomas-d'Aquin No 1

Appendice A3

Appendice A3 : Résultats de l'analyse des isotopes stables des ciments de l'encaissant, des veines et des failles de l'écaille de Saint-Dominique. Phases : c = calcite, d = dolomite. Source : M = analyses réalisées dans le cadre des travaux de maîtrise de l'auteur (Séjourné, 2000), D = analyses réalisées dans le cadre de la présente étude doctorale. Unité : B = Groupe de Beekmantown, C = Groupe de Chazy, T = Groupe de Trenton. Les précisions sont arrondies à la première décimale la plus proche. Une précision de 0,0 indique une valeur inférieure à 0,05. La localisation des échantillons est consignée dans l'Appendice A1.

Échantillon	Structure	Ciment	Unité	Source	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB ‰	Précision	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB ‰	Précision
S-003.1	Encaissant	d	B	D	-4,8		-1,1	
S-011	Encaissant	c	B	M	-7,8		-1,0	
S-012.1	Encaissant	d	B	D	-4,8		-1,0	
S-016	Veine en contraction	c	B	M	-8,7		-1,6	
S-017	Veine d'extension	c	B	M	-8,6		-1,1	
S-018A	Veine d'extension	c	B	M	-9,1		-1,8	
S-018B	Veine en contraction	c	B	M	-8,5		-0,7	
S-020	Veine en contraction	c	B	M	-8,6		-0,9	
S-021	Veine en contraction	c	B	M	-8,3	± 0,2	-0,4	± 0,0
S-024A	Veine en contraction	c	C	M	-8,3	± 0,1	-0,3	± 0,0
S-024B	Veine en contraction	c	C	M	-9,5		-0,6	
S-026	Encaissant	c	C	M	-8,6		-0,3	
S-027	Veine en contraction	c	C	M	-8,7		-0,4	
S-028A	Veine en contraction	c	C	M	-8,3		-0,1	
S-028B	Veine d'extension	c	C	M	-8,6		-0,6	
S-031	Veine en contraction	c	C	M	-9,7		-1,3	
S-032	Veine d'extension	c	C	M	-8,3		-0,2	
S-035	Veine en contraction	c	C	M	-8,5		-0,7	
S-037	Veine d'extension	c	C	M	-8,8		-0,3	
S-039	Encaissant	c	C	M	-8,0	± 0,1	-0,7	± 0,1
S-040	Veine en contraction	c	C	M	-8,3	± 0,0	-0,1	± 0,0
S-041B	Veine en contraction	c	C	M	-9,2		-1,2	
S-041D	Veine en contraction	c	C	M	-8,8		-0,9	
S-041E	Veine en contraction	c	C	M	-9,4		-1,0	
S-041F	Veine en contraction	c	C	M	-9,2		-1,1	
S-041H	Veine en contraction	c	C	M	-8,4		-0,4	
S-042A	Veine en contraction	c	C	M	-9,9	± 0,0	-1,4	± 0,0
S-042B	Encaissant	c	C	M	-9,4		-1,8	
S-045	Veine en contraction	c	T	M	-6,6	± 0,1	1,4	± 0,0
S-050	Encaissant	c	T	M	-6,4		1,6	
S-051	Veine en contraction	c	T	M	-6,4		1,4	
S-052	Veine en contraction	c	T	M	-6,3		1,4	
S-053	Veine en contraction	c	T	M	-6,1		1,3	
S-054	Encaissant	c	T	M	-6,7		1,5	
S-057	Encaissant	c	T	M	-7,3		1,4	
S-062	Veine en contraction	c	T	M	-8,1		0,6	
S-063	Veine en contraction	c	T	M	-6,5	± 0,0	1,4	± 0,0
S-064	Faïlle normale	c	T	M	-6,8		1,3	
S-073A	Veine en contraction	c	T	M	-7,7		0,8	
S-073B	Veine en contraction	c	T	M	-7,6		0,9	
S-074	Veine en contraction	c	T	M	-6,2	± 0,0	1,3	± 0,0
S-075	Veine en contraction	c	T	M	-6,4		1,3	
S-078	Veine en contraction	c	T	M	-6,5		1,4	
S-080	Veine en contraction	c	T	M	-6,3		1,3	
S-083A	Encaissant	c	T	M	-6,4		1,1	
S-083B	Veine d'extension	c	T	M	-5,8		1,4	
S-084	Veine d'extension	c	T	M	-6,6		0,9	

