

Université du Québec  
INRS-Géoresources

**Nouvelles données stratigraphiques et structurales dans la partie sud-est  
du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé,  
Appalaches du sud du Québec**

Par  
Benoit Lafrance

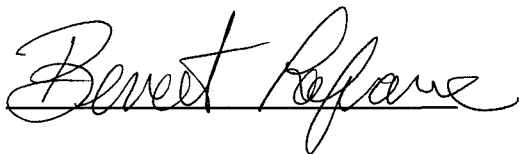
Mémoire présenté  
pour l'obtention du grade de  
Maître ès sciences (M.Sc.)

Avril 1995

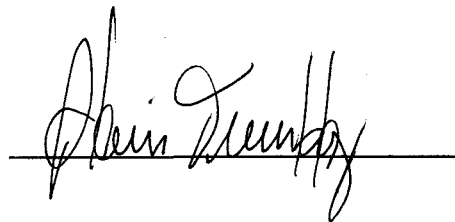
Résumé

Dans le sud-est des Appalaches du Québec la faille de la Rivière Victoria est historiquement considérée comme la limite structurale entre les roches siluro-dévonienues du Groupe de Saint-Francis et celles de la Formation de Frontenac dont l'âge n'est pas connu précisément. Les caractéristiques lithologiques et structurales de ces deux unités sont cependant semblables et leur contact ne semble marqué par aucune discontinuité majeure. Dans le but de comprendre si la Formation de Frontenac appartient à la même séquence stratigraphique que le Groupe de Saint-Francis et de vérifier si la faille de la Rivière Victoria sépare deux séquences distinctes, nous avons effectué des études structurales et lithologiques régionales afin de caractériser ces unités. L'approche régionale a été complétée par certaines études détaillées notamment une analyse microstructurale de la cinématique de la faille de la Rivière Victoria et une étude pétrographique des grès.

Nos observations suggèrent que la Formation de Frontenac fait partie de la même séquence stratigraphique que le Groupe de Saint-Francis et, par conséquent, doit être incluse au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. La faille de la Rivière Victoria est relocalisée en bordure de roches volcaniques appartenant à la Formation de Frontenac. Dans la région de Lac-Mégantic, la faille de la Rivière Victoria est soulignée par le développement d'une foliation mylonitique, de linéations d'étirement et d'indicateurs de sens de cisaillement montrant un transport tectonique inverse du sud-est vers le nord-ouest. L'analyse structurale régionale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé suggère que la faille de la Rivière Victoria est associée à la présence d'un front structural séparant différents domaines structuraux. Nous corrélons la faille de la Rivière Victoria, telle que définie dans ce travail, avec la faille de Perry Stream au New Hampshire.



Benoit Lafrance  
Étudiant



Dr. Alain Tremblay  
Directeur de recherche

Remerciements

Je tiens à remercier le Ministère des Ressources naturelles du Québec qui a défrayé les coûts reliés aux études de terrain au cours de l'été 1992 et le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) pour la bourse d'études supérieures qu'il m'a accordée. Je tiens à remercier également Daniel Lebel pour son support lors des travaux de terrains de l'été 1992. Un grand merci aussi à tous les professeurs-chercheurs, le personnel et les étudiants du Centre Géoscientifique de Québec qui m'ont accordé de leur temps et leurs encouragements, particulièrement Nicolas Pinet et Sonia Boucher. Enfin, je tiens à remercier de façon particulière mon directeur de maîtrise, Alain Tremblay, dont la grande disponibilité et l'intérêt soutenu lors de cette étude furent grandement appréciés.

Table des matières

Résumé.....	II
Remerciements .....	III
Table des matières .....	IV
Liste des figures.....	VI
Liste des tableaux .....	VII
Liste des planches.....	VII
Liste des annexes .....	VII
Introduction.....	1
Chapitre 1 Problématique et méthodologie.....	2
1.1 Problématique.....	2
1.1.1 L'âge de la Formation de Frontenac .....	2
1.1.2 La faille de la Rivière Victoria .....	8
1.2 Méthodologie .....	9
1.2.1 Travaux de terrain.....	9
1.2.2 Étude structurale.....	10
1.2.3 Étude pétrographique .....	11
1.3 Contribution des différents coauteurs de l'article du chapitre 2. ....	11
Chapitre 2 Stratigraphie et géologie structurale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.....	15
- Manuscrit de l'article: Relations stratigraphiques et structurales entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac, synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, sud du Québec.	
Résumé.....	16
2.1 Introduction .....	17
2.2 Contexte tectonostratigraphique .....	19
2.3 Stratigraphie.....	19
2.3.1 Le Groupe de Saint-Francis.....	20
2.3.1.1 La Formation de Compton.....	22
2.3.2 La Formation de Frontenac .....	26
2.4 Géologie structurale.....	27
2.4.1 Domaine 1.....	27
2.4.2 Domaine 2.....	29
2.4.3 Domaine 3.....	29

2.4.4 La faille de la Rivière Victoria .....	31
2.5 Discussion .....	33
2.5.1 Relations stratigraphiques.....	33
2.5.2 Évolution tectonostratigraphique et structurale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.....	37
Conclusion.....	42
Remerciements .....	42
Chapitre 3 Synthèse des résultats.....	43
3.1 Structure de la région de Malvina .....	43
3.2 Sections représentatives de la faille de la Rivière Victoria.....	45
3.3 Quartz métamorphique des formations de Compton et de Frontenac .....	45
3.4 Corrélations.....	49
3.4.1 Corrélations stratigraphiques .....	49
3.4.2 Corrélations structurales .....	50
3.5 Apports scientifiques de ce travail.....	50
Conclusions et recommandations.....	53
Références.....	54

Liste des figures

Figure 1.1: Contexte géologique régional simplifié de la région étudiée et localisation des principaux feuillets SNRC visités (carte à l'échelle 1:50 000).....	3
Figure 1.2: Colonnes stratigraphiques de différentes régions des travaux les plus récents portant sur la Formation de Frontenac.....	4
Figure 1.3: Coupe NO-SE montrant les relations stratigraphiques et structurales proposées par différents auteurs.....	7
Figure 2.1: Localisation de la région étudiée (zone ombragée) et carte géologique simplifiée des Appalaches du sud du Québec.....	18
Figure 2.2: Carte géologique du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et des unités adjacentes dans le sud du Québec.....	21
Figure 2.3: Diagramme de provenance tectonique des grès des membres de Milan et de Lac-Drolet ainsi que de la Formation de Frontenac.....	24
Figure 2.4: a) Carte de localisation des domaines structuraux. b) Projections stéréographiques équiaires des éléments planaires et linéaires des différents domaines structuraux.....	28
Figure 2.5: Coupe structurale schématique illustrant les relations entre les différents domaines structuraux.....	30
Figure 2.6: Schéma illustrant un motif d'interférence de type "crochet" (type 3 de Ramsay et Huber, 1987) entre des plis P1 et P2 observés sur un affleurement de la Formation de Frontenac au sein du domaine structural 3.....	32
Figure 2.7: Photomicrographies des roches volcaniques de la Formation de Frontenac provenant de l'affleurement "A" de la figure 2.2, montrant le développement progressif de la schistosité mylonitique.....	34
Figure 2.8: Colonnes stratigraphiques des différentes régions discutées dans le texte.....	36
Figure 2.9: a-c) Reconstruction paléogéographique schématique pré-acadienne du SCVG dans le sud du Québec. d) Coupe structurale du SCVG illustrant les relations structurales actuelles.....	39
Figure 2.10: Comparaison de l'évolution des cycles régression-transgression durant le Silurien et le Dévonien pour les régions du Témiscouata et du sud du Québec (modifié de Bourque <i>et al.</i> , 1989).....	41

## VII

Figure 3.1: Carte de localisation du domaine structural 4 dans la région de Malvina.....	44
Figure 3.2: Localisation des sections représentatives de la faille de la Rivière Victoria.....	46

### Liste des tableaux

Tableau 1.1: Liste et composition des échantillons de grès étudiés.....	13
---	----

### Liste des planches

Planche 1: Photomicrographies des échantillons de la section de la Rivière au Saumon.....	47
Planche 2: Photomicrographies des échantillons de la section de la Pointe Rocky.....	48

### Liste des annexes

Annexe A: Projections stréréographiques équiaires des éléments planaires et linéaires des domaines structuraux 1 à 4.....	pochette
Annexe B: Geology of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium, southern Québec. (carte annotée).....	pochette





## Introduction

Dans les Appalaches du sud du Québec, les roches de la Formation de Frontenac dont l'âge est incertain sont en contact avec les roches siluro-dévonienne du Groupe de Saint-Francis. La nature du contact entre les deux unités est problématique et a déjà été interprétée comme étant un contact sédimentaire ou un contact faillé. De plus, l'absence d'âges biostratigraphiques ou isotopiques dans ces unités a conduit différents auteurs à des interprétations contradictoires en ce qui a trait à la séquence stratigraphique de la région. Les roches du Groupe de Saint-Francis appartiennent au synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, un important bassin successeur post-taconien, alors que l'affinité tectonostratigraphique de la Formation de Frontenac demeure confuse.

Ce mémoire de maîtrise comporte trois chapitres; on retrouve dans le premier une description de la problématique et de la méthodologie, alors que le deuxième présente le manuscrit d'un article qui sera soumis pour publication dans la Revue canadienne des Sciences de la Terre. Le troisième chapitre se veut un complément du second. On n'y retrouve en effet que le matériel n'ayant pas été présenté dans l'article faute d'espace.

L'article du chapitre 2 est rédigé en français, nous avons donc trouvé pertinent d'insérer en annexe de ce mémoire une carte de grande dimension (échelle 1:360 000 approx.) annotée en anglais, dans le but de favoriser une plus large diffusion des données et des résultats de cette étude.

# Chapitre 1

## Problématique et méthodologie

### 1.1 Problématique

Deux principaux facteurs expliquent les interprétations contradictoires concernant les relations stratigraphiques entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac citées par différents auteurs: 1) l'âge de la Formation de Frontenac qui n'est pas connue et 2) la présence ou non d'une faille (la faille de la Rivière Victoria) le long de leur contact. Ces deux facteurs sont interdépendants, un contact faillé impliquant un âge différent pour ces deux unités alors qu'un contact sédimentaire suggère une séquence normale. Afin de résoudre cette problématique de la partie sud-est des Appalaches du Québec, nous avons concentré nos efforts dans une grande région de l'Estrie-Beauce, et plus particulièrement dans la région de Lac-Mégantic (figure 1.1).

Les discussions qui suivent portent sur cette problématique dans le but de mieux situer le lecteur face aux contradictions existantes dans cette région.

#### 1.1.1 L'âge de la Formation de Frontenac

Les âges proposées pour la Formation de Frontenac sont uniquement basées sur certaines corrélations et relations stratigraphiques avec les unités adjacentes parce que, jusqu'à tout récemment, on n'y avait retrouvé aucun fossile et que le matériel datable par méthodes radiométriques est rare dans cette unité. Au fil des décennies et des différents travaux effectués sur cette unité, l'âge attribué à la Formation de Frontenac a varié d'Ordovicien à Dévonien (figure 1.2). Un des facteurs clés qui contrôle ces interprétations divergentes est la reconnaissance des grandes structures régionales, à savoir si la Formation de Frontenac affleure au coeur d'une structure synclinale ou anticlinale et si elle est en contact faillé avec les unités adjacentes.

Au Québec, Dresser (1902-1903), McGerrigle (1934) et Cooke (1950) (dans Chevé, 1990) proposèrent un âge ordovicien en favorisant une structure anticlinale, situant ainsi la Formation de Frontenac sous les unités siluro-dévonniennes du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG). Cet âge ordovicien est supporté par la corrélation des roches

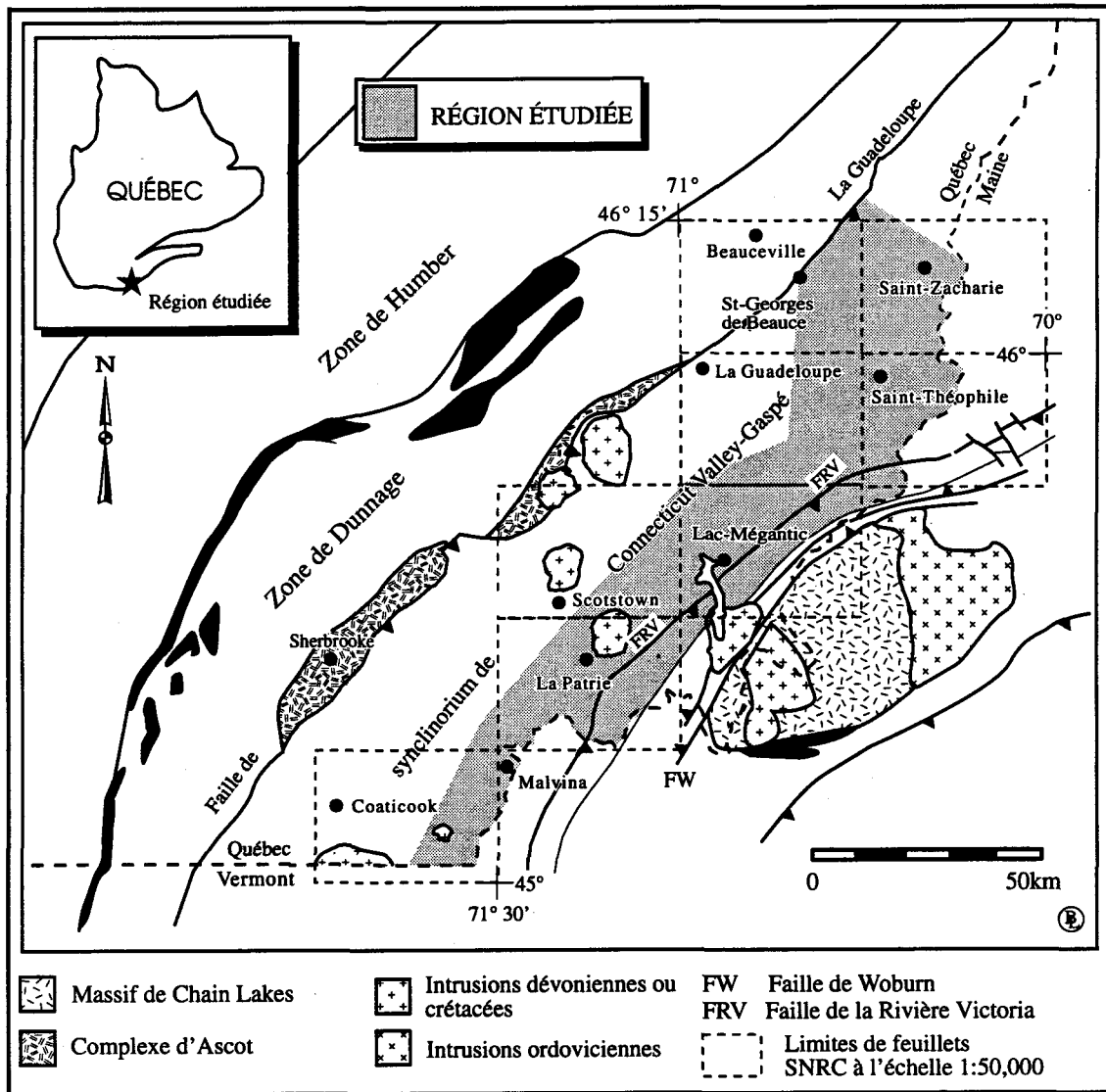
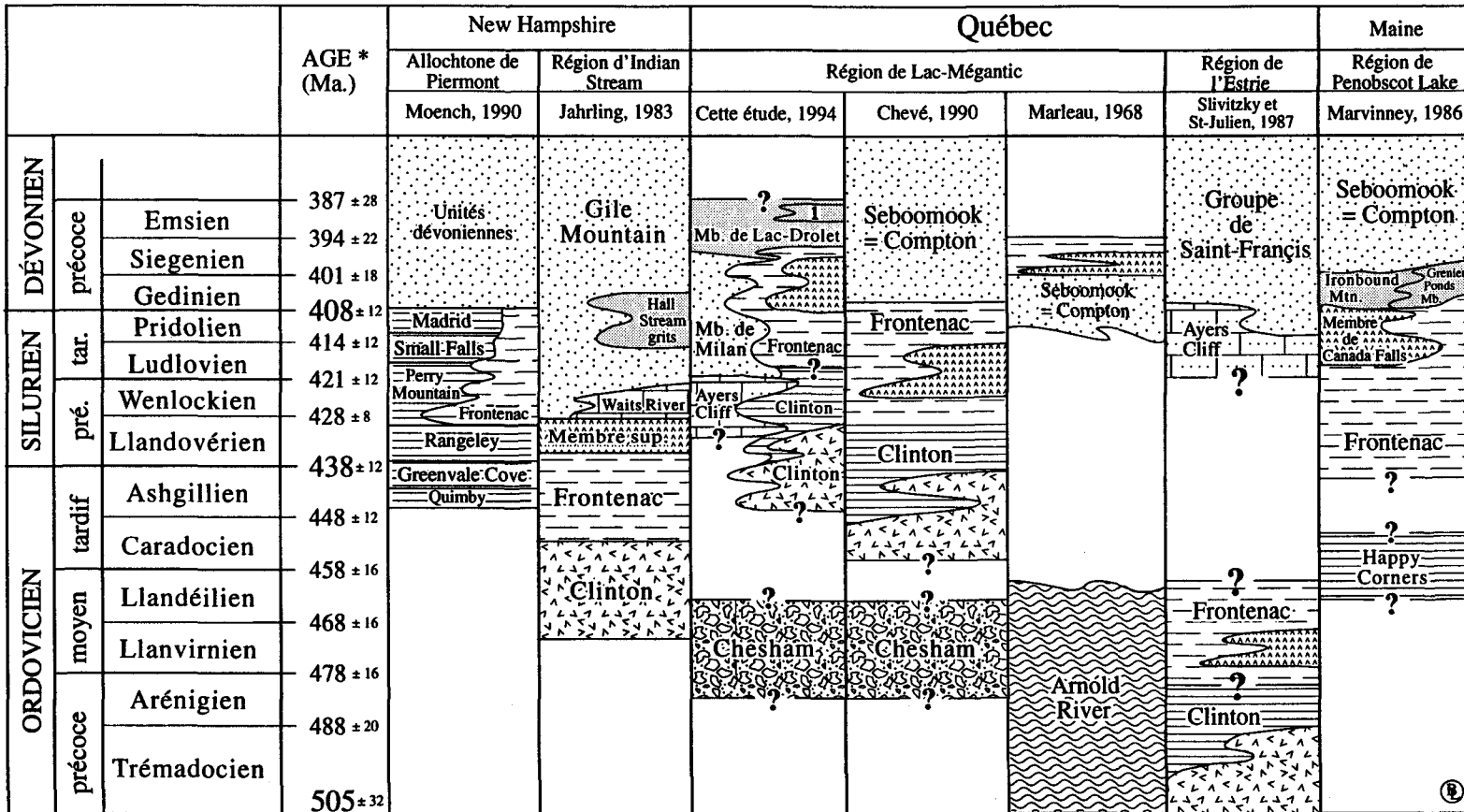


Figure 1.1: Contexte géologique régional simplifié de la région étudiée et localisation des principaux feuillets SNRC visités (carte à l'échelle 1:50 000). Modifié de St-Julien et Slivitzky (1985).