Échantillon	Structure	Ciment	Unité	Source	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ ‰	Précision	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ‰	Précision
S-091	Veine d'extension	c	C	M	-7,5		-0,8	
S-092	Veine d'extension	c	C	M	-7,4		-1,4	
S-093	Veine d'extension	c	C	M	-7,9		-1,3	
S-094A	Veine en contraction	c	B	M	-8,6		-0,9	
S-094B	Veine en contraction	c	B	M	-8,8		-1,1	
S-094D	Veine en contraction	c	B	M	-8,6		-0,9	
S-094E	Veine en contraction	c	B	M	-8,2		-0,9	
S-095A	Veine en contraction	c	C	M	-10,0		-1,3	
S-095B	Encaissant	c	C	M	-9,5		-1,3	
S-096	Veine en contraction	c	C	M	-8,4		-0,3	
S-101	Veine d'extension	c	T	M	-6,7		1,3	
S-103	Veine en contraction	c	T	M	-6,3		1,3	
S-104	Faille inverse	c	T	M	-6,2		1,4	
S-105A	Veine d'extension	c	T	M	-7,3		0,6	
S-105B	Encaissant	c	T	M	-6,6		1,5	
S-107	Veine en contraction	c	T	M	-6,5		1,4	
S-108	Faille inverse	c	T	M	-6,0	± 0,1	1,7	± 0,0
S-115A	Encaissant	c	T	M	-6,8		1,4	
S-115B	Veine d'extension	c	T	M	-6,8		1,2	
S-115C	Veine d'extension	c	T	M	-7,0		0,9	
S-123A	Veine en contraction	c	T	M	-6,3		0,8	
S-123B	Veine en contraction	c	T	M	-6,3		0,9	
S-123C	Veine en contraction	c	T	M	-5,7		1,1	
S-124A	Veine d'extension	c	T	M	-6,5		1,3	
S-124B	Veine d'extension	c	T	M	-7,5		1,4	
S-124C	Veine d'extension	c	T	M	-6,5		1,7	
S-125	Veine en contraction	c	T	M	-7,0	± 0,1	1,3	± 0,0
S-126	Encaissant	c	T	M	-6,2		1,4	
S-127A	Veine en contraction	c	T	M	-6,5		1,3	
S-127B	Veine en contraction	c	T	M	-4,7		2,0	
S-128A	Veine en contraction	c	T	M	-6,4		1,3	
S-129A	Veine en contraction	c	T	M	-6,1		1,7	
S-129B	Veine en contraction	c	T	M	-5,9		1,6	
S-131A	Faille normale	c	T	M	-5,9		1,7	
S-131B	Faille normale	c	T	M	-5,3		1,8	
S-132A	Faille normale	c	T	M	-5,9		1,8	
S-133A	Faille normale	c	T	M	-5,9		1,6	
S-133B	Faille normale	c	T	M	-6,1		1,4	
S-134A	Faille inverse	c	C	M	-8,1		-0,3	
S-134B	Encaissant	c	C	M	-6,2		-1,0	
S-135	Faille décrochante	c	C	M	-5,4		1,0	
S-136A	Faille inverse	c	C	M	-8,4		-0,6	
S-136B	Faille inverse	c	C	M	-8,5		-0,6	
S-136C	Faille inverse	c	C	M	-8,1		-0,3	
S-137A	Veine en contraction	c	C	M	-8,3	± 0,1	-0,4	± 0,0
S-137B	Veine en contraction	c	C	M	-8,3		-0,6	
S-138A	Veine en contraction	c	C	M	-8,2		-0,3	
S-138B	Veine en contraction	c	C	M	-8,4		-0,1	
S-139A	Veine en contraction	c	C	M	-8,5		-0,6	
S-139B	Veine en contraction	c	C	M	-8,6		-0,8	
S-200.1	Encaissant	c	C	D	-8,6		-1,6	
S-201.2	Faille décrochante	c	C	D	-9,3		-1,0	
S-202.1	Encaissant	c	C	D	-8,9	± 0,1	-0,9	± 0,1
S-203.1	Encaissant	c	C	D	-7,0		-1,9	
S-212.1	Faille inverse	c	C	D	-8,6		-0,5	
S-212.2	Faille inverse	c	C	D	-7,0		-0,3	
S-213.1	Encaissant	c	B	D	-9,1		-0,9	

Échantillon	Structure	Ciment	Unité	Source	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ ‰	Précision	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ‰	Précision
S-214.1	Encaissant	c	B	D	-7,8		-2,1	
S-215.1	Encaissant	c	B	D	-8,5	± 0,1	-2,2	± 0,1
S-220.1	Encaissant	c	T	D	-6,6		1,7	
S-223.1	Faille décrochante	c	T	D	-7,0	± 0,0	0,9	± 0,1
S-223.2	Faille décrochante	c	T	D	-6,2		1,0	
S-223.3	Encaissant	c	T	D	-6,5	± 0,1	0,9	± 0,2
S-229.1	Veine en contraction	c	T	D	-6,5		1,1	
S-230.1	Veine en contraction	c	T	D	-6,5	± 0,2	1,5	± 0,2
S-231.1	Encaissant	c	T	D	-6,4	± 0,1	1,4	± 0,2
S-234.1	Faille décrochante	c	T	D	-6,6	± 0,1	1,1	± 0,1
S-235.1	Faille normale	c	T	D	-7,1	± 0,0	0,5	± 0,1
S-240.1	Faille décrochante	c	T	D	-5,3	± 0,0	1,0	± 0,1
S-246.1	Encaissant	c	T	D	-5,4		1,0	
S-249.1	Veine d'extension	c	T	D	-6,7	± 0,1 (n=3)	0,7	± 0,1 (n=3)
S-249.2	Encaissant	c	T	D	-7,1		0,6	
S-253.1	Faille inverse	c	T	D	-8,1	± 0,1	0,7	± 0,1
S-257.2	Faille normale	c	T	D	-9,2		0,8	
S-265.1	Encaissant	c	T	D	-8,9	± 0,1	0,9	± 0,1
S-266.1	Faille normale	c	B	D	-6,9		0,0	
S-269.1	Faille inverse	c	B	D	-8,3	± 0,1	-0,8	± 0,0
S-270.1	Faille inverse	c	B	D	-7,7	± 0,1	0,2	± 0,0
S-281.1	Encaissant	d	B	D	-10,1		-1,4	
S-281.2	Encaissant	d	B	D	-9,3		-1,0	
S-282.1	Encaissant	c	B	D	-8,4		-0,8	
S-283.1	Encaissant	d	B	D	-8,6		-1,7	
S-284.1	Encaissant	d	B	D	-5,9		-1,8	
S-286.1	Faille normale	c	B	D	-8,9		-0,2	
S-290.1	Veine dans dyke	d	B	D	-12,7		0,0	
S-291.1	Faille inverse	c	B	D	-8,0		-0,8	
S-295.1	Veine en contraction	d	B	D	-10,8		-1,7	
S-301.1	Faille décrochante	c	B	D	-8,8		-0,8	
S-301.2	Faille décrochante	c	B	D	-9,0		-1,1	
S-305.1	Faille normale	c	B	D	-8,8		-1,4	
S-306.1	Encaissant	c	B	D	-8,1		-0,8	
S-307.1	Faille normale	c	B	D	-8,5	± 0,1 (n=3)	-0,9	± 0,1 (n=3)
S-311.1	Faille inverse	c	B	D	-7,3		-0,5	
S-312.1	Faille inverse	c	B	D	-8,3	± 0,1	0,0	± 0,0
S-316.1	Veine dans dyke	d	T	D	-9,3		-2,9	
S-320.1	Faille décrochante	c	C	D	-6,9		-0,2	
S-321.1	Veine d'extension	c	C	D	-8,5	± 0,1 (n=3)	-0,6	± 0,1 (n=3)
S-322.1c	Faille décrochante	c	T	D	-8,3		0,1	
S-322.1d	Faille décrochante	d	T	D	-8,5		-1,2	

Appendice A4

Appendice A4 : Résultats de l'analyse des isotopes du strontium des ciments de l'encaissant, des veines et des failles de l'écaillage de Saint-Dominique. Les valeurs pondérées sont celles retenues pour l'interprétation. Ciments : c = calcite, d = dolomite. Source : D = analyses réalisées dans le cadre de la présente étude doctorale. Unité : B = Groupe de Beekmantown, C = Groupe de Chazy, T = Groupe de Trenton. La localisation des échantillons est consignée dans l'Appendice A1.

Échantillon	Structure	Ciment	Unité	Usage	pondéré		sans désolvation		avec désolvation	
					$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s
S-031	Veine en contraction	c	C	D	0,71127	0,00003	0,71127	0,00003		
S-032	Veine d'extension	c	C	D	0,70995	0,00003	0,70995	0,00003		
S-062	Veine en contraction	c	T	D	0,70828	0,00003	0,70828	0,00003		
S-108	Faille inverse	c	T	D	0,70817	0,00003	0,70817	0,00003		
S-131A	Faille normale	c	T	D	0,70822	0,00003	0,70822	0,00003		
S-200.1	Encaissant	c	C	D	0,70917	0,00003	0,70917	0,00003		
S-212.2	Faille inverse	c	C	D	0,71078	0,00003	0,71078	0,00003		
S-214.1	Encaissant	c	B	D	0,70892	0,00007	0,70892	0,00007		
S-240.1	Faille décrochante	c	T	D	0,70836	0,00007	0,70836	0,00007		
S-249.1	Veine d'extension	c	T	D	0,70821	0,00005	0,70820	0,00007		
S-265.1	Encaissant	c	T	D	0,70834	0,00007	0,70834	0,00007		
S-270.1	Faille inverse	c	B	D	0,71072	0,00007	0,71072	0,00007		
S-290.1	Veine dans dyke	d	B	D	0,70704	0,00003			0,70704	0,00003
S-301.1	Faille décrochante	c	B	D	0,71054	0,00003	0,71054	0,00003		
S-305.1	Faille normale	c	B	D	0,71242	0,00007	0,71242	0,00007		
S-316.1	Veine dans dyke	d	T	D	0,70723	0,00001	0,70723	0,00001		
S-320.1	Faille décrochante	c	C	D	0,70989	0,00001	0,70989	0,00001		

Appendice A5

Appendice A5 : Compilation des observations microthermométriques réalisées sur les inclusions fluides des ciments structuraux échantillonnés dans l'écaille de Saint-Dominique. AIF : assemblage d'inclusions fluides, V/L = rapport du volume de gaz sur le volume de liquide, observé à température ambiante, Taille = mesure de l'axe le plus long de l'inclusion, $T_{f, \text{glace}}$ = température de fusion de la glace, T_h = température d'homogénéisation, n = nombre d'inclusions de l'AIF concernées par la mesure, H = phase dans laquelle l'homogénéisation est réalisée, l = homogénéisation en phase liquide, c = homogénéisation en phase critique. La localisation des échantillons est reportée dans l'Appendice A1.