\* Échelle chronostratigraphique tirée de Palmer (1983).

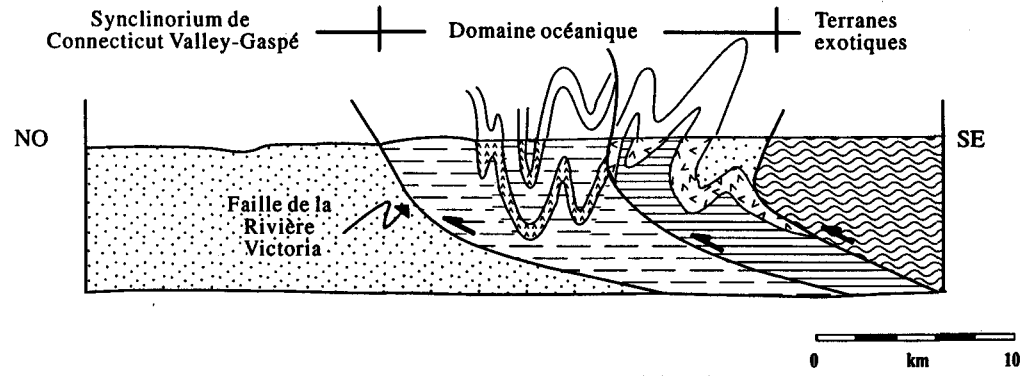
Figure 1.2: Colonnes stratigraphiques de différentes régions des travaux les plus récents portant sur la Formation de Frontenac. Les unités corrélatives sont identifiées par le même figuré. Toutes les unités sont au rang de formation, sauf indication contraire. Voir le texte pour la discussion s'y rapportant.. (1: membre de Saint-Ludger de Lebel et Tremblay, 1992)





volcaniques de la Formation de Frontenac avec les roches volcaniques cambro-ordoviciennes des Schistes de Sutton, de la Formation d'Ascot et du Groupe de Caldwell. Par la suite, Marleau (1957, 1958, 1968) situa au contraire la Formation de Frontenac au sein d'une structure synclinale, au-dessus des unités siluro-dévonienne du SCVG, et lui attribua un âge dévonien (figure 1.2). Les polarités stratigraphiques des roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Frontenac ainsi que la corrélation avec la Formation de Compton et avec le Groupe de Seboomook (d'âge dévonien (Doll *et al.*, 1961) affleurant de part et d'autre de la Formation de Frontenac, sont les principaux arguments proposés par Marleau pour supporter son interprétation.

Plus récemment, les travaux de plusieurs géologues favorisent à nouveau une structure anticlinale. Au Québec, Chevé (1978) suggère que l'anticlinal de Second Lake, reconnu au New Hampshire par Harwood (1969), se poursuit au Québec (anticlinorium de la Rivière Clinton) et que la Formation de Frontenac affleure sur le flanc nord-ouest de cette structure, au-dessus de la Formation de Clinton. Il est à noter cependant que dans ces interprétations ultérieures, Chevé (1990) réintroduisit le synclinorium de Frontenac de Marleau (1968) dont la trace est située au nord-ouest de l'anticlinorium de la Rivière Clinton (Figure 1.3b), sans toutefois modifier l'âge attribué au Frontenac, puisqu'il décrit un contact graduel entre cette dernière et la Formation de Clinton. Au New Hampshire, l'âge de la Formation de Clinton est contraint par l'âge du pluton d'East Inlet daté à 430 +/-4 Ma (Silurien précoce, U/Pb, Eisenberg, 1981) qui recoupe des roches sédimentaires attribuées à la Formation de Clinton. Sur la base de ces données, Chevé (1990) propose donc que la Formation de Frontenac soit plus jeune que Silurien précoce (plus jeune que Llandoveryen) mais plus vieille que la Formation de Compton, d'âge tardi-dévonien précoce (Kelly, 1975) qui la surmonte (figure 1.2).

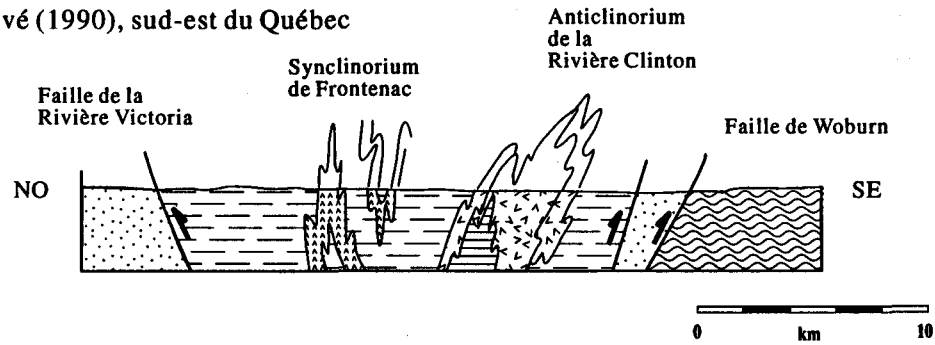
Dans le Maine, Marvinney (1986) propose aussi un âge silurien pour la Formation de Frontenac (figure 1.2). Il note que la Formation d'Ironbound Mountain, la base du Groupe de Seboomook d'âge Gedinnien (Dévonien précoce, Boucot, 1969), est stratigraphiquement située au-dessus de la Formation de Frontenac (figure 1.3d). Au New Hampshire, Jarhling (1983) suggère plutôt un âge ordovicien tardif à silurien précoce pour la Formation de Frontenac. Il situe cette dernière à la base de la Formation de Gile Mountain, une unité corrélatrice avec la Formation de Compton (figure 1.2). Au Vermont et au New Hampshire, Moench (1993) propose que la Formation de Frontenac passe graduellement à un ensemble d'unités incluses dans l'Allochtone de Piermont (formations de Greenvale Cove, Rangeley, Perry Mountain et Smalls Falls) (figure 1.3e). Ce dernier





A) St-Julien et Slivitzky (1985), sud-est du Québec



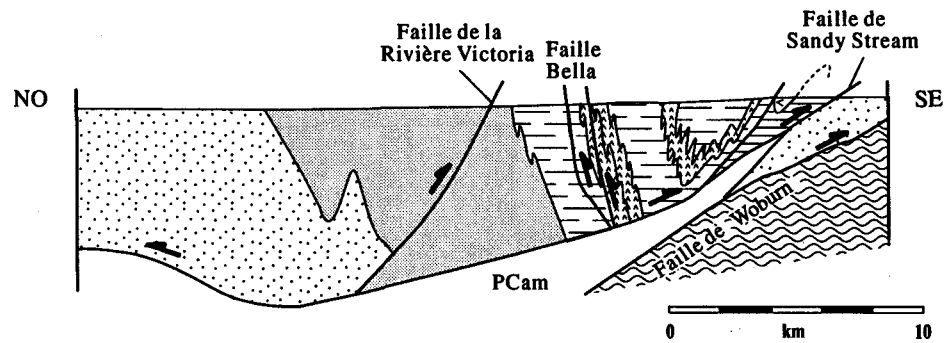
-  Fm. de Compton
-  Formation de Frontenac
-  Formation de Clinton
-  Massif de Chain Lakes






B) Chevé (1990), sud-est du Québec



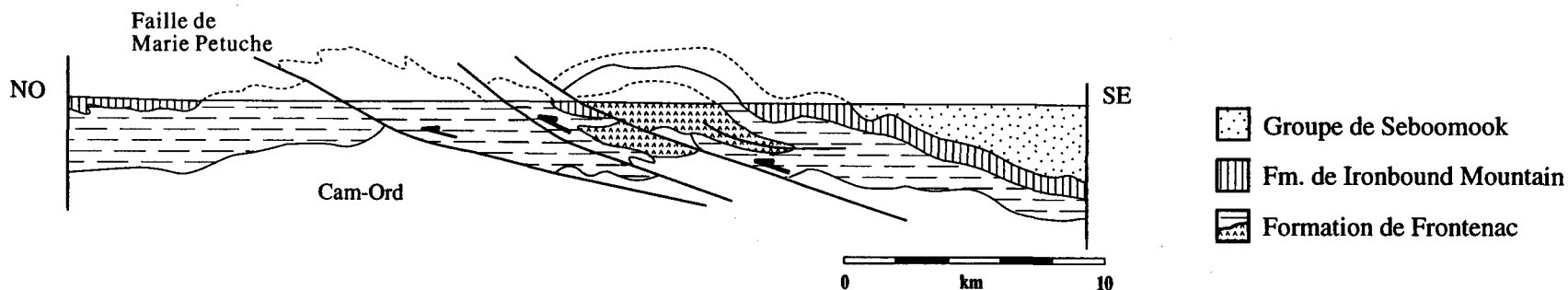
-  Fm. de Compton
-  Formation de Frontenac
-  Formation de Clinton
-  Massif de Chain Lakes

C) Lebel et Tremblay (1993), sud-est du Québec



- Fm. de Compton
-  membre de Lac-Drolet
-  membre de Milan
-  Formation de Frontenac
-  Formation de Clinton
-  Massif de Chain Lakes

D) Marvinney (1986), région de Penobscot Lake, Maine



E) Moench (1993), Allochtone de Piermont, Vermont

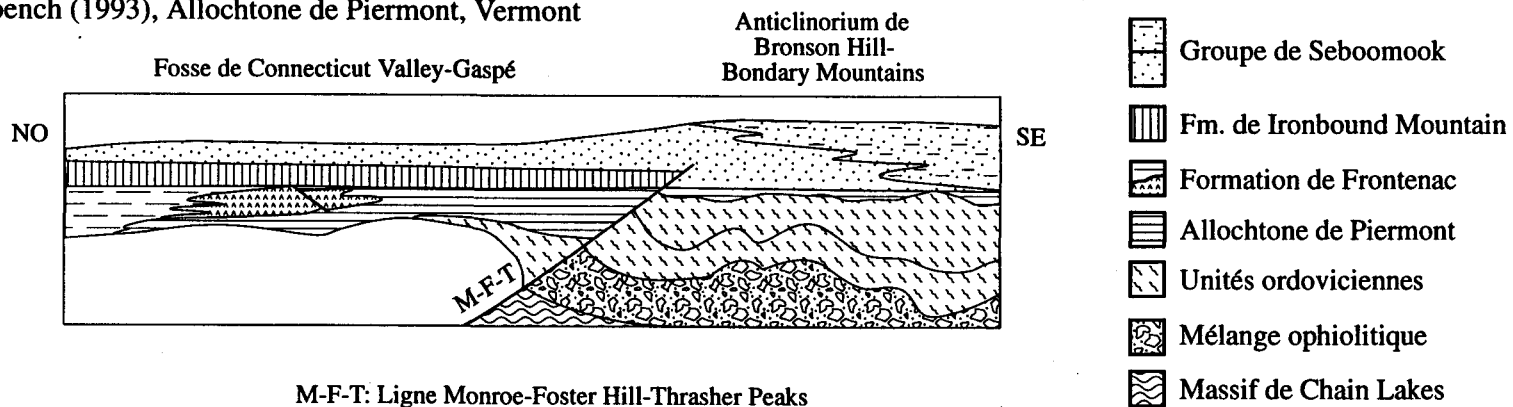


Figure 1.3: Coupe NO-SE montrant les relations stratigraphiques et structurales proposées par différents auteurs.

représente une nappe de roches siluriennes enracinée sous les unités dévoniennes du SCVG qui a été transportée vers le sud-est sur les roches ordoviciennes de l'anticlinorium de Bronson Hill. Un âge silurien tardif (418 +/- 4 Ma.; Lyons *et al.*, 1986) est attribué à la Formation de Frontenac sur la base de datations radiométriques de roches volcaniques considérées comme corrélatives. Ces roches volcaniques (volcanites de Smalls Falls) se trouvent cependant dans une zone de transition entre la Formation de Frontenac et la séquence de l'allochtone de Piermont.

Marvinney (1986) présenta une datation isotopique de la Formation de Frontenac, une date Ar/Ar effectuée sur biotite indiquant un âge de 394 +/- 9 Ma (limite Siegenien-Emsien). Il juge cependant qu'à cause d'un manque d'homogénéité des résultats, cet âge est peu fiable (voir la discussion dans Marvinney, 1986). Finalement, les travaux récents de Lebel *et al.* (1992) suggèrent un âge dévonien pour la Formation de Frontenac sur la base de relations stratigraphiques similaires à celles proposées par Marleau (1968).

### 1.1.2 La faille de la Rivière Victoria

Les roches de la région du lac Mégantic, particulièrement celles de la Formation de Frontenac sont caractérisées par une déformation complexe comparativement aux roches structurellement homogènes de la partie centrale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. C'est principalement à cause de ce contraste structural marqué que Cooke (1950) proposa l'existence de la faille de la Rivière Victoria. Historiquement, la faille de la Rivière Victoria est considérée comme la limite structurale entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac. Cependant, la cinématique de cette faille n'a pas été clairement définie, et les interprétations s'y rapportant sont contradictoires. Les vergences proposées sont soit du sud-est vers le nord-ouest (St-Julien et Slivitsky, 1985, figure 1.3a; Chevé, 1990, figure 1.3b) ou du nord-ouest vers le sud-est (Bernard, 1987; Spencer *et al.*, 1989; Lebel et Tremblay, 1993, figure 1.3c). De plus, l'existence même de cette faille est problématique. Lors de travaux dans la région du lac Mégantic, Marleau (1957, 1958, 1968) proposa que le contact entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac est de nature sédimentaire et qu'il n'y a pas de faille entre ces deux unités. L'identification et la définition de la faille de la Riv re Victoria a donc une incidence importante concernant la limite sud-est du SCVG et la position structurale de la Formation de Frontenac. Cette dernière fait-elle partie de la séquence siluro-dévonienne (Marleau, 1968; Moench, 1993; Chevé, 1990; Marvinney, 1986, Jarhling, 1983) ou des roches du domaine o anique ordovicien (St-Julien et Slivitsky, 1985, figure 1.3a)? Une partie de nos travaux consiste



donc à déterminer si cette faille existe ou non, et dans l'affirmative si elle sépare des lithologies d'âge différent ou des domaines structuraux différents?

## 1.2 Méthodologie

Dans un premier temps, nous avons documenté les structures associées à la faille de la Rivière Victoria afin d'en prouver ou non l'existence et la localisation telle que proposée par St-Julien et Slivitzky (1985). Par la suite, nous nous sommes attardé à la caractérisation lithologique et structurale de la Formation de Compton et de la Formation de Frontenac afin de déterminer si ces deux unités appartiennent à deux séquences différentes ou au contraire n'en forme qu'une seule. Nous avons favorisé une approche régionale afin d'éliminer les observations de portée locale et d'obtenir une vision globale des grands ensembles lithologiques et structuraux. Cette approche régionale a été complétée par certaines études détaillées notamment une analyse microstructurale de la cinématique de la faille de la Rivière Victoria et une étude pétrographique des grès. Ces deux dernières thématiques n'ayant jamais été abordées dans cette région.

### 1.2.1 Travaux de terrain

Au départ greffés à un projet quinquénel du Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) visant à cartographier les unités siluro-dévonienues de l'Estrie-Beauce, nos travaux de recherche se sont étalés sur deux étés successifs (1992 et 1993). Lors de nos travaux, le feuillet de Scotstown (Tremblay, 1991) à l'échelle de 1:50 000 avait déjà été cartographié alors que la cartographie de celui de Lac-Mégantic (Lebel et Tremblay, 1992) était en cours. Sur la base des données recueillies dans ces régions et des problématiques qui en découlaient, nous avons étendu notre analyse à une plus grande partie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, soit de St-Georges-de-Beauce jusqu'à la frontière Québec-Vermont (figure 1.1). La région étudiée couvre en partie ou en totalité neuf feuillets SNRC à l'échelle de 1: 50, 000 identifiés sur la figure 1.1. Ces feuillets sont: 21 E/3, Malvina; 21 E/4, Coaticook; 21 E/6, La Patrie; 21 E/10, Lac-Mégantic; 21 E/11, Scotstown; 21 E/15, La Guadeloupe; 21 E/16, Saint-Théophile; 21 L/1, Saint-Zacharie et 21 L/2, Beauceville. Nos travaux sur ces feuillets ont consisté à cartographier certaines zones critiques (contacts lithologiques, zones de failles) le long des principaux axes routiers, rivières et ruisseaux dans le but d'étendre nos observations à une plus grande région. Notre travail ne représente donc pas une cartographie systématique de ces feuillets mais une cartographie stratégique afin de résoudre une problématique spécifique, c'est-à-

dire les relations stratigraphiques et structurales entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac. En 1992, les travaux ont été concentrés dans la région de Lac-Mégantic afin de mettre à l'évidence la faille de la Rivière Victoria et de distinguer les différentes lithologies qui la bordent. En 1993, nous avons défini les contacts lithologiques et les caractéristiques structurales des différentes unités du SCVG dans les autres régions.

### 1.2.2 Étude structurale

Les roches de la partie sud-est du SCVG présentent une déformation intense comparativement aux parties centrales et nord-ouest. Jusqu'à nos travaux, ces caractéristiques structurales étaient considérées comme étant confinées à la Formation de Frontenac, la faille de la Rivière Victoria en représentant la limite nord-ouest (Chevé, 1990). Cependant la confusion qui règne concernant la nature de la faille de la Rivière Victoria a remis en question une telle interprétation, à savoir si les déformations intenses et polyphasées sont aussi présentes dans la Formation de Compton.