Échantillon	Cristal hôte	AIF	Occurrence	V/L (%)	Taille (mm)	$T_{f, \text{glace}}$ (°C)			T_h (°C)			H	Système	Salinité (poids % eq. NaCl)		Notes
						Intervalle	Moyenne	n	Intervalle	Moyenne	n			Intervalle	Moyenne	
S-062	Quartz tardif (5 %) remplissant des fractures et la porosité résiduelle des ciments calcitiques	1	isolé	100	7				-103,5	-103,5	1	l	CH ₄			
		2	aléatoire	100	3				-90,6	-90,6	1	l	CH ₄			
		3	isolé	30	7	-7,3	-7,3	1	147,5	147,5	1	c	H ₂ O-NaCl	10,9	10,9	
		4	isolé	20	6	-1,8	-1,8	1	230,5	230,5	1	l	H ₂ O-NaCl	3,1	3,1	cycling
		5	amas	30-50	3-6	-4,2 à -3,2	-3,6	2	229,7 à 244,0	235,9	2	l	H ₂ O-NaCl	5,3 à 6,7	5,9	
		6	isolé	100	2				-89,9	-89,9	1	l	CH ₄			
		7	isolé	100	2				-90,9	-90,9	1	l	CH ₄			
		8	isolé	100	5				-104,6	-104,6	1	l	CH ₄			
		9	isolé	100	4				-100,1	-100,1	1	l	CH ₄			
		10	isolé	100	4				-92,5	-92,5	1	l	CH ₄			
		11	isolé	100	5				-92,1	-92,1	1	l	CH ₄			
		12	isolé	100	6				-93,7	-93,7	1	l	CH ₄			
		13	isolé	100	9				-99,9	-99,9	1	l	CH ₄			
		14	amas	100	6-9				-93,3 à -92,3	-92,8	3	l	CH ₄			
		15	isolé	20	5	-3,2	-3,2	1	228,6	228,6	1	l	H ₂ O-NaCl	5,3	5,3	
		16	isolé	20	6	-4,3	-4,3	1	230,8	230,8	1	l	H ₂ O-NaCl	6,9	6,9	
		17	isolé	35	9	-4,1	-4,1	1	245,3	245,3	1	l	H ₂ O-NaCl	6,6	6,6	
		18	amas	30	7	-4,0	-4,0	1	240,0	240,0	1	l	H ₂ O-NaCl	6,4	6,4	
		19	amas	10-20	6-8	-2,6 à -2,3	-2,5	3	240,0 à 244,4	242,7	3	l	H ₂ O-NaCl	3,9 à 4,3	4,2	cycling
S-083B	Quartz (5 %) contemporain de la calcite	1	amas	20-50	20-50	-3,0 à -2,8	-2,9	3	152,5 à 155,3	153,8	3	l	H ₂ O-NaCl	4,6 à 5,0	4,8	
		2	isolé	100	11				-84,3	-84,3	1	v	CH ₄			
		3	isolé	10	9	-3,1	-3,1	1	150,0	150,0	1	l	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	
		4	isolé	20	7	-2,7	-2,7	1	151,2	151,2	1	l	H ₂ O-NaCl	4,5	4,5	
		5	isolé	100	11				-87,2	-87,2	1	v	CH ₄			
		6	isolé	100	11				-88,9	-88,9	1	v	CH ₄			
	Calcite (95 %) contemporaine du quartz	7	amas	20-30	7-9	-3,1 à -2,7	-2,9	3	151,6 à 154,6	153,2	3	l	H ₂ O-NaCl	4,5 à 5,1	4,8	
		8	isolé	60	9	-3,1	-3,1	1	150,0	150,0	1	l	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	
		9	isolé	100	10				-85,4	-85,4	1	v	CH ₄			
		10	isolé	100	11				-85,6	-85,6	1	v	CH ₄			
		11	isolé	30	15	-2,8	-2,8	1	155,3	155,3	1	l	H ₂ O-NaCl	4,6	4,6	
		12	isolé	20	15	-3,0	-3,0	1	153,9	153,9	1	l	H ₂ O-NaCl	5,0	5,0	
		13	isolé	100	9				-84,7	-84,7	1	v	CH ₄			
		14	isolé	100	10				-88,4	-88,4	1	v	CH ₄			
		15	isolé	40	10	-2,8	-2,8	1	151,2	151,2	1	l	H ₂ O-NaCl	4,6	4,6	
		16	amas	20-50	6-17	-3,1 à -2,8	-3,0	2	150,4 à 155,1	152,8	2	l	H ₂ O-NaCl	4,6 à 5,1	5,0	