Plusieurs affleurements représentatifs de la Formation de Compton et de la Formation de Frontenac ont été visités le long de cheminements critiques afin de définir et de comprendre les variations structurales régionales. Nos travaux ont permis entre autres de comprendre les caractéristiques structurales des roches affleurant de part et d'autre de la faille de la Rivière Victoria. Quatre domaines structuraux ont été définies à partir de ces observations. Les caractéristiques des trois premiers domaines structuraux sont décrites en détail dans l'article du chapitre 2 de ce mémoire. Les caractéristiques du domaine 4 n'ont pas été décrites dans l'article parce que nous ne possédons que des résultats préliminaires pour ce domaine, elles seront plutôt discutées au chapitre 3.

Dans les régions de Lac-Mégantic et de La Patrie, des structures de cisaillement intense ont été observées en plusieurs endroits. Nous avons recueillis sur ces affleurements des échantillons orientés afin de documenter le développement progressif de ces structures et d'y observer les indicateurs de sens de cisaillement. De nombreuses lames minces coupées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement (plan XZ de la déformation finie) furent préparées. Les trois séries d'échantillons provenant de ces affleurements (décrit à la section 3.2) ont permis de mettre à l'évidence le développement progressif d'une schistosité mylonitique dans les roches volcaniques de la Formation de Frontenac.

### 1.2.3 Étude pétrographique

Les séquences de turbidites gréseuses sont de très bon indicateurs de provenance tectonique (Dickinson et Suczek, 1979; Ingersoll et Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). Le comptage de points des principales composantes détritiques permet de caractériser les assemblages au point de vue des variations lithologiques et paléotectoniques. Cette technique fut utilisée afin de caractériser les grès des unités étudiées. Nous avons utilisé pour nos travaux la méthode de Gazzi-Dickinson dont les résultats sont indépendants de la granulométrie des grès (Ingersoll *et al.*, 1984). La méthode consiste à compter les quartz, les feldspaths et les fragments lithiques en plus des autres minéraux d'une section mince du grès à l'aide d'un plateau de comptage à déplacement automatique. Pour notre comptage nous avons rejeté les grès qui contenaient plus de 25% de matrice, tel que suggéré par Dickinson et Suczek (1979). Les données sont présentées sous forme de diagrammes de provenance sédimentaire en fonction de certains environnements tectoniques. Nous avons effectué cette étude dans le but de définir la composition des membres de Milan et de Lac-Drolet de la Formation de Compton tel qu'introduit par Lebel et Tremblay (1992) ainsi que la composition du grès de la Formation de Frontenac. Les échantillons étudiés dans le cadre de cette recherche ainsi que leur composition sont compilés sur le tableau 1.1. La majorité des résultats obtenus sont présentés et discutés dans l'article du chapitre 2 de ce mémoire, alors que des observations supplémentaires sont décrites dans le chapitre 3. Bien que le nombre d'échantillons semble limité, nos travaux de cartographie régionale nous ont permis d'observer que les faciès sont relativement homogènes sur l'ensemble du bassin. Nous avons donc pu choisir des échantillons représentatifs d'une grande région. Cependant cette étude demeure préliminaire et un plus grand nombre d'échantillons seraient nécessaires pour préciser les compositions pétrographiques. Nous croyons néanmoins que nos résultats sont suffisamment représentatifs pour en tirer certaines conclusions qui sont présentées au chapitre 2.

### 1.3 Contribution des différents coauteurs de l'article du chapitre 2.

Ce mémoire de maîtrise contient au chapitre 2 le manuscrit d'un article signé par trois coauteurs: Benoit Lafrance, Alain Tremblay et Daniel Lebel. La présente section a pour but de préciser l'apport des différents auteurs à la réalisation de ce travail afin de faire ressortir ma contribution réelle.

Le projet de recherche, tel que présenté dans ce mémoire, a été initié par mon directeur de maîtrise, Alain Tremblay. En 1991 ce dernier a réalisé, pour le compte du MERQ, la carte géologique du feuillet Scotstown (voir figure 1.1), première étape d'un projet quinquennal d'études régionales du SCVG. Ces travaux dans la région de Scotstown, en plus de travaux de reconnaissance dans les régions de Lac-Mégantic et de La Patrie (figure 1.1), lui ont permis de remarquer la nature problématique de la faille de la Rivière Victoria et d'en proposer une étude cinématique. Ceci constitua alors la base de mon projet de recherche. En 1992, le MERQ a poursuivi la cartographie du SCVG dans la région de Lac-Mégantic. J'ai alors eu la chance de faire partie, à titre de géologue-sénior, de l'équipe de cartographie dirigée par Daniel Lebel alors géologue au MERQ. J'ai donc participé directement à la cartographie de cette région en portant une attention particulière à définir la nature et la position de la faille de la Rivière Victoria. J'ai aussi eu la possibilité, sous la supervision de mon directeur de recherche et de Daniel Lebel, d'effectuer des travaux de reconnaissance sur le contexte structural des unités affleurant de part et d'autre de la faille de la Rivière Victoria, notamment dans les régions de La Patrie et de St-Théophile (figure 1.1).

Les travaux de terrain se sont poursuivis en 1993 et j'ai alors élargi la problématique de mon projet en y incluant une étude pétrographique. J'ai, de ce fait, concentré mes efforts à définir la distribution régionale des grès des différentes unités (voir section 1.2.3). Pour ce faire, j'ai étendu mes travaux au nord-est ( LaGuadeloupe, St-Zacharie et Beauceville) et au sud-ouest ( Malvina) de la région déjà étudiée. Les différentes traverses effectuées dans ces régions ont permis de vérifier l'extension régionale des caractéristiques structurales définies auparavant dans la région de Lac-Mégantic et de tracer les principaux contacts lithologiques. J'ai également recueilli les échantillons nécessaires à l'étude pétrographique. La banque de données pétrographique à, par la suite, été élargie par la compilation de résultats d'analyses sur des roches appartenant aux mêmes unités dans le Maine (Marvinney, 1986, voir chapitre 2). C'est également lors de l'été 1993 que des excursions géologiques furent organisées en collaboration avec des géologues du Maine (R. G. Marvinney) et du New Hampshire (W. A. Bothner), ainsi qu'avec Robert Marquis alors chef d'équipe de cartographie de la région de La Patrie pour le MERQ. Ces excursions ont grandement contribué à éclairer ma réflexion sur les corrélations régionales présentées dans le mémoire et le manuscrit de l'article.

Les premières versions de ce mémoire et du manuscrit sont ma réalisation. Elles ont par la suite bénéficié de lectures critiques et de corrections de forme et de fond d'Alain Tremblay et de Daniel Lebel (manuscrit seulement). Toutes les figures ainsi que les annexes de ce

mémoire sont mes réalisations originales. Enfin, soulignons que les interprétations et les modèles paléogéographiques et d'évolution structurale sont le fruit de ma réflexion et que, par conséquent, les idées émises dans ce mémoire relèvent de mon entière responsabilité.

Tableau 1.1: Liste et composition des échantillons de grès étudiés.

No. Echantillon	Qm	Qp	Qbi	F	Lsv	Lm	Autres	Q %	F %	L %
Membre de Milan										
91-AT-4A	110	125	8	29	13	8	7	83	10	7
91-AT-6A	152	94	0	23	18	9	4	83	8	9
91-AT-10	141	50	7	55	38	2	7	68	19	13
91-AT-13	71	91	24	50	52	2	10	61	19	20
91-AT-16A	129	63	4	31	53	13	7	67	11	22
91-AT-34A	94	66	29	42	61	3	5	64	14	22
Membre de Lac Drolet										
93-BL-09A	88	54	42	49	54	12	1	62	16	22
93-BL-12	52	34	44	62	79	14	15	46	22	32
93-BL-27	62	88	61	19	39	22	9	73	7	20
93-BL-38	116	19	17	47	77	16	8	52	16	32
93-BL-69	38	129	25	24	60	22	2	64	8	28
93-BL-86	57	22	23	55	134	6	3	34	19	47
Formation de Frontenac										
92-BL-3038	159	42	12	21	3	0	63	90	9	1
93-BL-04A	167	40	28	24	1	0	40	89	11	0

Note: Qm: Quartz monocristallin; Qp: quartz polycristallin; Qbi: quartz biaxes; F: Feldspaths (plagioclase maclé et feldspath potassique ou plagioclase non-maclé (non séparable); Lsv: fragments lithiques sédimentaires et volcaniques (inclu les cherts contenant des micas); Lm: fragments lithiques métamorphiques; Autres: micas, minéraux opaques, zircon et tourmaline; Q%: Pourcentage recalculé  $Q=Qm+Qp+Qbi$ ; F%: Pourcentage recalculé  $F=F$ ; L%: Pourcentage recalculé  $L=Lsv+Lm$ . Afin que les résultats soient statistiquement valables, nous avons identifié 300 points par lame mince de grès.



## Chapitre 2

### Stratigraphie et géologie structurale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé

Ce chapitre présente le manuscrit de l'article qui traite de l'essentiel des observations et conclusions reliées à cette étude. Cet article sera soumis à la Revue canadienne des Sciences de la Terre au printemps 1995.

**Relations stratigraphiques et structurales entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac, synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, sud du Québec.**

Benoit Lafrance<sup>1</sup>, Alain Tremblay<sup>1</sup> et Daniel Lebel<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centre géoscientifique de Québec, INRS-Géoressources  
2700 rue Einstein, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7

<sup>2</sup> Institut de Géologie sédimentaire et pétrolière, Commission géologique du Canada,  
3303, 33ième rue nord-ouest, Calgary, Alberta, T2L 2A7

Résumé

Dans le sud-est des Appalaches du Québec, la faille de la Rivière Victoria est historiquement considérée comme la limite structurale entre les roches siluro-dévonienne du Groupe de Saint-Francis et celles de la Formation de Frontenac dont l'âge n'est pas connu précisément. Les caractéristiques lithologiques et structurales de ces deux unités sont cependant similaires et leur contact n'est marqué par aucune discontinuité majeure. Nos observations suggèrent que la Formation de Frontenac fait partie de la même séquence stratigraphique que le Groupe de Saint-Francis et, par conséquent, doit être incluse au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. La faille de la Rivière Victoria est relocalisée en bordure de roches volcaniques appartenant à la Formation de Frontenac. Dans la région de Lac-Mégantic, la faille de la Rivière Victoria est soulignée par le développement d'une foliation mylonitique, de linéations d'étirement et d'indicateurs de sens de cisaillement montrant un transport tectonique inverse du sud-est vers le nord-ouest. L'analyse structurale régionale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé suggère que la faille de la Rivière Victoria est associée à la présence d'un front structural séparant différents domaines structuraux. La faille de la Rivière Victoria est corrélée avec la faille de Perry Stream au New Hampshire.



## 2.1 Introduction

Le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé est un bassin sédimentaire appalachien reconnu du sud de la Nouvelle-Angleterre jusqu'en Gaspésie au Québec (Williams, 1978). Dans le sud du Québec, ce bassin forme une bande de 30 à 40 kilomètres de largeur par 200 kilomètres de longueur, et contient une importante séquence turbiditique dont l'âge est attribué au Siluro-Dévonien. Les roches de ce bassin sont bordées au nord-ouest par les unités cambro-ordoviciennes de la zone de Dunnage et au sud-est par les roches précambriennes du Massif de Chain Lakes (figure 2.1). Au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, la nature du contact entre les turbidites du Groupe de Saint-Francis et les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Frontenac est mal définie. Ce contact est interprété soit comme une faille majeure (St-Julien et Slivitzky, 1985; Bernard, 1987; Chevé, 1990), soit comme un contact stratigraphique avec la Formation de Frontenac située à la base (Marvinney, 1986; Moench, 1993) ou au sommet de la séquence sédimentaire (Marleau, 1968; Lebel et Tremblay, 1992).

Dans le cadre de ce travail, nous avons cartographié certaines zones critiques (contacts lithologiques, zones de failles) le long des principaux axes routiers, rivières et ruisseaux au sein du Groupe de Saint-Francis et de la Formation de Frontenac afin d'étudier les relations stratigraphiques et structurales entre ces unités et de réévaluer les différentes interprétations. Notre travail ne présente donc pas les résultats d'une cartographie systématique des neuf feuillets SNRC de la figure 2.1 mais une analyse thématique de certains secteurs de ces feuillets. Nous avons également compilé les données des travaux de Tremblay (feuillet de Scotstown, 1991) et de Lebel et Tremblay (feuillet de Lac-Mégantic, 1993). Ce travail de cartographie a été complété par une analyse microstructurale des roches associées à la faille de la Rivière Victoria et une analyse pétrographique des grès des différentes unités. C'est l'ensemble de ces observations critiques qui sont étendues à une plus grande partie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

Dans cet article nous décrivons donc de nouvelles données lithologiques et structurales indiquant que le Groupe de Saint-Francis est en contact stratigraphique avec la Formation de Frontenac et que cette dernière fait partie intégrante du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé tel que proposé originalement par Williams (1978, 1979).

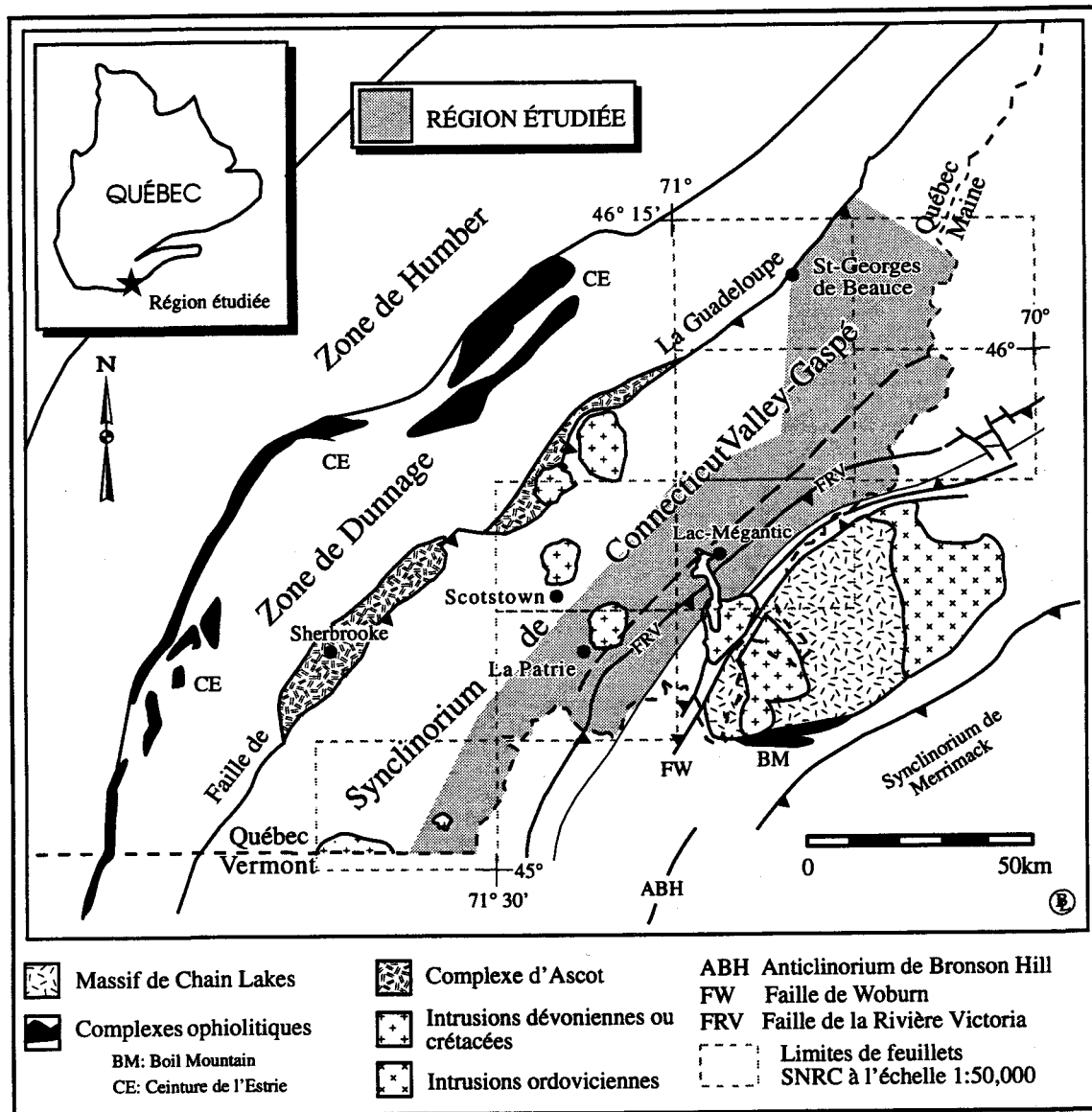


Figure 2.1: Localisation de la région étudiée (zone ombragée) et carte géologique simplifiée des Appalaches du sud du Québec. Le trait en tireté représente la trace de la faille de la Rivière Victoria telle que proposée par St-Julien et Slivitzky (1985). Modifié de St-Julien et Slivitzky (1985).

## 2.2 Contexte tectonostratigraphique

Les roches du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG) forment une importante séquence allochtone transportée vers le nord-ouest sur les assises cambro-ordoviciennes de la zone de Dunnage lors de l'orogénie acadienne (Bradley, 1983). Ce bassin est bordé au nord-ouest par la faille de La Guadeloupe, une faille inverse à pendage sud-est (Tremblay *et al.*, 1989). La limite sud-est du bassin est cependant plus problématique, elle est considérée comme correspondant à la faille de la Rivière Victoria (St-Julien et Slivitzky, 1985; Bernard, 1987) ou à la faille de Woburn (Chevé, 1990) (figure 2.1).

Au Québec, le métamorphisme régional au sein du SCVG ne dépasse pas le grade du schiste vert alors que ces mêmes roches atteignent le grade de l'amphibolite et des granulites dans le sud de la Nouvelle-Angleterre (Osberg *et al.*, 1989). Il n'existe aucune donnée précise sur l'âge du métamorphisme au Québec, il est cependant considéré comme antérieur ou contemporain aux intrusions dévoniennes (374-384 Ma.; Simonetti et Doig, 1990) qui recourent les unités du synclinorium. Ceci est en accord avec les âges radiométriques déterminés en Nouvelle-Angleterre dans des unités métamorphiques corrélatives (390-395 Ma.; Armstrong *et al.*, 1992).

La majorité des structures du SCVG sont orientées NE-SO, selon le grain structural dominant de l'orogène acadien. Le flanc nord-ouest et la partie centrale du SCVG sont caractérisés par des structures monophasées alors que sur le flanc sud-est, des structures polyphasées deviennent progressivement dominantes. Jusqu'à tout récemment ces structures polyphasées ont été considérées comme étant confinées à la Formation de Frontenac (Cooke, 1950; Chevé, 1990). Ceci explique en partie la position cartographique de la faille de la Rivière Victoria interprétée comme étant la limite structurale entre des roches d'âge différent (Cooke, 1950; St-Julien et Slivitzky, 1985). Dans le sud du Québec, les failles d'importance régionale telles que les failles de La Guadeloupe, de la Rivière Victoria et de Woburn sont les structures les plus jeunes du synclinorium, sauf dans la partie sud-ouest du bassin (région de Sherbrooke, figure 2.1) où la faille de La Guadeloupe est affectée par des plis tardifs (Tremblay et St-Julien, 1990).

## 2.3 Stratigraphie

Dans le sud du Québec, le SCVG est constitué des roches appartenant au Groupe de Saint-Francis qui forment une épaisse séquence de roches calcaires et gréseuses déposées par

des courants de turbidités. Les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Frontenac sont, selon les différentes interprétations, incluses (Marleau, 1968; Chevé, 1990; Lebel et Tremblay, 1992) ou non (St-Julien et Slivitzky, 1985; Bernard, 1987) dans les unités du SCVG. Il existe un consensus sur l'âge siluro-dévonien du Groupe de Saint-Francis, fourni par les travaux de biostratigraphie et de corrélations régionales de Boucot et Drapeau (1968), Lavoie (1985), Lavoie et Bourque (1992), Kelly (1975), Hueber *et al.* (1990) et Tremblay *et al.* (1993). Par contre seule la limite d'âge supérieure est connue de façon précise car elle est définie par les intrusions syn-à-post orogéniques d'âge dévonien moyen (374-384 Ma, Simonetti et Doig, 1990) qui recoupent la séquence sédimentaire (figure 2.1). L'âge de la Formation de Frontenac est pour sa part actuellement mal contraint, et des âges variant de l'Ordovicien au Dévonien ont déjà été proposés.

### 2.3.1 Le Groupe de Saint-Francis

Les unités du Groupe de Saint-Francis ainsi que la Formation de Frontenac sont interprétées comme reposant en contact sédimentaire (Chevé, 1990) ou en contact faillé (St-Julien et Slivitzky, 1985) sur des roches d'âge silurien précoce ou plus vieux. Ces roches appartiennent, à l'ouest du bassin à la zone de Dunnage et, à l'est du bassin à la Formation de Clinton et au Mélange de Chesham. Le Groupe de Saint-Francis comprend trois formations qui sont, de la base au sommet, les formations de Lac Lambton, d'Ayers Cliff et de Compton (figure 2.2).

La Formation de Lac Lambton est constituée de conglomérats et d'orthoquartzites surmontés par des shales, des dolomies silteuses et des calcaires (Slivitzky et St-Julien, 1987). Boucot et Drapeau (1968) y ont décrit une faune à brachiopodes attribuée au Silurien tardif (Pridolien). Cette formation affleure au sein d'écaillés structurales associées à la faille de La Guadeloupe (Lavoie et Bourque, 1992) (figure 2.2), et on ne connaît donc pas les relations stratigraphiques précises avec les unités sous-jacentes (zone de Dunnage) et sus-jacentes (Formation d'Ayers Cliff). La Formation d'Ayers Cliff est une séquence de turbidites composée de shales calcaireux et de calcaires gréseux interstratifiés avec des grès (Tremblay, 1992; Slivitzky et St-Julien, 1987). Cette formation affleure sur la marge nord-ouest du SCVG (figure 2.2). L'âge précis de la Formation d'Ayers Cliff n'est pas connu, elle possède cependant de grandes similitudes lithologiques avec la Formation de Lac Aylmer d'âge silurien tardif (Boucot et Drapeau, 1968), qui repose en discordance sur les roches de la zone de Dunnage. Au Vermont, un dyke recoupant les roches de la Formation

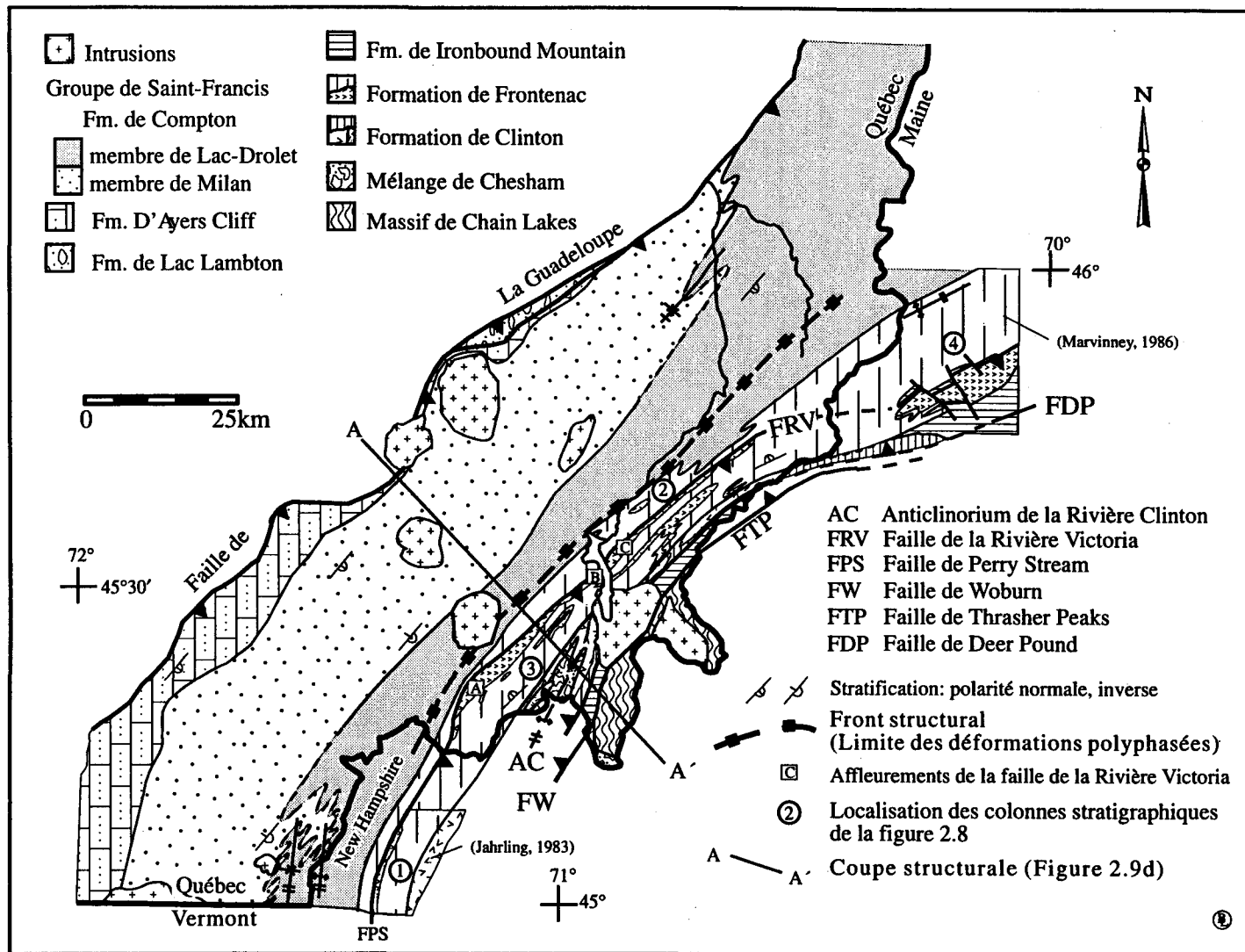


Figure 2.2: Carte géologique du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et des unités adjacentes dans le sud du Québec. Compilée et modifiée de St-Julien et Slivitzky (1985), Chevé (1990), Lebel et Tremblay (1992) et ce travail pour le Québec, de Jahrling (1983) pour le New Hampshire, et de Marvinney (1986) pour le Maine.

de Waits River, une unité corrélative avec la Formation d'Ayers Cliff, a été daté à 422 +/-2 Ma (Hueber *et al.*, 1990). Ces données suggèrent que l'âge de la Formation d'Ayers Cliff varie entre le Silurien précoce et le Silurien tardif.

### 2.3.1.1 La Formation de Compton

Dans le sud-est du Québec, la Formation de Compton, une épaisse séquence de turbidites constitue la majeure partie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (figure 2.2). Dans la région de Lac-Mégantic, Lebel et Tremblay (1992, 1993) ont récemment divisé la Formation de Compton en trois membres informels qui sont, de la base au sommet, les membres de Milan, de Lac-Drolet et de Saint-Ludger. Cette séquence stratigraphique a également été reconnue par Marquis (1993) dans la région de La Patrie (figure 2.1). Dans le cadre de ce travail, nous avons effectué une cartographie de reconnaissance de ces contacts au nord-est et au sud-ouest de ces régions (figure 2.1). Le contact entre les membres de Milan et de Lac-Drolet a été défini régionalement (figure 2.2). Cependant, le contact entre les membres de Lac-Drolet et de Saint-Ludger est difficilement cartographiable à l'échelle du synclinorium principalement parce que nous croyons que le membre de Saint-Ludger représente un faciès à grain fin du membre de Lac-Drolet et que les variations entre ces deux faciès sont discontinues. Pour cette raison nous représentons donc ici le membre de Saint-Ludger comme inclus dans le membre de Lac-Drolet. Il n'est toutefois pas exclu qu'une cartographie plus détaillée montre que le membre de Saint-Ludger soit effectivement une unité cartographiable à l'échelle du synclinorium tel que dans les régions de Lac-Mégantic et de La Patrie.

Kelly (1975) décrit des plantes fossiles d'âge dévonien dans la Formation de Compton (membre de Milan actuel), un âge confirmé par les travaux récents de Hueber *et al.* (1990) qui ont plus précisément déterminé un âge Emsien (Dévonien précoce tardif) pour ces mêmes localités fossilifères.

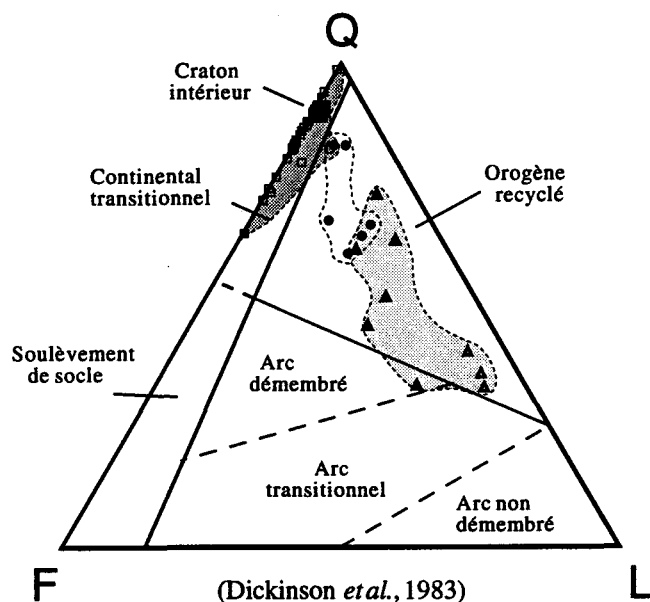
Afin de caractériser plus précisément la composition lithologique de cette séquence de turbidites, nous avons effectué une étude de comptage de points appliquée aux grès des différentes unités selon la méthode de Gazzi-Dickinson. Quinze échantillons de grès du membre de Milan, du membre de Lac-Drolet et de la Formation de Frontenac furent analysés afin d'obtenir des informations préliminaire sur leur paléoenvironnement de sédimentation (Dickinson et Suczek, 1979; Ingersoll et Suczek, 1979). Etant donné la grande homogénéité compositionnelle des grès des différentes unités nous croyons que nos

résultats sont suffisamment représentatifs pour en tirer certaines conclusions et ce, malgré un nombre restreint d'analyses. Les résultats obtenus, de même que les données compilées de Marvinney (1986) pour le Maine sont présentés sur la figure 2.3 et la discussion s'y rapportant suivra dans les prochains paragraphes.

*- Le membre de Milan*

Le membre de Milan est composé de turbidites gréseuses interlitées avec des mudslates. Les lits de grès, de couleur gris moyen, ont généralement une épaisseur décimétrique, mais atteignent parfois de 2 à 3 mètres, alors que le mudslate a en moyenne 10 cm d'épaisseur. On observe localement des lentilles dolomitiques, décimétriques à métriques, à l'intérieur des bancs de grès, ainsi que des lits calcaireux qui présentent une couleur d'altération brune distincte. Les grès sont caractérisés par de nombreuses figures sédimentaires typiques des séquences turbiditiques. On y observe des laminations parallèles et entrecroisées, ainsi que des granoclassements et des flûtes qui pourraient correspondre aux divisions Tc-e de la séquence de Bouma (1962).

En lames minces, l'arénite du membre de Milan est constitué de quartz à extinction franche ou ondulante (80%), de plagioclase maclés et non altérés (10%), et de fragments lithiques (quartz microgrenu avec micas, 10%). On y retrouve également de la muscovite détritique, parfois synmétamorphique (partie sud du SCVG), ainsi que du zircon. La proportion de matrice est faible (<10%) et le ciment est carbonaté dans le cas du grès brun ou siliceux dans le cas du grès gris moyen. Par endroit, le ciment carbonaté atteint des proportions importantes (jusqu'à 30%) alors que le ciment siliceux est peu important (<10%). Selon la classification de Pettijohn *et al.* (1972), ces grès chevauchent les champs des arénites feldspathiques et des sublitharénites. Les caractéristiques pétrographiques les plus importantes pour les grès du membre de Milan sont la rareté des fragments lithiques et l'abondance relative des carbonates et du quartz. La composition du membre de Milan tombe dans le champs des orogènes recyclés (figure 2.3), ce qui est cohérent avec l'interprétation de Bradley (1983) selon laquelle le Groupe de Saint-Francis est dérivé de l'érosion de l'orogène taconien et s'est déposé dans un bassin successeur. Le membre de Milan repose de façon conforme sur la Formation d'Ayers Cliff, les deux formations passant graduellement de l'une à l'autre (Tremblay, 1992).



- Membre de Milan (n=6)
- ▲ Membre de Lac-Drolet (n=6)
- △ Grenier Pounds Member (Marvinney, 1986) (n=3)
- Formation de Frontenac (n=2)
- Formation de Frontenac (Marvinney, 1986) (n=36) ②

Figure 2.3: Diagramme de provenance tectonique des grès des membres de Milan et de Lac-Drolet ainsi que de la Formation de Frontenac. La composition de chaque faciès sédimentaire est nettement distincte sur le diagramme et des champs spécifiques de composition sont définis. Les données de Marvinney (1986) pour la Formation de Frontenac (36 échantillons) et le Membre de Grenier Ponds (3 échantillons) proviennent du Maine (figure 2.2). Les limites des différents champs de composition sont tirées de Dickinson *et al.* (1983). Q= quartz mono et polycristallin, F= plagioclase et feldspath potassique et L= fragments lithiques sédimentaires, volcaniques et métamorphiques (incluant les cherts contenant du mica). (300 points comptés pour chaque échantillon).



*- Le membre de Lac-Drolet*

Le membre de Lac-Drolet est composé de bancs massifs de wacke lithique noir et de siltstone passant à du mudslate également noirs. Les bancs de wacke varient de 10 cm à 1 m d'épaisseur alors que le mudslate a en moyenne 10 cm d'épaisseur. Le wacke lithique est massif et présente en quelques endroits des granoclassesments. Un conglomérat à fragments lithiques variant de 1 à 4 cm de diamètre affleure localement au sein du wacke. A l'affleurement la présence d'une matrice noirâtre entourant des fragments lithiques et des plagioclases blanchâtres donnent une texture typiquement "poivre et sel" aux grès de cette unité.

Au microscope, le wacke du membre de Lac-Drolet est caractérisé par une matrice phyllosilicatée abondante (25%). La fraction grossière (0.5 à 1 mm) est anguleuse à sub-anguleuse et est constituée de fragments lithiques (35%), de quartz à extinction ondulante (43%), de plagioclase maclé et altéré et de feldspath potassique ou plagioclase non-maclé et altéré (12%), de mica détritiques ou synmétamorphiques (10%) et de quelques grains de zircon et de tourmaline. Les fragments lithiques sont de composition variable; fragments sédimentaires (pélites sombres, quartzites ou cherts impurs) fragments de roches métamorphiques (schistes à quartz-séricite, quartzite ou cherts à micas), fragments de roches volcaniques (microporphyre felsique, schiste à chlorite). L'importance de la composante lithique est nettement marquée sur la figure 2.3, la composition des grès du membre de Lac-Drolet chevauchant les champs des orogènes recyclés et des arcs volcaniques. Les fragments d'origine volcanique sont principalement de composition felsique et dans la région, il existe plusieurs sources potentielles: le Complexe d'Ascot au nord-ouest (figure 2.1), les roches volcaniques de l'anticlinorium de Bronson Hill au New Hampshire (figure 2.1) et les formations de Frontenac et de Clinton au sud-est, bien que ces volcanites soient principalement de composition basaltique (figure 2.2). Bien qu'aucunes de ces sources ne puissent être actuellement rejetées, l'angularité, l'immaturité et la présence de conglomérat au sein du membre de Lac-Drolet suggèrent une source relativement proximale.

Le membre de Saint-Ludger, tel que défini par Lebel et Tremblay (1993), est un assemblage de phyllade grisâtre souvent ankéritique et de grès fin quartzeux. Les relations stratigraphiques observées en plusieurs endroits au sein du SCVG indiquent clairement que le membre de Lac-Drolet est situé au-dessus du membre de Milan, ce passage s'effectuant par la présence de faciès intermédiaires. On observe en effet que la proportion de fragments

lithiques et de matrice dans le grès du membre de Milan augmente de façon significative vers le contact avec le wacke du membre de Lac-Drolet.