Échantillon	Cristal hôte	AIF	Occurrence	V/L (%)	Taille (mm)	T _f -glace (°C)			T _h (°C)			H	Système	Salinité (poids % eq. NaCl)		Notes
						Intervalle	Moyenne	n	Intervalle	Moyenne	n			Intervalle	Moyenne	
S-084	Quartz (5 %) contemporain de la calcite	1	amas	20-30	4-6	-3,1 à -2,6	-2,8	3	159,0 à 160,3	159,8	3	1	H ₂ O-NaCl	4,3 à 5,1	4,6	
		2	isolé	40	7	-1,6	-1,6	1	165,1	165,1	1	1	H ₂ O-NaCl	2,7	2,7	
		3	isolé	20	5	-1,7	-1,7	1	159,8	159,8	1	1	H ₂ O-NaCl	2,9	2,9	
		4	isolé	10	10	-2,2	-2,2	1	163,9	163,9	1	1	H ₂ O-NaCl	3,7	3,7	
	Calcite (95 %) contemporaine du quartz	5	isolé	20	10	-2,7	-2,7	1	159,8	159,8	1	1	H ₂ O-NaCl	4,5	4,5	
		6	isolé	10	6	-3,1	-3,1	1	159,8	159,8	1	1	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	
		7	isolé	30	3	-3,1	-3,1	1	159,7	159,7	1	1	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	
		8	isolé	20	7	-3,2	-3,2	1	164,7	164,7	1	1	H ₂ O-NaCl	5,3	5,3	
		9	amas	30-40	10-15	-2,6 à -2,2	-2,4	2	160,1 à 163,6	161,9	2	1	H ₂ O-NaCl	3,7 à 4,3	4,0	
		10	isolé	100	10				-95,4	-95,4	1	v	CH ₄			
		11	amas	20-30	4-6	-3,2 à -2,6	-2,9	2	160,4 à 160,9	160,7	2	1	H ₂ O-NaCl	4,3 à 5,3	4,8	
		12	isolé	100	6				-84,1	-84,1	1	v	CH ₄			
		13	isolé	20	7	-1,7	-1,7	1	165,5	165,5	1	1	H ₂ O-NaCl	2,9	2,9	
S-108	Quartz tardif (5 %) remplissant des fractures et la porosité résiduelle des ciments calcitiques	1	isolé	20	6	-2,4	-2,4	1	178,9	178,9	1	1	H ₂ O-NaCl	4,0	4,0	cycling
		2	isolé	10	3	-5,9	-5,9	1	199,6	199,6	1	c	H ₂ O-NaCl	9,1	9,1	cycling
		3	amas	20-40	3-4	-1,2	-1,2	1	186,1	186,1	1	1	H ₂ O-NaCl	2,1	2,1	cycling
		4	aléatoire	30	3	-4,8	-4,8	1	204,7	204,7	1	1	H ₂ O-NaCl	7,6	7,6	
		5	isolé	30	5	-1,4	-1,4	1	235,9	235,9	1	1	H ₂ O-NaCl	2,4	2,4	
		6	isolé	20	3	-2,2	-2,2	1	189,0	189,0	1	1	H ₂ O-NaCl	3,7	3,7	
		7	isolé	10	4	-4,3	-4,3	1	201,5	201,5	1	1	H ₂ O-NaCl	6,9	6,9	
		8	isolé	15	4	-3,5	-3,5	1	215,2	215,2	1	1	H ₂ O-NaCl	5,7	5,7	
		9	isolé	10	5	-4,0	-4,0	1	191,4	191,4	1	1	H ₂ O-NaCl	6,4	6,4	
		10	amas	30	4	-0,8	-0,8	1	194,4	194,4	1	1	H ₂ O-NaCl	1,4	1,4	
		11	isolé	40	2	-2,1	-2,1	1	181,7	181,7	1	1	H ₂ O-NaCl	3,5	3,5	
		12	isolé	20	8	-2,6	-2,6	1	223,9	223,9	1	1	H ₂ O-NaCl	4,3	4,3	
		13	amas	40	7	-2,5	-2,5	1	226,1	226,1	1	1	H ₂ O-NaCl	4,2	4,2	
		14	isolé	20	3	-3,2	-3,2	1	198,6	198,6	1	1	H ₂ O-NaCl	5,3	5,3	
		15	isolé	10	8	-1,4	-1,4	1	210,0	210,0	1	1	H ₂ O-NaCl	2,4	2,4	
		16	isolé	30	9	-1,8	-1,8	1	201,1	201,1	1	1	H ₂ O-NaCl	3,1	3,1	