### 2.3.2 La Formation de Frontenac

Au Québec, la Formation de Frontenac affleure sur le flanc sud-est du SCVG. Des roches attribuées à cette unité affleurent aussi dans le New Hampshire et le Maine (figure 2.2) ainsi qu'au Vermont. La Formation de Frontenac est composée d'une interstratification de grès feldspathique gris pâle à verdâtre, de siltstone gris foncé et de roches volcaniques de composition basaltique. Le grès, tout comme dans le membre de Milan, contient des lentilles dolomitiques qui mesurent de 10 cm à 1 mètre de longueur. Les bancs de grès ont de 5 à 20 cm d'épaisseur, ils sont massifs et dépourvus de structures internes à l'exception de rares granoclasses normaux. Les volcanites mafiques se présentent sous forme de coulées massives ou coussinées. Dans la région de La Patrie, un niveau de conglomérat d'une couleur brun orangé et d'une puissance maximale de 5 mètres est présent au sein des grès. Ce conglomérat est composé de cailloux de quartz, de fragments pélitiques, de fragments felsiques dont la taille varie de 2 mm à 3 cm, et d'une matrice calcaro-gréseuse. On y observe également de la fuschite et de la chromite détritique dont l'importance sera discuté plus loin.

En lames minces, le grès de la Formation de Frontenac est essentiellement constitué de quartz à extinction ondulante (65%), de feldspaths maclé ou non et altéré (15%), de micas synmétamorphiques (20%), de quelques grains de zircon et d'un ciment carbonaté dans des proportions variables. La matrice est localement abondante (20%) et est essentiellement constituée de phyllosilicates synmétamorphiques. La très faible proportion de fragments lithiques est une caractéristique distinctive du grès de la Formation de Frontenac dont la composition se trouve dans la zone d'affinité cratonique (figure 2.3). Il existe cependant des faciès gréseux de composition transitionnelle entre la Formation de Frontenac et le membre de Lac-Drolet le long de leur contact (Lebel et Tremblay, 1992). Ces faciès transitionnels ainsi que l'absence de discontinuité structurale marquée entre ces deux unités nous poussent, et ce à la lumière des connaissances actuelles, à proposer que leur contact est sédimentaire.

## 2.4 Géologie structurale

La majeure partie du SCVG est caractérisée par une déformation régionale relativement homogène. Cependant, sur le flanc sud-est du SCVG, la présence de structures polyphasées contribue à obscurcir les relations stratigraphiques entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac. Ces variations de style structural sont la raison pour laquelle de nombreux auteurs ont suggéré l'existence d'un contact tectonique entre ces deux unités le long de la faille de la Rivière Victoria (Cooke, 1950; St-Julien et Slivitzky, 1985; Bernard, 1987; Chevé, 1990). Les tenants d'un contact faillé divergent cependant d'opinion en ce qui concerne la cinématique de cette faille dont la vergence serait nord-ouest (St-Julien et Slivitzky, 1985; Chevé, 1990) ou sud-est (Bernard, 1987; Spencer *et al.*, 1989; Lebel et Tremblay, 1993). D'un autre côté, Marleau (1968) proposa plutôt que le contact entre le Groupe de Saint-Francis et la Formation de Frontenac est stratigraphique.

Dans la section qui suit, nous documentons les variations de style structural au sein du SCVG. L'étude de la région nous a conduit à définir trois domaines structuraux distincts (figure 2.4a). Le domaine 1 couvre la majeure partie du SCVG et est limité au nord-ouest par la faille de La Guadeloupe. Sa limite sud-est est un front structural souligné par l'apparition de plis de deuxième phase, qui correspond à la trace de la faille de la Rivière Victoria telle que compilée par St-Julien et Slivitzky (1985). Le domaine 2 est limité au nord-ouest par le front structural et au sud-est par la faille de la Rivière Victoria que nous avons relocalisé au sein de la Formation de Frontenac. Enfin, le domaine 3 comprend les roches de la Formation de Frontenac affleurant au sud-est de la faille de la Rivière Victoria.

### 2.4.1 Domaine 1

Les caractéristiques structurales du domaine 1 sont similaires à celles des roches cambro-ordoviciennes et siluriennes affleurant au nord-ouest de la faille de La Guadeloupe. Les roches du domaine 1 sont essentiellement caractérisées par des plis associés à une seule phase de déformation ( $D_1$ ). Dans les unités gréseuses, la foliation est un clivage peu pénétrant alors que dans les roches pélitiques, elle forme un clivage ardoisier bien développé. En lames minces, le clivage est souligné par l'alignement de phyllosilicates. Le clivage régional possède une orientation moyenne de N220 et est fortement penté ( $85^\circ$ ) vers le nord-ouest ou vers le sud-est (figure 2.4b). Les plis  $P_1$  observés sont des plis semblables, serrés à isoclinaux plongeant faiblement ( $10-15^\circ$ ) vers le nord-est ou le sud-

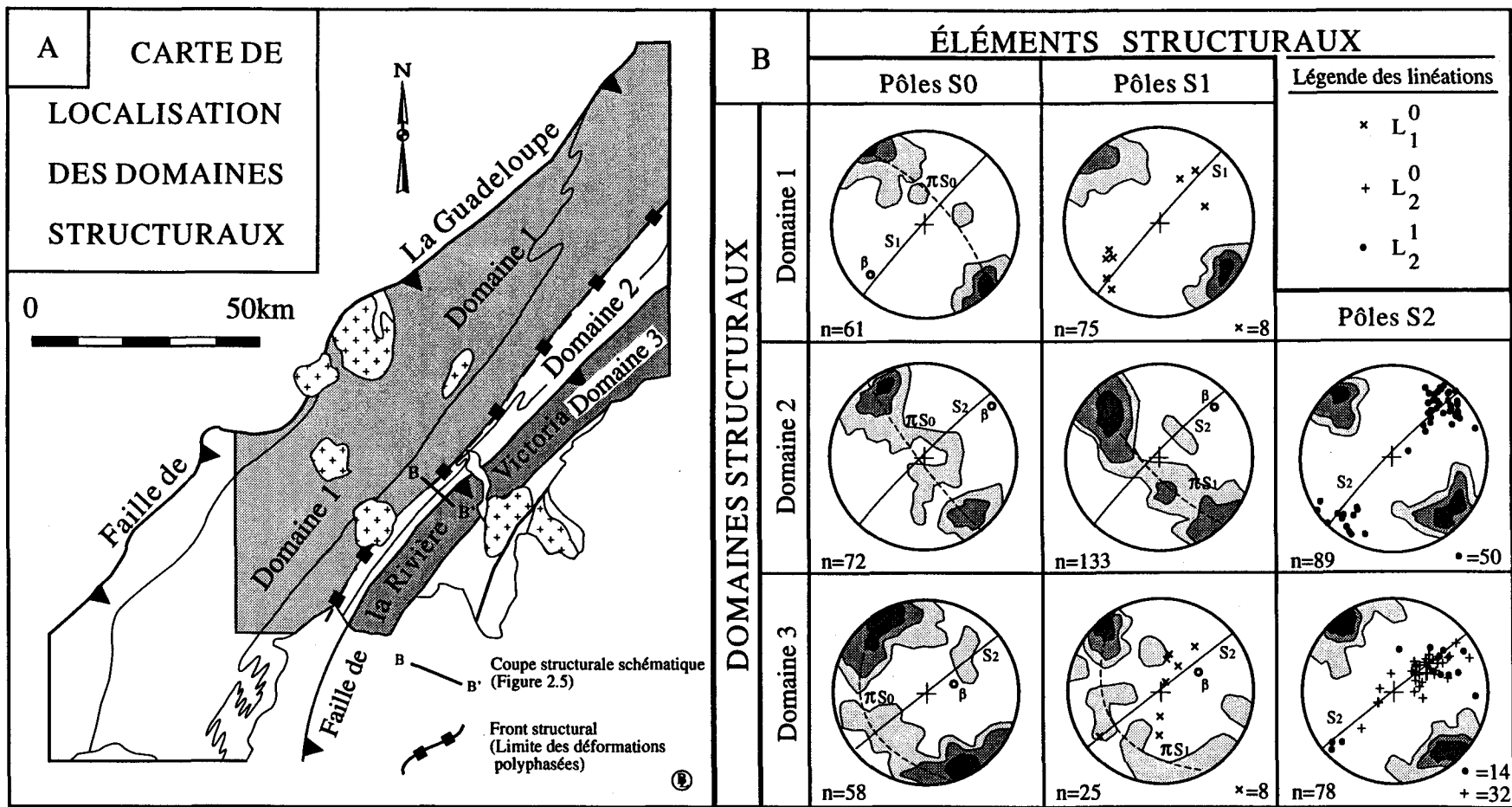


Figure 2.4: a) Carte de localisation des domaines structuraux. b) Projections stéréographiques équiaires des éléments planaires et linéaires des différents domaines structuraux. Contours à 2.5, 5, 10 et 15% et plus par  $n/100$  % de surface de comptage où  $n$  est égal au nombre de mesures.

ouest (figure 2.4b). Les plis régionaux possèdent une longueur d'onde variant de 200 à 500 mètres, alors qu'à l'affleurement les plis sont d'ordre décimétrique à décamétrique. Les polarités structurales et sédimentaires au sein de ce domaine indiquent une structure synclinale majeure vers le sud-est.

#### 2.4.2 Domaine 2

Le domaine 2 représente une zone de transition, d'une dizaine de kilomètres de largeur entre les domaines 1 et 3, au sein de laquelle les structures régionales du domaine 1 sont progressivement reprises par une seconde phase de déformation ( $D_2$ ). Le front structural marque donc le passage entre les structures  $D_1$  caractérisant les roches du domaine 1 au nord-ouest et les structures  $D_1/D_2$  caractérisant celles du domaine 2 (figures 2.5). Il est important de souligner que cette déformation polyphasée affecte aussi bien les roches de la Formation de Compton que celles de la Formation de Frontenac et n'est pas confinée à cette dernière (figure 2.5), tel que déjà reconnu par Lebel *et al.* (1992) et Marquis (1993). La foliation  $S_2$ , d'orientation moyenne N228/86, est un clivage de crénulation discret qui devient pénétratif dans les zones de charnière des plis  $P_2$  et qui isole des microlithons de 1 à 5 mm de largeur. Dans les zones de charnière des plis  $P_2$ , on observe par endroits un débit en frites d'ordre centimétrique. Les relations entre  $S_1$  et  $S_2$  ne sont clairement visibles que dans les zones de charnière des plis  $P_2$ , alors que sur les flancs des plis les clivages  $S_1$  et  $S_2$  sont généralement co-planaires. Les plis  $P_2$  sont des plis cylindriques, symétriques et ouverts qui à l'affleurement définissent des ondulations de 25 cm à 1 mètre de longueur d'onde et d'amplitude. Les plans axiaux sont sub-verticaux et les plis plongent faiblement de 10 à 15° vers le nord-est ou le sud-ouest (figure 2.4b).

#### 2.4.3 Domaine 3

La limite nord-ouest du domaine 3 correspond à la faille de la Rivière Victoria, que nous relocalisons sur le flanc nord-ouest d'une bande de roches volcaniques de la Formation de Frontenac (figure 2.4a et 2.5). Les roches incluses dans ce domaine structural appartiennent essentiellement à la Formation de Frontenac et sont caractérisées par des déformations  $D_2$  pénétrantes. La faille de la Rivière Victoria marque donc le passage entre les structures  $D_2$  relativement discrètes du domaine 2 et les structures  $D_2$  pénétratives du domaine 3. Dans le domaine 3, l'intensité de la déformation  $D_2$  est soulignée par la transposition de la stratification et de la schistosité  $S_1$  dans le plan  $S_2$ . Les plis  $P_2$  sont des plis semblables,

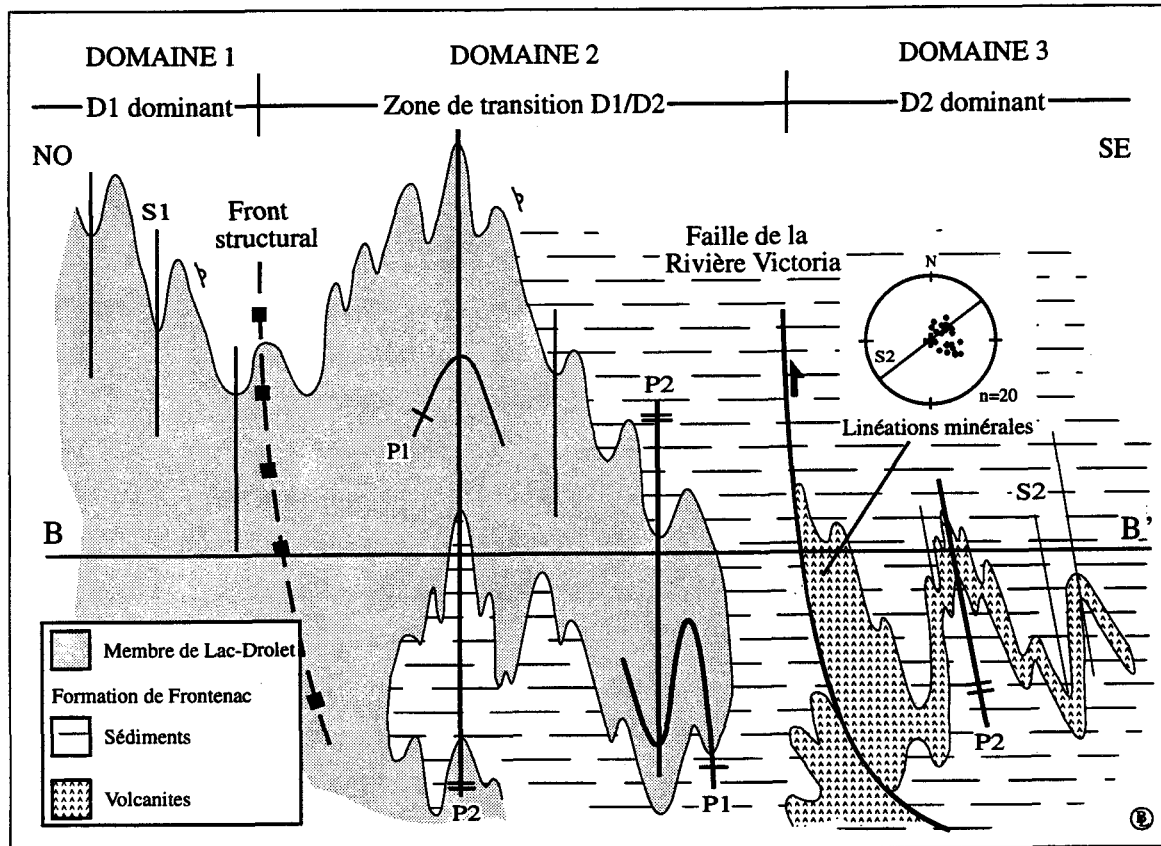


Figure 2.5: Coupe structurale schématisant les relations entre les différents domaines structuraux. Le front structural marque le passage entre des structures D<sub>1</sub> caractérisant les roches du domaine 1 dans la partie nord-ouest du SCVG et des structures polyphasées (D<sub>2</sub>/D<sub>1</sub>) caractérisant celles des domaines 2 et 3 dans la partie sud-est du SCVG. La faille de la Rivière Victoria souligne le passage de structures D<sub>2</sub> discrètes dans le domaine 2 à des structures D<sub>2</sub> pénétratives dans le domaine 3. Des linéations minérales à fort pendage sont observées dans les roches volcaniques mylonitisées le long de la zone de faille. La coupe est localisée sur la figure 2.4a.

serrés à isoclinaux et plongent modérément ( $40^\circ$ ) vers le nord-est (figure 2.4b). Le clivage  $S_2$  est un clivage de type pression-dissolution défini par l'alignement de phyllosilicates. La relation  $S_1$ - $S_2$  est bien visible dans les zones de charnière des plis  $P_2$  mais, le plus souvent, les deux foliations sont coplanaires et forment une schistosité composite  $S_{1-2}$ . Par endroits, on observe des motifs d'interférence de type 3 de Ramsay et Huber (1987) entre les plis  $P_1$  et  $P_2$  (figure 2.6).

#### 2.4.4 La faille de la Rivière Victoria

Alors qu'il n'existe pas d'évidence structurale d'une faille le long du tracé mis en carte par St-Julien et Slivitzky (1985) ainsi que Lebel et Tremblay (1993) pour la faille de la Rivière Victoria, plusieurs observations indiquent qu'il existe cependant une faille importante à quelques kilomètres au sud-est, le long du contact nord-ouest des volcanites de la Formation de Frontenac (figure 2.2). A l'instar de Tremblay et Pinet (1994) nous proposons donc de relocaliser la faille de la Rivière Victoria le long de ce contact qui correspond à la faille Bella de Lebel et Tremblay (1993, figure 1.3c) et à la faille "du contact nord-ouest" de Bernard (1987) reconnue dans la région de Lac-Mégantic.

Dans les régions de Lac-Mégantic et de La Patrie, il existe une augmentation importante de l'intensité de la déformation des roches volcaniques lorsque l'on approche le contact nord-ouest, ceci étant visible sur plusieurs coupes de 50 à 100 mètres de longueur orientées perpendiculairement au grain structural dominant (affleurements A, B et C de la figure 2.2). Cette augmentation de la déformation se traduit par le développement progressif des structures suivantes: (1) les coussins de lave sont de plus en plus étirés dans le plan de la foliation, les basaltes deviennent des schistes chloriteux caractérisés par une schistosité mylonitique en marge de la faille; (2) l'étirement devient progressivement souligné par l'allongement des amygdules et des varioles; (3) une linéation minérale se développe systématiquement sur les plans de la schistosité mylonitique. Cette linéation d'allongement est sub-v verticale et plonge à environ  $90^\circ$  de la direction de la schistosité (figure 2.5). En lames minces, l'augmentation progressive de la déformation est également très nette. À quelques centaines de mètres au sud-est du contact, les textures volcaniques sont préservées et reconnaissables dans les basaltes (figure 2.7a). Ces textures primaires sont progressivement détruites et la schistosité mylonitique devient prédominante près de la faille de la Rivière Victoria (Figure 2.7b). A proximité du contact, on observe un rubanement métamorphique souligné par la ségrégation de rubans de quartz et de micas accompagné

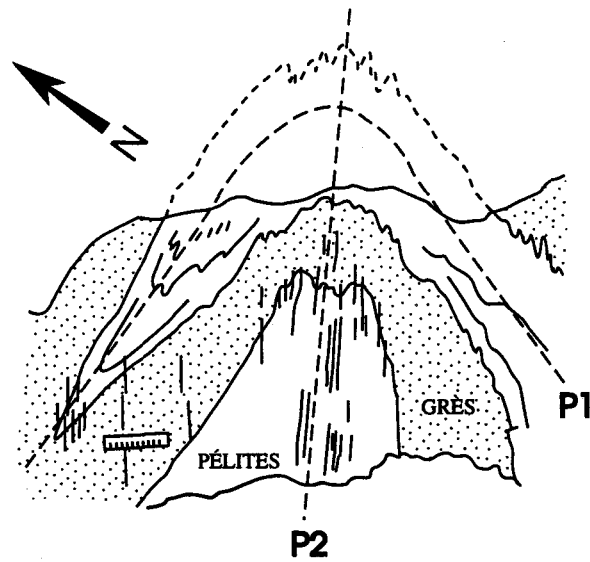


Figure 2.6: Schéma illustrant un motif d'interférence de type "crochet" (type 3 de Ramsay et Huber, 1987) entre des plis  $P_1$  et  $P_2$  observés sur un affleurement de la Formation de Frontenac au sein du domaine structural 3 (UTM 378 000m. E.; 5063 500m. N.). Le pli  $P_1$  est un pli isoclinal replissé, alors que le pli  $P_2$  est un pli serré sub-vertical plongeant moyennement ( $30^\circ$ ) vers le nord-est. La règle dans le coin inférieur gauche mesure 15 cm. Vue en plan.



d'une recristallisation dynamique du quartz. Certains rubans métamorphiques contiennent de nombreux porphyroclastes asymétriques d'épidotes et de quartz, représentant probablement les vestiges transposés de varioles et/ou d'amygdules. Les observations microstructurales de ces structures, selon le plan XZ de la déformation finie (Hanmer et Passchier, 1991), indiquent clairement que la faille de la Rivière Victoria est une faille inverse à mouvement vers le nord-ouest au contact entre les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Frontenac (Figure 2.7c).

## 2.5 Discussion

### 2.5.1 Relations stratigraphiques

La présente section est une brève présentation des interprétations les plus récentes concernant les relations Compton-Frontenac. En Nouvelle-Angleterre, selon Moench (1993) et Jahrling (1983), la Formation de Frontenac représente un équivalent latéral et est corrélative avec la Formation de Waits River qui est recouverte de façon conforme par la Formation de Gile Mountain, ces deux unités étant respectivement corrélatives avec les formations d'Ayers Cliff (Doll, 1951) et de Compton (Meyers, 1964). Par ailleurs, selon Marviney (1986), la Formation de Frontenac au Maine est surmontée par la Formation d'Ironbound Mountain, un équivalent du membre de Lac-Drolet tel que décrit dans ce travail et du Hall Stream grits au New Hampshire (figure 2.8). La Formation d'Ironbound Mountain est surmontée par le Groupe de Seboomook, un équivalent selon Marviney (1986) de la Formation de Compton (membre de Milan tel que décrit dans ce travail; figure 2.8). Les relations stratigraphiques proposées par les auteurs américains situent donc la Formation de Frontenac sous la Formation d'Ironbound Mountain (membre de Lac-Drolet), elle-même située sous la Formation de Compton (membre de Milan). Or, dans le sud du Québec, les relations stratigraphiques au sein de la Formation de Compton sont très nettes et indiquent que le membre de Lac-Drolet surmonte le membre de Milan (voir figure 2.8). Cette même relation est observable sur l'ensemble de la région (voir les polarités sédimentaires sur la figure 2.2). À cause d'une déformation polyphasée, les relations stratigraphiques entre le membre de Lac-Drolet et la Formation de Frontenac sont cependant moins précises, nous n'avons néanmoins noté aucune discontinuité entre les deux unités. Les données actuellement disponible sur les polarités sédimentaires et structurales au sein du SCVG de même que les caractéristiques compositionnelles et faciologiques des différentes unités, nous suggèrent que la Formation de Frontenac représente principalement un équivalent latéral de faciès du membre de Milan. Les principales observations, en plus

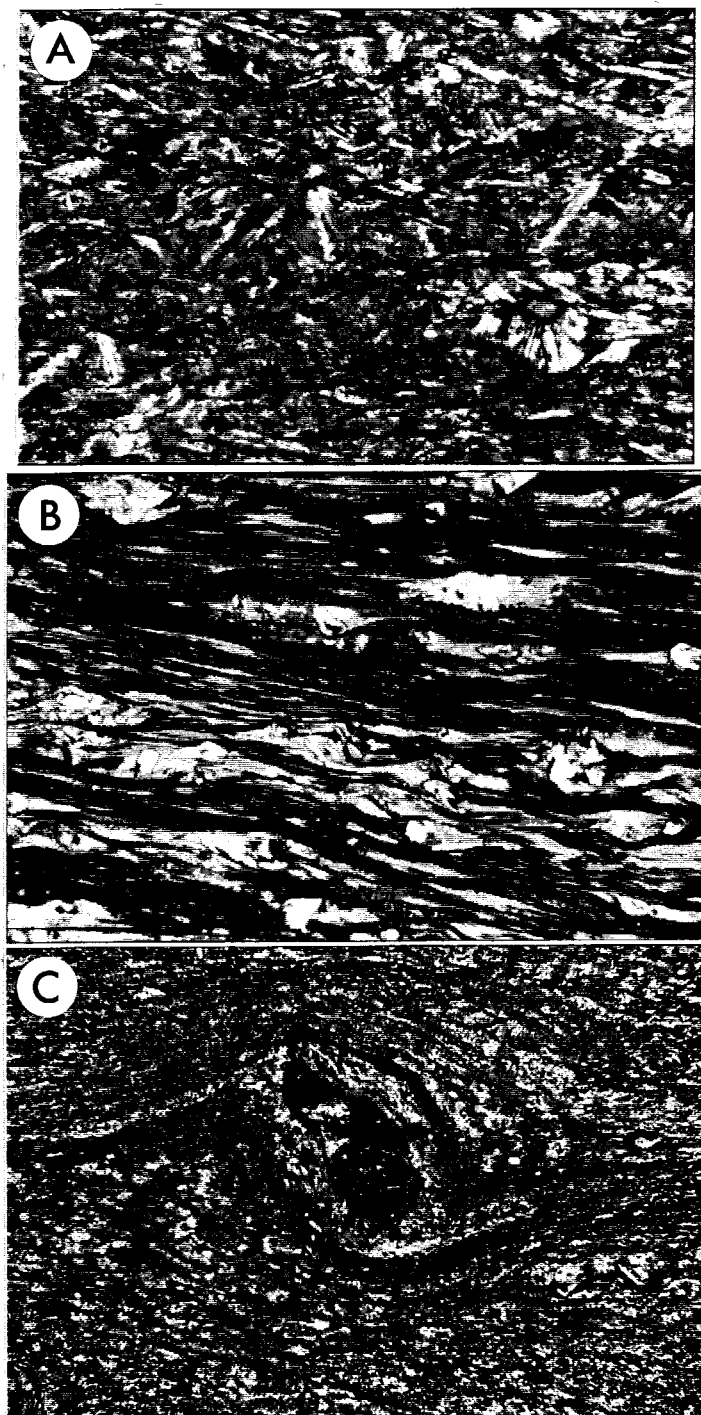


Figure 2.7: Photomicrographies des roches volcaniques de la Formation de Frontenac provenant de l'affleurement "A" de la figure 2.2, montrant le développement progressif de la schistosité mylonitique. a) Texture intersertale primaire avec phénocristaux de plagioclase. b) Rubannement mylonitique soulignée par une ségrégation métamorphique du quartz et de la chlorite. c) Porphyroclastes asymétriques de type  $\delta$  présents au sein de la mylonite associée à la faille de la Rivière Victoria, indiquant un cisaillement dextre. Toutes les sections sont parallèles au plan XZ de l'échantillon. Toutes les sections sont à la même échelle. La largeur de la photo est de 8 mm.

des relations de terrain, nous permettant d'établir une telle corrélation sont d'une part la faible proportion de matrice et de fragments lithiques et le contenu élevé en quartz, et d'autre part la présence de lentilles et de concrétions dolomitiques et de carbonates qui sont des caractéristiques communes des grès de ces deux unités. D'un autre côté des grès noirâtres similaires à ceux du membre de Lac-Drolet sont fréquents à la base de la Formation de Frontenac, suggérant ainsi une certaine similitude de composition entre cette dernière et le membre de Lac-Drolet. Étant donné que les changements de faciès entre les différentes unités sont graduels nous suggérons que la Formation de Frontenac représente donc un équivalent latéral de la Formation de Compton (membres de Milan et peut être la partie basale du membre de Lac-Drolet) d'âge dévonien précoce (figure 2.8). Cette corrélation entre les formations de Frontenac et de Compton est en accord avec une signature géochimique similaire entre les volcanites mafiques de la Formation de Frontenac et les roches volcaniques dévoniennes de la péninsule gaspésienne (Desjardins, 1994; Dostal *et al.*, 1993) et un âge  $40 \text{ Ar}/39 \text{ Ar}$  sur biotite de  $394 \pm 9 \text{ Ma}$  déterminé par Marvinney (1986) dans des sédiments de la Formation de Frontenac dans le Maine. La biotite datée est interprétée comme étant reliée à du métamorphisme de contact entre une coulée basaltique (Membre de Canada Falls de la Formation de Frontenac) et les sédiments adjacents.

Un âge dévonien pour la Formation de Frontenac est cependant en désaccord avec les relations de terrain décrites par Moench (1993) dans l'allochtone de Piermont en Nouvelle-Angleterre, selon lesquelles les roches volcaniques de la Formation de Small Falls, considérées comme étant corrélatives avec les volcanites de la Formation de Frontenac, sont recoupées par le pluton de East Inlet daté à  $430 \pm 4 \text{ Ma}$  (Eisenberg, 1981). Ce pluton est considéré comme co-magmatique de la séquence volcanique. Il est important de souligner qu'au Québec, selon nous, les roches volcaniques corrélatives avec celles de la Formation de Small Falls appartiennent à la Formation de Clinton, tel que suggéré par la présence de formations de fer au sein de chacune de ces séquences volcaniques, par leurs similitudes géochimiques (Ti peu élevé) et par la continuité structurale de ces unités de part et d'autre de la frontière. Par conséquent, l'âge du pluton de East Inlet n'est d'aucune utilité directe pour contraindre l'âge de la Formation de Frontenac, mais indique cependant un âge silurien pour la Formation de Clinton. Un âge également confirmé par des sills felsiques datés à  $412 \pm 2$  et  $414 \pm 4 \text{ Ma}$  (Moench et Aleinikoff, 1991; Moench, 1992) et des dykes felsiques datés à  $432 \pm 10$  et  $418 \pm 4 \text{ Ma}$  (Lyons *et al.*, 1986) qui recoupent la séquence de l'allochtone de Piermont. Selon Moench (1993) et Chevé (1990), la Formation de Frontenac repose en contact sédimentaire conforme sur la Formation de Clinton et les unités

		AGE * (Ma.)	New Hampshire	Québec		Maine
			Jahrling, 1983 1	Cette étude 1994 2	Chevé 1990 3	Marvinney, 1986 4
SILURIEN DÉVONIEN	précoce	Emsien	Gile Mountain	?	Seboomook = Compton	Seboomook = Compton
		Siegenien		Mb. de Lac-Drolet	Seboomook = Compton	
		Gedinien				
	tar.	Pridolien	Hall Stream grits	Mb. de Milan	Frontenac	Ironbound Mtn
		Ludlovien		Frontenac	Frontenac	Membre de Canada Falls
	pré.	Wenlockien	Waits River	Ayers Cliff	Clinton	
Llandovérien		Membre sup.	?	Clinton	Frontenac	
ORDOVICIEN	tardif	Ashgillien	Frontenac	Clinton	Clinton	?
		Caradocien		?	?	?
	moyen	Llandéilien	Clinton	?	?	Happy Corners
		Llanvirnien		Chesham	Chesham	?
	précoce	Arénigien		?	?	
		Trémadocien				
		505 ± 32				

\* Échelle chronostratigraphique tirée de Palmer (1983).

Figure 2.8: Colonnes stratigraphiques des différentes régions discutées dans le texte. La localisation des colonnes (1 à 4) se trouve sur la figure 2.2. Les unités que nous corrélons d'une région à l'autre sont représentées par le même figuré. Voir le texte pour la discussion s'y rapportant. (1: membre de Saint-Ludger de Lebel et Tremblay, 1992).

corrélatives. Ces dernières étant d'âge silurien (peut être aussi jeune que silurien tardif), il est donc probable que la Formation de Frontenac soit d'âge dévonien précoce tel que suggéré dans ce travail et dans Lebel et Tremblay (1992). Sur le flanc sud-est du SCVG il existe donc deux bandes de roches volcaniques post-ordoviciennes qui sont plus ou moins continues du Maine jusqu'au New Hampshire (figure 2.2). La bande nord-ouest serait d'âge dévonien et comprend les volcanites de la Formation de Frontenac au Québec et au New Hampshire et celles du membre de Canada Falls dans le Maine. Cette bande de volcanites est bordée sur le flanc nord-ouest par la faille de la Rivière Victoria et la faille de Perry Stream au New Hampshire qui lui est corrélative (figure 2.2). La bande sud-est, pour sa part, comprend les roches siluriennes de la Formation de Clinton au Québec et de l'allochtone de Piermont au New Hampshire.

### 2.5.2 Évolution tectonostratigraphique et structurale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé

Il est généralement accepté que les roches du SCVG forment un bassin successeur post-taconien (Bradley, 1983) développé à la faveur d'une importante phase d'extension ou de transtension et qui repose en discordance sur les assises cambro-ordoviciennes des zones de Dunnage et de Humber (Tremblay *et al.*, 1994; Bourque *et al.*, 1994; van Staal et Fyffe, 1991). Dans le sud du Québec, les unités du SCVG et la Formation de Frontenac reposent sur des unités pré-siluriennes au nord-ouest et au sud-est (figure 2.9a) et la série sédimentaire du SCVG forme une séquence transgressive. La base du Groupe de Saint-Francis, la Formation de lac Lambton et les unités du même âge (Pridolien) qui reposent en discordance sur la zone de Dunnage (Lac Aylmer, Saint-Luc, Cranbourne, etc) sont constituées de lithologies de plateforme (conglomérats, quartzites, dolomies, calcaires). Au même moment, s'accumule dans la partie plus profonde du bassin la Formation d'Ayers Cliff qui est composée de calcaires argileux et de turbidites calcareuses probablement en partie dérivées de cette plateforme (figure 2.9a). Au sud-est les volcanites de la Formation de Clinton se mettent en place avec des sédiments silicoclastiques et des formations de fer (figure 2.9a). Des faciès de plateforme sont également reconnus pour la marge sud-est du bassin et forment des unités qui reposent en discordance sur les roches pré-siluriennes (unités non-nommées, Osberg *et al.*, 1985). Par la suite l'approfondissement du bassin se poursuit favorisant ainsi la sédimentation des turbidites du membre de Milan et de la Formation de Frontenac (figure 2.9b). C'est également à cette période que les volcanites mafique associées à du volcanisme intraplaque (Desjardins, 1994) de la Formation de Frontenac se mettent en place. Les grès du membre de Milan dérivent probablement de

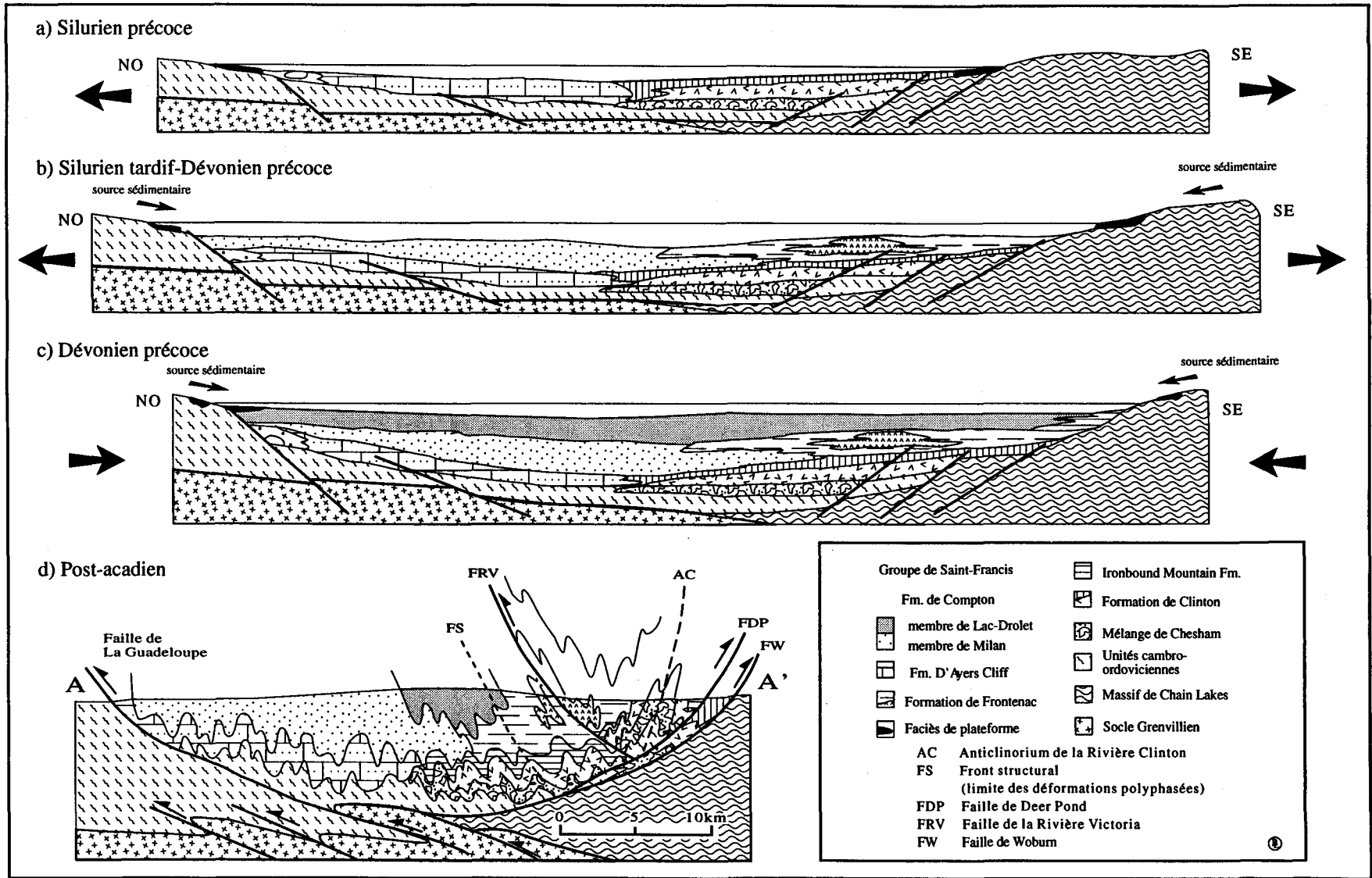
l'érosion de l'orogène taconien constitué d'unités continentales et océaniques imbriquées sur la marge orientale de Laurentia (source sédimentaire nord-ouest). La formation de Frontenac, interprétée comme une séquence de turbidites proximales par Marvinney (1986), dérive d'une source située au sud-est et constituée du Massif de Chain Lakes et des unités ordoviciennes qui lui sont accrétées (figure 2.9b).