		17	isolé	15	10	-2,7	-2,7	1	212,9	212,9	1	1	H ₂ O-NaCl	4,5	4,5	
		18	amas	25	4	-2,5	-2,5	1	206,1	206,1	1	1	H ₂ O-NaCl	4,2	4,2	

Échantillon	Cristal hôte	AIF	Occurrence	V/L (%)	Taille (mm)	T _f -glace (°C)			T _h (°C)			H	Système	Salinité (poids % eq. NaCl)		Notes	
						Intervalle	Moyenne	n	Intervalle	Moyenne	n			Intervalle	Moyenne		
S-131A	Quartz tardif (5 %) remplissant des fractures et la porosité résiduelle des ciments calcitiques	1	amas	100	2				-109,9 à -108,7	-109,2	2	1	CH ₄				
		2	aléatoire	100	4-5				-107,4 à -106,9	-107,2	2	1	CH ₄				
		3	amas	100	2-4				-109,9 à -108,1	-108,8	3	1	CH ₄				
		4	amas	30	5	-1,3	-1,3	1	147,2	147,2	1	1	H ₂ O-NaCl	2,2	2,2		
		4	amas	100	4				-88,2	-88,2	1	1	CH ₄				
		5	isolé	100	12				-102,3	-102,3	1	1	CH ₄				
		6	isolé	100	5				-94,5	-94,5	1	1	CH ₄				
		7	isolé	100	6				-110,6	-110,6	1	1	CH ₄				
		8	aléatoire	20-40	2-6	-2,1 à -1,2	-2,0	3	154,0 à 156,1	155,8	3	1	H ₂ O-NaCl	2,1 à 3,5	3,4	cycling	
		9	isolé	20	9	-1,3	-1,3	1	155,1	155,1	1	c	H ₂ O-NaCl	2,2	2,2		
		10	amas	100	2-7				-103,1 à -99,4	-101,2	4	1	CH ₄				
		11	isolé	10	2	-1,7	-1,7	1	149,7	149,7	1	1	H ₂ O-NaCl	2,9	2,9		
		12	isolé	100	2				-91,8	-91,8	1	1	CH ₄				
		13	amas	35	2	-1,4	-1,4	1	152,8	152,8	1	1	H ₂ O-NaCl	2,4	2,4		
		14	amas	100	4				-110,5	-110,5	1	1	CH ₄				
		15	amas	100	6				-107,1	-107,1	1	1	CH ₄				
		16	isolé	20	3	-1,0	-1,0	1	145,9	145,9	1	1	H ₂ O-NaCl	1,7	1,7		
		17	isolé	10	7	-1,5	-1,5	1	148,8	148,8	1	1	H ₂ O-NaCl	2,6	2,6		
18	isolé	20	8	-1,2	-1,2	1	152,6	152,6	1	1	H ₂ O-NaCl	2,1	2,1				
S-229.1	Calcite (95 %) contemporaine du quartz. Pas d'inclusions analysables dans le quartz	1	isolé	20	7	-0,9	-0,9	1	164,8	164,8	1	1	H ₂ O-NaCl	1,6	1,6		
		2	isolé	100	10				-87,7	-87,7	1	v	CH ₄				
		3	isolé	30	4	-1,3	-1,3	1	165,0	165,0	1	1	H ₂ O-NaCl	2,2	2,2		
		4	isolé	40	6	-1,3	-1,3	1	168,4	168,4	1	1	H ₂ O-NaCl	2,2	2,2		
		5	isolé	100	10				-83,7	-83,7	1	v	CH ₄				
		6	amas	100	4-5				-95,4 à -94,0	-94,7	2	v	CH ₄				
		7	isolé	100	10				-84,7	-84,7	1	v	CH ₄				
		8	amas	30	5-6	-1,5 à -1,2	-1,3	3	163,5 à 168,8	166,9	3	1	H ₂ O-NaCl	2,1 à 2,6	2,2		
		9	isolé	10	13	-1,0	-1,0	1	164,2	164,2	1	1	H ₂ O-NaCl	1,7	1,7		
		10	amas	20	6-12	-1,1 à -1,1	-1,1	2	165,2 à 166,6	165,9	2	1	H ₂ O-NaCl	1,9 à 1,9	1,9		
		11	isolé	100	17				-95,1	-95,1	1	v	CH ₄				
		12	isolé	20	16	-1,5	-1,5	1	168,8	168,8	1	1	H ₂ O-NaCl	2,6	2,6		