Cette interprétation est supportée par l'affinité cratonique ou péri-cratonique observée pour la Formation de Frontenac lors de l'étude pétrographique des grès (figure 2.3). Un autre élément supportant une telle interprétation est la présence de conglomérat à fuschite et à chromite détritique au sommet de la Formation de Frontenac, près de son contact avec le membre de Lac-Drolet. Dans la région, les sources possibles de chromite sont d'une part les roches ophiolitiques de l'Estrée (source nord-ouest) ou d'autre part celles du complexe de Boil Mountain (source sud-est), situé sur le flanc est du Massif de Chain Lakes (figure 2.1). La présence de cette chromite au sein d'un conglomérat suggère une source relativement proximale, et que le Massif de Chain Lakes et les unités pré-siluriennes (incluant l'ophiolite de Boil Mountain) qui y sont accrétées représentent les vestiges d'une source sédimentaire pour la Formation de Frontenac. L'hypothèse d'une source sédimentaire située au sud-est pour le SCVG est en accord avec une source nord-ouest proposée pour le synclinorium de Merrimack, (Osberg *et al.*, 1989), un bassin du même âge situé à l'est du Massif de Chain Lakes et de l'anticlinorium de Bronson Hill (figure 2.1).

---

Figure 2.9: a-c) Reconstruction et évolution paléogéographique schématique pré-acadienne du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé dans le sud du Québec. Les unités cambro-ordoviciennes incluent des roches appartenant aux zones de Humber et de Dunnage. La Formation de Frontenac est représentée comme un équivalent latéral de la Formation de Compton et est incluse au sein du SCVG tel que discuté dans le texte. d) Coupe structurale du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé illustrant les relations structurales actuelles. La géométrie du socle est tirée des travaux de sismique de Spencer *et al.* (1989). La cinématique de la faille de la Rivière Victoria a été définie dans ce travail alors que les mouvements associés aux failles à vergence sud-est (failles de Deer Pond et de Woburn) sont en accord avec les interprétations de Spencer *et al.* (1989). Voir la figure 2 pour la localisation de la coupe.

---



Dans le membre de Lac-Drolet, l'abondance de fragments lithiques (figure 2.3) indique selon nous, un changement significatif de régime sédimentaire. Nous attribuons ce changement à des conditions tectoniques différentes. Nous croyons que le membre de Lac-Drolet représente une unité temporelle de transition entre un régime extensif relié au développement du bassin et une période de réarrangement des contraintes reliée aux premiers mouvements de l'orogénie acadienne, favorisant ainsi la sédimentation de matériel immature (wacke à fragments de cherts et schistes). Cette interprétation est en accord avec Moench (1993) qui interprète la Formation d'Ironbound, que nous corrélons avec le membre de Lac-Drolet, comme syn-tectonique. Cette interprétation est également en accord avec les modèles proposés en Gaspésie et dans la région du lac Témiscouata où la séquence stratigraphique du SCVG est continue et mieux datée que dans le sud du Québec (Bourque *et al.*, 1989). Dans ces régions plusieurs stades de régression et de transgression marine sont reconnus. Nous croyons que dans le sud du Québec le cycle sédimentaire préservé au sein du SCVG est corrélatif avec le cycle transgressif T<sub>1</sub> ou T<sub>2</sub> de la région du lac Témiscouata (figure 2.10). Le membre de Lac-Drolet serait quant à lui relié avec le début de la phase de régression 3, qui est souligné par la sédimentation des formations de York River et de York Lake (calcilutite siliceuse, wacke lithique, wacke feldspathique) dans la région du Lac Témiscouata (figure 2.10). Cette phase de régression est également soulignée par la présence de la Formation de Famine (conglomérat et carbonate fossilifère, Cousineau, 1990) dans la région de Saint-Georges et de la Formation de Touladi (conglomérat, grès et calcaire argileux ou gréseux, Boucot *et al.*, 1969) dans la région du lac Témiscouata. Ces deux unités sont constituées de lithologies de plateforme d'âge dévonien moyen (Eifélien, Boucot et Drapeau, 1968 et Boucot *et al.*, 1969) et supporte l'idée d'une régression du même âge due à des soulèvements tectoniques précoces associés à l'orogénie acadienne (figure 2.10). Nous croyons que deux sources sédimentaires ont contribué au remplissage du bassin pendant cette période. Les faciès conglomératiques de la base des formations de Famine et Touladi suggèrent qu'il existait un relief, et donc une source sédimentaire au nord-ouest du SCVG alors que les fragments lithiques contenus dans le membre de Lac-Drolet proviendraient des séquences pré-siluriennes du nord-ouest mais également du sud-est (figure 2.9c).

Au cours de l'orogénie acadienne, les roches du SCVG ainsi que les unités taconiennes sous-jacentes ont subi d'importantes déformations compressives. Les premiers stades de cette compression se sont traduits par la formation de la schistosité régionale (S<sub>1</sub>) associée à des plis serrés à isoclinaux de direction NE-SO (P<sub>1</sub>). Par la suite, d'importantes failles inverses à vergence nord-ouest ont été initiées et recourent les structures D<sub>1</sub> du bassin. Ces



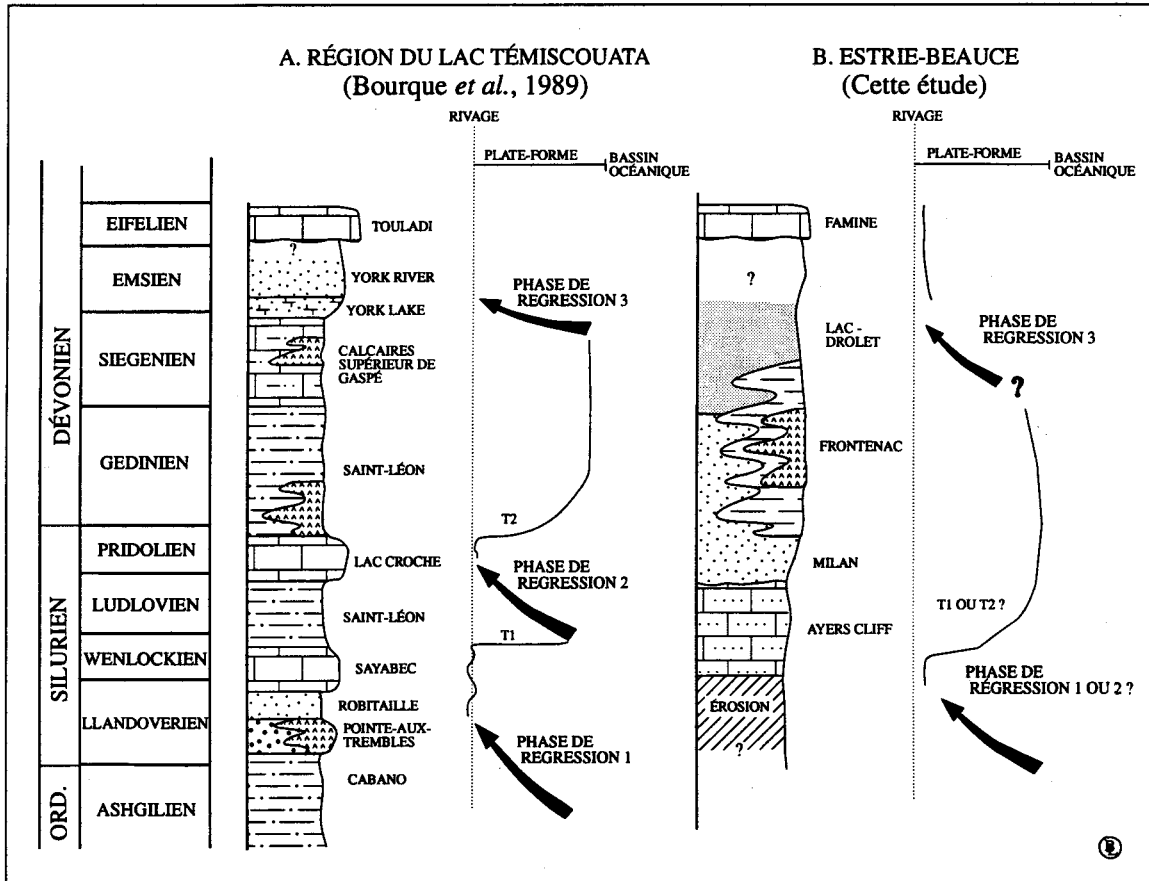


Figure 2.10: Comparaison de l'évolution des cycles régression-transgression durant le Silurien et le Dévonien pour les régions du Témiscouata et du sud du Québec (modifié de Bourque *et al.*, 1989). (T1-T2: phases de transgression).

failles sont associées à la présence de plissements P<sub>2</sub> superposés sur les structures régionales du SCVG, tel que démontré dans ce travail en ce qui concerne la faille de la Rivière Victoria (figure 2.5). Certaines de ces failles, notamment la faille de La Guadeloupe, semblent s'enraciner en profondeur dans le socle grenvillien sous-jacent, comme suggéré par le profil sismique de Spencer *et al.* (1989). Sur ce profil, l'imbrication du socle grenvillien et du Massif de Chain Lakes semble former un coin tectonique ayant probablement induit les failles à vergence sud-est (rétrochevauchements?) présentes sur le flanc oriental du SCVG, telles que les failles de Deer Pound et de Woburn (figure 2.9d).

### Conclusion

Les membres de Milan et de Lac-Drolet de la Formation de Compton sont des unités cartographiables à l'échelle du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et les relations stratigraphiques suggèrent que le membre de Lac-Drolet est l'unité la plus jeune. Cette dernière possède des caractéristiques pétrographiques qui suggèrent qu'elle représente une unité associée aux premiers mouvements de l'orogénèse acadienne. La Formation de Frontenac représente un équivalent chronostratigraphique d'une partie de la Formation de Compton (membre de Milan) et est probablement d'âge dévonien précoce. Par conséquent, la Formation de Frontenac est incluse au sein des unités du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. La faille de la Rivière Victoria ne représente pas la limite structurale sud-est du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, mais plutôt une faille inverse à vergence vers le nord-ouest incluse au sein de la séquence. Elle est génétiquement associée à la transition entre des structures D1 dominantes au nord-ouest et des structures D2 dominantes au sud-est.

### Remerciements

Ce travail représente une partie du mémoire de maîtrise du premier auteur, qui tien à remercier le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG) pour la bourse d'études supérieures qui lui fut accordée. Nous remercions également le Ministère des Ressources Naturelles du Québec qui a défrayé les coûts reliés aux études de terrain au cours de l'été 1992 en plus de permettre d'utiliser les données recueillies. Le CRSNG a également contribué à la réalisation des travaux par le biais d'une subvention de recherche (OGP-105669) à A. Tremblay. Le fond pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche (FCAR) a également contribué au projet (95-ER-2270). Enfin nous sommes reconnaissants envers Pierre A. Cousineau, Greg Lynch et Robert Marquis pour une lecture critique d'une première version du manuscrit.

## Chapitre 3

### Synthèse des résultats

Ce chapitre contient des observations et des discussions supplémentaires qui ne sont pas présentées dans l'article du chapitre 2 faute d'espace. On y retrouve également les principales conclusions qui découlent de la présente étude.

#### 3.1 Structure de la région de Malvina

Dans la partie sud de la région étudiée, soit sur les feuillets de Malvina (21 E/3) et Coaticook (21 E/4) les caractéristiques structurales sont différentes de celles décrites pour les régions plus au nord-est. Nous avons défini pour cette région un domaine structural distinct (domaine 4, figure 3.1). Des observations préliminaires ont été effectuées dans ce domaine et ses limites géographiques sont approximatives, plus de travail serait nécessaire pour en définir les véritables limites. Les projections stéréographiques des éléments planaires et linéaires de ce domaine ainsi que ceux des autres domaines sont présentés sur la planche de l'annexe A. Le domaine 4 est caractérisé par un clivage  $S_2'$  de direction NNO-SSE, une direction différente des autres domaines, et par des plis  $P_2'$  qui plongent faiblement vers le nord-nord-est (annexe A). Le clivage  $S_2'$  est peut-être un clivage distinct dont la chronologie relative avec  $S_1$  et  $S_2$  n'est actuellement pas connue ou alors il pourrait s'agir du même clivage  $S_2$  régional reconnu dans les autres domaines structuraux. Dans le dernier cas, son orientation différente peut être attribuée à la formation de structures de rétrochevauchements  $S_3$  tel que reconnu par Osberg *et al.* (1989) dans des roches corrélatives du Vermont et par Tremblay (1992) dans la région de Sherbrooke. Enfin, ce clivage  $S_2'$  pourrait aussi être corrélé à une déformation tardive  $S_4$  en domes et bassins (l'arche de Strafford-Willoughby), reconnue au Vermont (Hatch et Stanley, 1988).

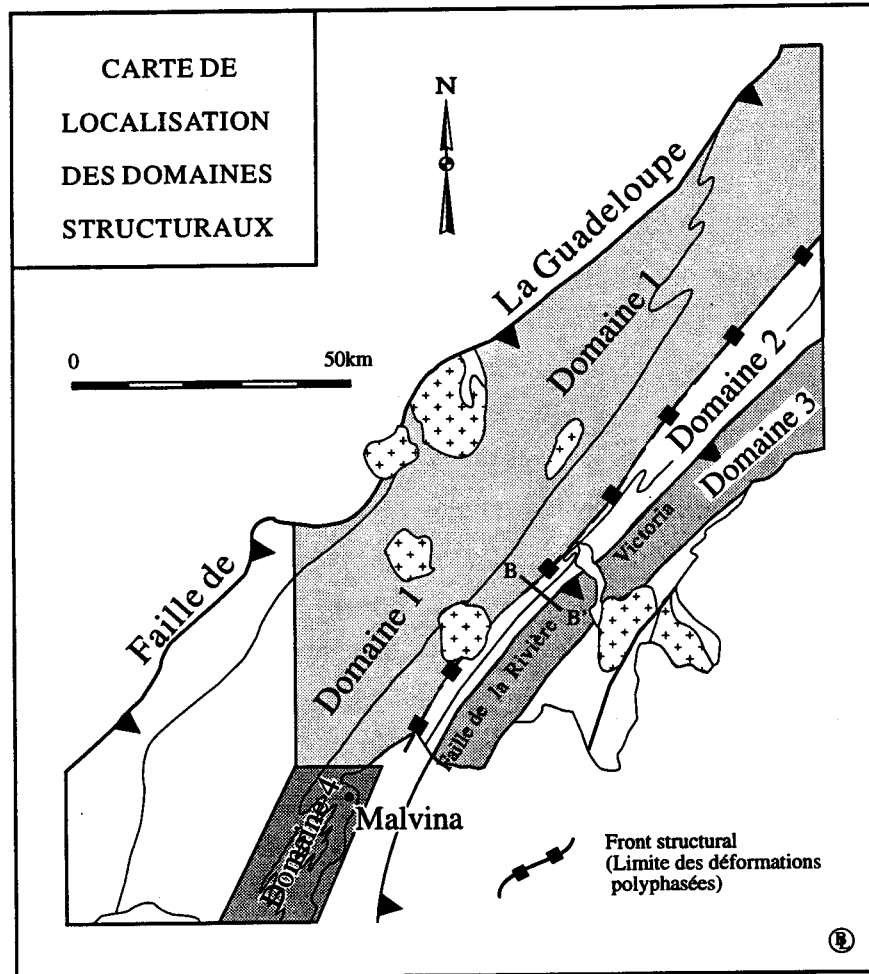


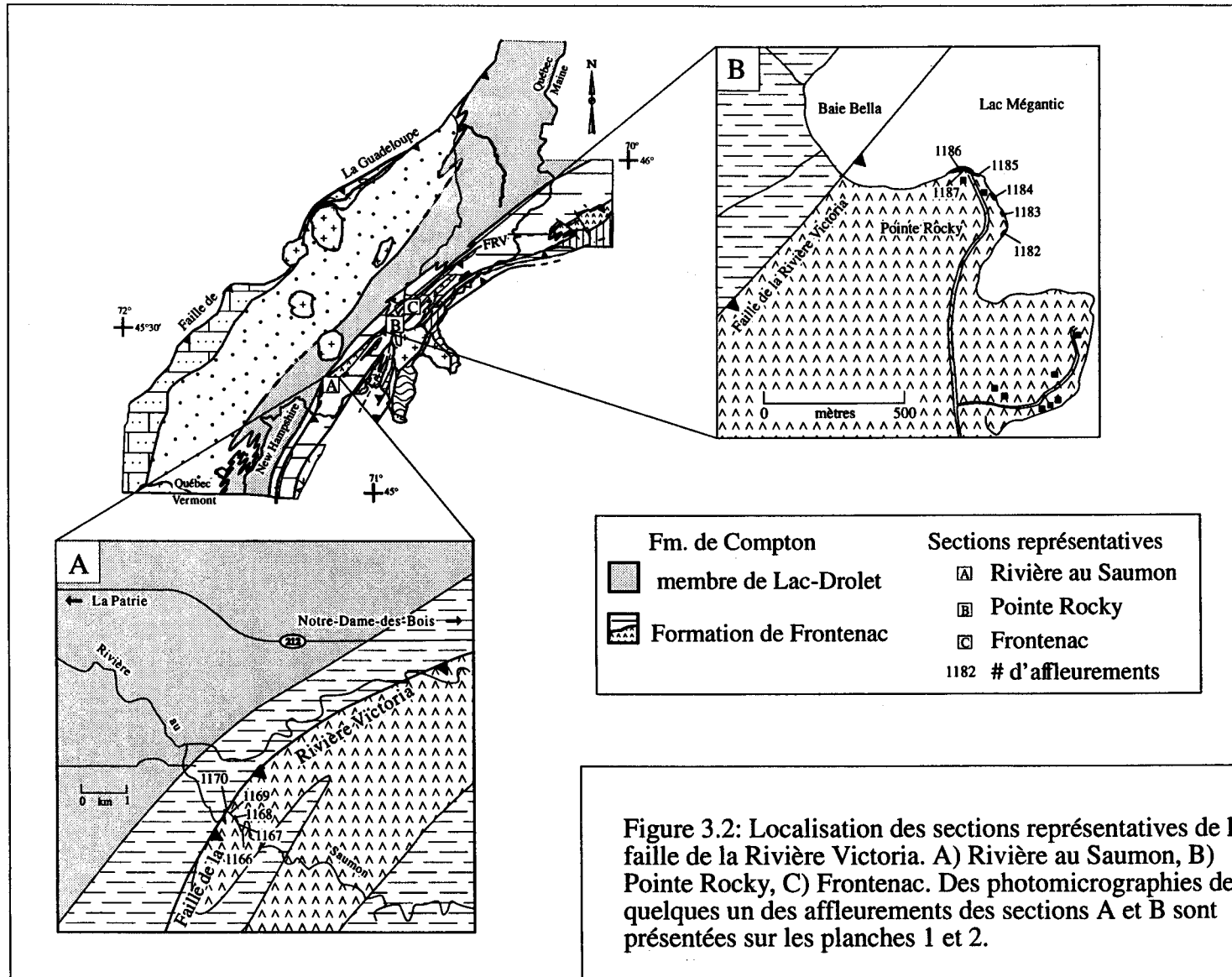
Figure 3.1: Carte de localisation du domaine structural 4, dans la région de Malvina.