Échantillon	Cristal hôte	AIF	Occurrence	V/L (%)	Taille (mm)	T _f glace (°C)			T _s (°C)			H	Système	Salinité (poids % eq. NaCl)		Notes
						Intervalle	Moyenne	n	Intervalle	Moyenne	n			Intervalle	Moyenne	
S-230.1	Quartz tardif (5 %) remplissant des fractures et la porosité résiduelle des ciments calcitiques	1	amas	100	3-4				-97,7 à -85,5	-91,6	2	1	CH ₄			
		2	isolé	100	4				-97,9	-97,9	1	1	CH ₄			
		3	amas	100	2-3				-97,2 à -96,0	-96,6	2	1	CH ₄			
		4	amas	30	2	-5,5	-5,5	1	187,3	187,3	1	c	H ₂ O-NaCl	8,5	8,5	
		4	amas	100	3				-96,7	-96,7	1	1	CH ₄			
		5	aléatoire	100	2-5				-98,5 à -83,8	-93,1	3	1	CH ₄			
		6	amas	100	6				-85,9	-85,9	1	1	CH ₄			
		6	amas	20	3	-4,3	-4,3	1	174,3	174,3	1	1	H ₂ O-NaCl	6,9	6,9	
		7	isolé	100	4				-85,7	-85,7	1	1	CH ₄			
		8	amas	100	4-4				-85,7 à -82,4	-84,1	2	1	CH ₄			
		9	amas	40	2	-3,1	-3,1	1	163,2	163,2	1	1	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	cycling
		10	isolé	100	2				-105,5	-105,5	1	1	CH ₄			
		11	amas	100	2-3				-106,4 à -103,8	-70,1	2	1	CH ₄			
		12	amas	20	3-4	-4,7 à -4,6	-4,7	2	170,0 à 173,9	172,0	2	1	H ₂ O-NaCl	7,3 à 7,4	7,4	
		12	amas	100	4				-83,5	-83,5	1	1	CH ₄			
		13	amas	20-30	5-5	-3,2 à -2,8	-3,0	2	163,3 à 164,8	164,1	2	1	H ₂ O-NaCl	4,6 à 5,3	5,0	
		14	amas	30	8	-3,5	-3,5	1	164,6	164,6	1	1	H ₂ O-NaCl	5,7	5,7	
		15	amas	20	2-3	-4,4 à -3,4	-3,9	2	164,4 à 175,0	169,7	2	1	H ₂ O-NaCl	5,6 à 7,0	6,3	
		16	amas	10-15	4-4	-4,4 à -3,7	-4,1	2	164,0 à 173,5	168,8	2	1	H ₂ O-NaCl	6,0 à 7,0	6,6	
		17	isolé	30	4	-3,0	-3,0	1	161,0	161,0	1	1	H ₂ O-NaCl	5,0	5,0	
		18	amas	20	6	-3,3	-3,3	1	165,2	165,2	1	1	H ₂ O-NaCl	5,4	5,4	
		19	aléatoire	10-40	2-4	-4,7 à -4,4	-4,6	2	169,6 à 173,7	171,7	2	1	H ₂ O-NaCl	7,0 à 7,4	7,3	
20	isolé	20	4	-3,1	-3,1	1	174,6	174,6	1	1	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1			
21	isolé	20	8	-3,9	-3,9	1	174,0	174,0	1	1	H ₂ O-NaCl	6,3	6,3			
22	amas	10-35	4-9	-3,7 à -3,1	-3,5	3	169,6 à 172,1	170,8	3	1	H ₂ O-NaCl	5,7	5,7			
S-240.1	Quartz tardif (1 %) remplissant des fractures et la porosité résiduelle des ciments calcitiques	1	isolé	100	3				-90,6	-90,6	1	1	CH ₄			
		2	isolé	100	2				-89,9	-89,9	1	1	CH ₄			
		3	aléatoire	100	2-3				-93,0 à -89,7	-91,4	2	1	CH ₄			
		4	isolé	100	2				-89,3	-89,3	1	1	CH ₄			
		5	isolé	100	7				-89,4	-89,4	1	1	CH ₄			
		6	isolé	100	3				-92,9	-92,9	1	1	CH ₄			
		7	isolé	100	2				-94,4	-94,4	1	1	CH ₄			
		8	isolé	100	4				-89,4	-89,4	1	1	CH ₄			
		9	amas	100	2-2				-91,2 à -90,1	-90,7	2	1	CH ₄			
		10	isolé	100	4				-90,8	-90,8	1	1	CH ₄			
		11	isolé	100	6				-89,2	-89,2	1	1	CH ₄			
		12	isolé	20	6	-7,1	-7,1	1	88,7	88,7	1	1	H ₂ O-NaCl	10,6	10,6	décrépitation forcée à 189°C
		13	aléatoire	10	4-7	-4,8 à -4,0	-4,4	2	74,4 à 75,1	74,8	2	1	H ₂ O-NaCl	6,4 à 7,6	7,0	décrépitation forcée à 189°C
		14	amas	10	7	-7,9	-7,9	1	92,3	92,3	1	1	H ₂ O-NaCl	11,6	11,6	décrépitation forcée à 189°C
		15	isolé	20	8	-5,8	-5,8	1	128,9	128,9	1	c	H ₂ O-NaCl	8,9	8,9	décrépitation forcée à 189°C
		16	isolé	10	1	-5,4	-5,4	1	124,6	124,6	1	1	H ₂ O-NaCl	8,4	8,4	décrépitation forcée à 189°C
		17	isolé	30	2	-4,3	-4,3	1	77,1	77,1	1	1	H ₂ O-NaCl	6,9	6,9	décrépitation forcée à 189°C
		18	amas	10-20	3-7	-5,3 à -3,9	-4,7	3	75,1 à 92,9	81,4	3	1	H ₂ O-NaCl	6,3 à 8,3	7,4	décrépitation forcée à 189°C
		19	amas	40	4	-7,0	-7,0	1	89,3	89,3	1	1	H ₂ O-NaCl	10,5	10,5	décrépitation forcée à 189°C
		20	amas	10	3	-7,1	-7,1	1	88,0	88,0	1	1	H ₂ O-NaCl	10,6	10,6	décrépitation forcée à 189°C
		20	amas	100	5				-89,3	-89,3	1	1	CH ₄			
		21	isolé	20	6	-5,3	-5,3	1	81,6	81,6	1	1	H ₂ O-NaCl	8,3	8,3	
		22	isolé	20	5	-5,8	-5,8	1	85,4	85,4	1	1	H ₂ O-NaCl	8,9	8,9	
		23	isolé	40	7	-5,7	-5,7	1	81,9	81,9	1	1	H ₂ O-NaCl	8,8	8,8	
24	isolé	10	6	-4,7	-4,7	1	77,1	77,1	1	1	H ₂ O-NaCl	7,4	7,4			

Échantillon	Cristal hôte	AIF	Occurrence	V/L (%)	Taille (mm)	T _{f-glace} (°C)			T _h (°C)			H	Système	Salinité (poids % eq. NaCl)		Notes				
						Intervalle	Moyenne	n	Intervalle	Moyenne	n			Intervalle	Moyenne					
S-270.1	Quartz (40 %) contemporain des ciments calcitiques					Nombreuses inclusions comportant une bulle à température ambiante. Toutes sont métastables, avec des T _{f-glace} supérieures à 0°C, qui augmentent après un étirement forcé.														
S-290.1	Quartz (10 %) contemporain du ciment dolomitique					1	isolé	10	2	-4,0	-4,0	1	154,3	154,3	1	1	H ₂ O-NaCl	6,4	6,4	décrépitation forcée à 250°C
						2	isolé	20	7	-9,0	-9,0	1	160,5	160,5	1	1	H ₂ O-NaCl	12,8	12,8	décrépitation forcée à 250°C
						3	isolé	20	1	-4,3	-4,3	1	154,4	154,4	1	1	H ₂ O-NaCl	6,9	6,9	décrépitation forcée à 250°C
						4	amas	10	7	-6,9	-6,9	1	159,4	159,4	1	1	H ₂ O-NaCl	10,4	10,4	décrépitation forcée à 250°C
						5	isolé	30	6	-6,5	-6,5	1	157,6	157,6	1	1	H ₂ O-NaCl	9,9	9,9	décrépitation forcée à 250°C
						6	isolé	10	4	-9,0	-9,0	1	178,4	178,4	1	1	H ₂ O-NaCl	12,8	12,8	décrépitation forcée à 250°C
						7	isolé	20	2	-9,5	-9,5	1	166,3	166,3	1	1	H ₂ O-NaCl	13,4	13,4	décrépitation forcée à 250°C
						8	isolé	30	2	-4,6	-4,6	1	158,6	158,6	1	1	H ₂ O-NaCl	7,3	7,3	décrépitation forcée à 250°C
						9	amas	10	4	-4,7	-4,7	1	155,4	155,4	1	1	H ₂ O-NaCl	7,4	7,4	décrépitation forcée à 250°C
						10	isolé	20	5	-7,3	-7,3	1	156,1	156,1	1	1	H ₂ O-NaCl	10,9	10,9	décrépitation forcée à 250°C
						11	amas	20-30	2-4	-6,7 à -5,0	-5,9	1	158,5 à 158,9	158,7	1	1	H ₂ O-NaCl	7,9 à 10,1	9,1	décrépitation forcée à 250°C
						12	amas	35-40	4-5	-9,1 à -8,9	-9,0	2	166,6 à 170,3	168,5	2	1	H ₂ O-NaCl	12,7 à 13,0	12,8	décrépitation forcée à 250°C
S-305.1	Quartz (20 %) contemporain du ciment calcitique					1	isolé	20	3	-3,7	-3,7	1	151,0	151,0	1	1	H ₂ O-NaCl	6,0	6,0	
						2	isolé	60	4	-0,1	-0,1	1	128,8	128,8	1	c	H ₂ O-NaCl	0,2	0,2	cycling
						3	isolé	20	3	-0,6	-0,6	1	141,3	141,3	1	1	H ₂ O-NaCl	1,1	1,1	cycling
						4	isolé	50	4	-0,5	-0,5	1	144,3	144,3	1	1	H ₂ O-NaCl	0,9	0,9	cycling
						5	isolé	20	2	-0,2	-0,2	1	181,5	181,5	1	1	H ₂ O-NaCl	0,4	0,4	cycling
						6	isolé	40	3	-2,2	-2,2	1	174,3	174,3	1	1	H ₂ O-NaCl	3,7	3,7	cycling
						7	amas	20	5	-0,6	-0,6	1	177,0	177,0	1	1	H ₂ O-NaCl	1,1	1,1	cycling
						8	isolé	20	5	-0,5	-0,5	1	184,3	184,3	1	1	H ₂ O-NaCl	0,9	0,9	cycling
						9	amas	10-20	7-8	-3,1 à -2,0	-2,6	2	155,5 à 174,0	164,8	2	1	H ₂ O-NaCl	3,4 à 5,1	4,3	
						10	amas	10-30	3-5	-0,6 à -0,4	-0,5	3	144,5 à 150,1	146,4	3	1	H ₂ O-NaCl	0,7 à 1,1	0,9	cycling
						11	amas	20	9	-3,2	-3,2	1	156,8	156,8	1	1	H ₂ O-NaCl	5,3	5,3	cycling
						12	isolé	20	10	-0,5	-0,5	1	181,6	181,6	1	1	H ₂ O-NaCl	0,9	0,9	cycling
						13	amas	10-30	3-4	-0,6 à -0,4	-0,5	2	142,8 à 151,8	147,3	2	1	H ₂ O-NaCl	0,7 à 1,1	0,9	cycling
						14	isolé	10	9	-3,1	-3,1	1	157,0	157,0	1	1	H ₂ O-NaCl	5,1	5,1	
						15	amas	10	9	-2,5	-2,5	1	177,1	177,1	1	1	H ₂ O-NaCl	4,2	4,2	
						16	isolé	30	3	-2,1	-2,1	1	175,1	175,1	1	1	H ₂ O-NaCl	3,5	3,5	
						17	amas	15-20	2-2	-1,2 à -0,9	-1,1	2	178,4 à 181,7	180,1	2	1	H ₂ O-NaCl	1,6 à 2,1	1,9	cycling
						18	isolé	60	4	-1,4	-1,4	1	165,2	165,2	1	1	H ₂ O-NaCl	2,4	2,4	
						19	amas	30	5	-1,2	-1,2	1	155,4	155,4	1	1	H ₂ O-NaCl	2,1	2,1	
						20	isolé	20	4	-1,4	-1,4	1	171,7	171,7	1	1	H ₂ O-NaCl	2,4	2,4	
						21	isolé	25	5	-2,2	-2,2	1	155,2	155,2	1	1	H ₂ O-NaCl	3,7	3,7	
						22	isolé	20	6	-1,6	-1,6	1	148,9	148,9	1	1	H ₂ O-NaCl	2,7	2,7	
						23	amas	10	6	-0,6	-0,6	1	155,3	155,3	1	1	H ₂ O-NaCl	1,1	1,1	
						24	isolé	35	7	-0,9	-0,9	1	159,9	159,9	1	1	H ₂ O-NaCl	1,6	1,6	
						25	isolé	20	6	-0,7	-0,7	1	166,5	166,5	1	1	H ₂ O-NaCl	1,2	1,2	
S-316.1	Quartz tardif (30%) remplissant des géodes au sein du ciment dolomitique					Inclusions très petites, ne présentant pas de phase vapeur à température ambiante. Aucun changement de phase observé jusqu'à 280°C.														

*Et le navigateur en mer atteint de nos fumées
vit que la terre, jusqu'au faite, avait changé d'image.
(Anabase, Saint-John Perse)*

**REPROGRAPHIE DE LA REMISE FINALE
DU MÉMOIRE OU DE LA THÈSE**

Lors de la remise finale de mon mémoire ou de ma thèse, les photocopies ont été effectuées par :

l'étudiant(e) :



*Les photocopies effectuées par l'étudiant(e)
seront sous sa responsabilité.*

STEPHAN SÉTOURNÉ

Nom

Stephan Séourné

Signature

Nom du directeur de recherche: MICHEL MALO

Nom du co-directeur de recherche: MARTINE SAVARD

Boursier ou non-boursier: NON-BOURSIER