### 3.2 Sections représentatives de la faille de la Rivière Victoria.

Dans les régions de Lac-Mégantic et de La Patrie, nous avons identifié trois zones d'affleurement où les structures de cisaillement intense reliés à la présence d'une faille sont particulièrement bien exposées; 1) l'affleurement de la Pointe Rocky sur la berge ouest du lac Mégantic, 2) l'affleurement de la Rivière au Saumon près de La Patrie et 3) une coupe de route près du village de Frontenac à l'est de Lac-Mégantic. Ces séries d'affleurements sont localisées sur la figure 3.2. Nous avons observé plusieurs lames minces coupées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement (plan XZ de la déformation finie) provenant des ces affleurements. Des photomicrographies de quelques une de ces lames minces sont présentées sur les planches 1 et 2 afin de montrer le développement progressif de la schistosité mylonitique au sein des roches volcaniques près du contac avec les roches sédimentaires de la Formation de Frontenac.

### 3.3 Quartz métamorphique des formations de Compton et de Frontenac

On observe dans tous les grès étudiés, et en particulier dans ceux du membre de Lac-Drolet où ils sont plus abondants, la présence d'un minéral à extinction ondulante, ayant une couleur de polarisation jaune-beige du premier ordre et des figures d'interférence conoscopiques biaxes, des caractéristiques proches de celles des feldpaths potassiques. Ces minéraux ne sont cependant jamais maclés ni altérés alors que les plagioclases présents sont caractérisés par une séricitisation importante. A partir de ces observations contradictoires, ce minéral biaxe fut analysé au microscope à balayage électronique (MEB) et les résultats montrent qu'il s'agit de quartz. La signification de ce quartz biaxe est mal comprise. Généralement les quartz biaxes proviennent de roches de haut grade métamorphique ou de roches ayant subi des déformations plastiques importantes (Williams, Turner et Gilbert, 1982). Les sources sédimentaires possibles sont la partie interne de la zone de Humber et les roches de haut grade métamorphique du craton Grenvillien et du Massif de Chain Lakes (figure 2.1). Bien qu'une source nord-ouest ait pu contribuer à la sédimentation de ces quartz (zone de Humber) il est peu probable que le craton grenvillien ait également fourni des sédiments au SCVG puisqu'il existait fort probablement un relief important (orogène taconien) entre ce dernier et le craton. L'affinité cratonique définie sur la figure 2.3 de l'article du chapitre 2 pour la Formation de Frontenac peut s'expliquer en partie en proposant le Massif de Chain Lakes comme source cratonique, impliquant ainsi que ce dernier formait un relief positif pendant la sédimentation du SCVG.



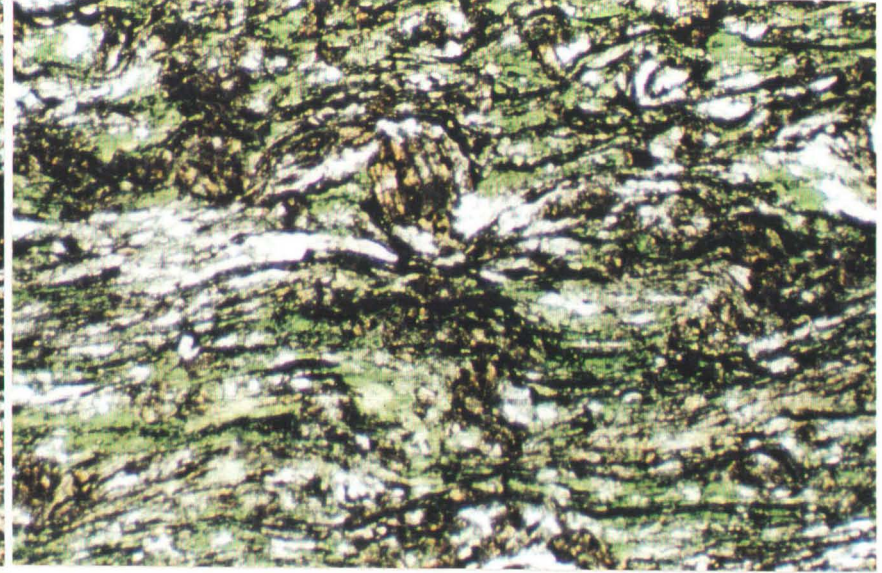
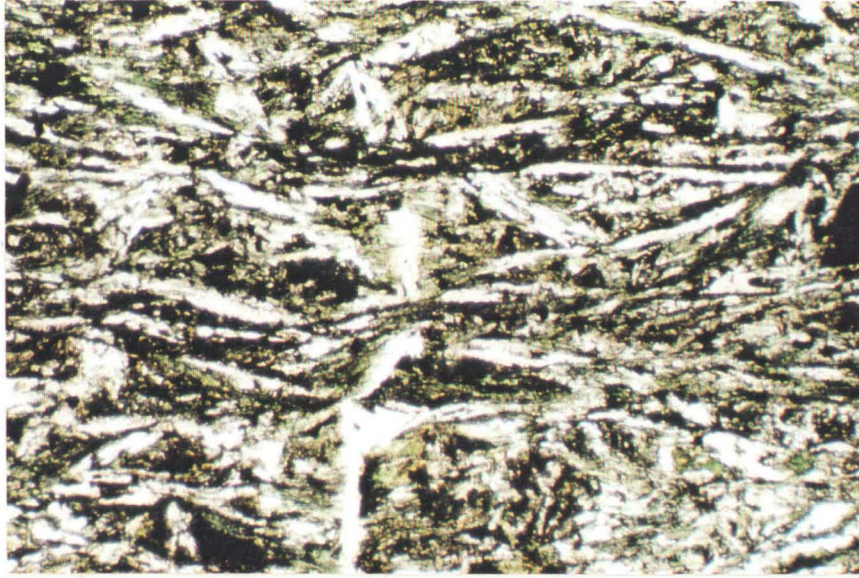


Planche 1: Photomicrographies des échantillons de la section de la Rivière au Saumon. La localisation de cette section ainsi que des affleurements se trouve sur la figure 3.2. a) (affleurement # 1167) les textures volcaniques primaires (intersertale avec phénocristaux de plagioclase) sont préservées. b) (affleurement # 1168) la schistosité mylonitique devient moyennement pénétrative et l'on observe un début de ségrégation métamorphique ainsi que l'isolement de certains porphyroclastes. Certaines lattes de plagioclase sont toujours préservées et montrent un réalignement dans le plan de schistosité. c) (affleurement # 1169) la schistosité mylonitique est pénétrative et souligné par un rubanement métamorphique de quartz-chlorite. Plusieurs porphyroclastes montrent un sens de cisaillement dextre. Toutes les photomicrographies ont une largeur de champs d'environ 6 mm et sont à la même échelle.

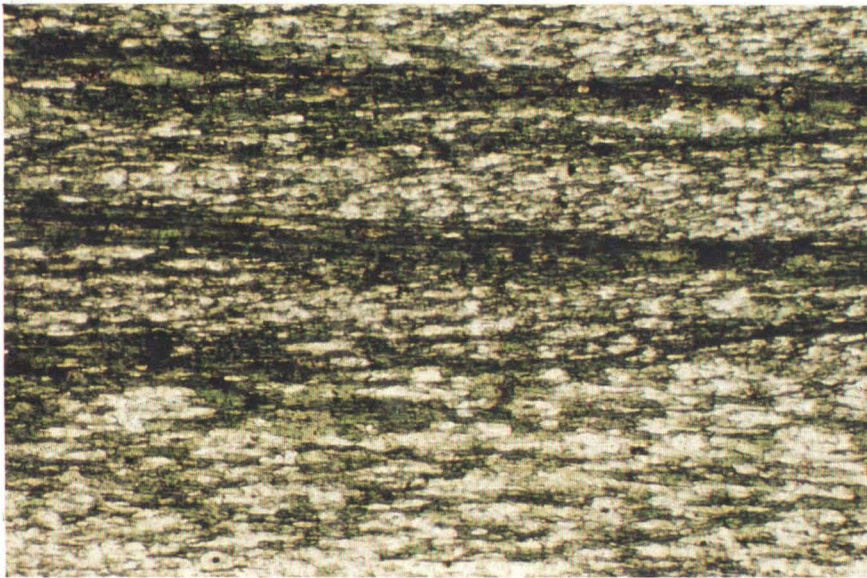
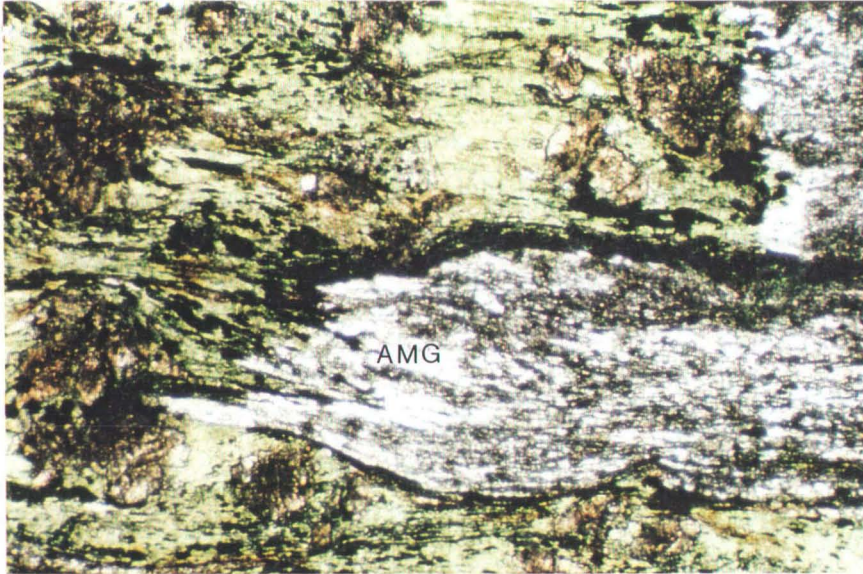


Planche 2: Photomicrographies des échantillons de la section de la Pointe Rocky.. La localisation de cette section ainsi que des affleurements se trouve sur la figure 3.2. a) (affleurement # 1182) les amygdules (AMG), bien qu'elles soient affectées par la schistosité, sont préservées. b) (affleurement # 1185) la ségrégation métamorphique est bien développée sous forme de rubans de quartz et de chlorite. c) (affleurement # 1187) la schistosité mylonitique est pénétrative et souligné par une diminution de la granulométrie et la cristallisation dynamique du quartz, qui montre un allongement bien développé. Toutes les photomicrographies ont une largeur de champs d'environ 6 mm et sont à la même échelle.



### 3.4 Corrélations

Plusieurs des unités et des structures du SCVG définies dans le cadre de ce travail possèdent des équivalents dans les régions adjacentes des États-Unis. La comparaison de plusieurs des travaux les plus récents effectués au Maine et au New Hampshire avec les nôtres nous ont conduit à proposer certaines corrélations lithologiques et structurales.

#### 3.4.1 Corrélations stratigraphiques

Les corrélations proposées sont présentées sur la figure 1 de l'annexe B. Au Québec, sur la marge sud-est du SCVG, la Formation de Clinton est l'unité post-taconienne la plus vieille et repose en discordance sur des roches déformées lors de l'orogénie taconienne. Sur la marge nord-ouest du synclinorium, la Formation d'Ayers Cliff occupe la base de la séquence et bien que l'âge de cette formation demeure inconnue, nous proposons de la corréler avec la Formation de Clinton. Ces unités forment la base du synclinorium du SCVG et reposent en contact faillé ou en contact stratigraphique avec les roches plus jeunes du synclinorium et les unités taconiennes. Au Vermont, la Formation d'Ayers Cliff constitue un membre de la Formation de Waits River (Doll, 1951). Nous corrélons également la Formation de Clinton avec les unités de la séquence de l'Allochtone de Piermont (Moench, 1993) au New Hampshire, plus précisément avec la Formation de Smalls Falls. Au Maine, bien que la Formation d'Happy Corner soit mal définie, sa position structurale par rapport à la Formation de Clinton au Québec favorise la corrélation de ces deux unités. La corrélation des formations de Clinton et d'Happy Corner avec une unité particulière de l'Allochtone de Piermont demeure cependant imprécise.

La Formation de Frontenac est reconnue au New Hampshire, au Québec et au Maine. Elle occupe cependant une position stratigraphique différente (figure 1 de l'annexe B). Au Maine, les roches volcaniques de cette formation forment le membre de Canada Falls (Marvinney, 1986), que nous corrélons avec les volcanites de Frontenac-Chartierville (Chevé, 1990) au Québec (plate 1A de l'annexe B). Dans la région de Lac-Mégantic, nous proposons que la Formation de Frontenac passe latéralement au membre de Milan de la Formation de Compton. Au New Hampshire cette dernière est corrélatrice avec la Formation de Gile Mountain, alors qu'au Maine la Formation de Compton correspond au Groupe de Seboomook (Doll *et al.*, 1961). Nous corrélons le wacke lithique du membre de Lac-Drolet tel que décrit dans ce travail avec le "Hall Stream Grits" au New Hampshire (Jahrling,

1983) et le membre de Grenier Pound de la Formation d'Ironbound Mountain au Maine (Marvinney, 1986) (figure 2 de l'annexe B). Le faciès fin du membre de Lac-Drolet (membre de Saint-Ludger de Lebel et Tremblay, 1993) n'est pas différencié au New Hampshire (inclu dans la Formation de Gile mountain) mais nous le corrélons avec la Formation d'Ironbound Mountain décrit par Marvinney (1986) au Maine.

### 3.4.2 Corrélations structurales

Nous corrélons maintenant la faille de la Rivière Victoria avec la faille de Perry Stream (Moench, 1993) au New Hampshire (plate 1A de l'annexe B). Alors que nous corrélons son extension nord-est au Maine, comme correspondant au contact faillé qui se trouve sur le flanc nord-ouest des volcanites de Canada Falls (Marvinney, 1986) (plate 1A de l'annexe B). La faille de Deer Pound reconnue au Maine correspond au contact entre la Formation de Clinton et la Formation d'Ironbound Mountain (Moench, 1993). Au Québec, ce contact correspond à la faille de Sandy Stream de Spencer *et al.*, 1989. Enfin, la faille qui marque la limite sud-est du SCVG avec le Massif de Chain Lakes dans le Maine, la faille de Thrasher Peaks, est corrélative au Québec avec la faille de Woburn (Chevé, 1990) (plate 1A de l'annexe B). Les déformations D2 reconnues dans notre région sont corrélatives avec les structures polyphasées présentes au sein du SCVG en Nouvelle-Angleterre (Osberg *et al.*, 1989). Le front structural qui marque la transition entre les structures polyphasées et monophasées correspond approximativement à la limite des domaines externe et interne de l'orogène acadien au Québec (Tremblay et Pinet, 1994).

### 3.5 Apports scientifiques de ce travail

Cette synthèse est un résumé succinct des conclusions principales présentées dans le mémoire et dans l'article du chapitre 2.

- Les membres de Milan et de Lac-Drolet de la Formation de Compton sont des unités cartographiables à l'échelle du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

- Les observations effectuées dans la région de Lac-Mégantic suggèrent qu'il n'y a pas de contraste lithologique marqué entre les roches sédimentaires de la Formation de Frontenac et du Groupe de Saint-Francis, pas plus qu'il n'y a d'indications claires de contact faillé entre ces deux unités. Nous considérons donc, tout comme Marleau (1968) et Lebel et

Tremblay (1992), que le contact entre la Formation de Compton et la Formation de Frontenac est de nature sédimentaire.

- Nos observations de terrain ainsi que les résultats préliminaires de Tremblay *et al.* (1993) suggèrent que la Formation de Frontenac et le Membre de Milan de la Formation de Compton sont des équivalents latéraux.

- La Formation de Compton et la Formation de Frontenac sont deux unités affectées par des déformations polyphasées, ce n'est donc pas une caractéristique structurale confinée à la Formation de Frontenac.

- La faille de la Rivière Victoria telle que compilée par St-Julien et Slivitsky (1985) correspond à un front structural séparant des domaines structuraux différents plutôt qu'à une suture entre la Formation de Frontenac et le Groupe de Saint-Francis. Cependant la présence de structures ductiles en cisaillement simple observées le long de plusieurs coupes montrent qu'il existe une faille le long du contact nord-ouest des volcanites de la Formation de Frontenac. Nous proposons de relocaliser la faille de la Rivière Victoria le long de ce contact.

- En lames minces, on observe préférentiellement à l'intérieur de certains rubans métamorphiques plusieurs porphyroclastes montrant une asymétrie de type *delta* relié à un cisaillement. Ces indications de sens de cisaillement couplé aux linéations minérales indiquent un mouvement inverse du sud-est vers le nord-ouest pour la faille de la Rivière Victoria.

- Les grès des différentes unités du SCVG sont de composition distincte.

- Le membre de Lac-Drolet est l'unité la plus jeune et représente la transition entre un régime extensif relié à la formation du bassin et les premiers mouvements tectoniques associés aux déformations acadiennes.

- Deux sources sédimentaires ont contribué au remplissage du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

- La faille de la Rivière Victoria n'est pas la limite tectonique sud-est du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Par conséquent, la Formation de Frontenac est incluse au sein de la séquence sédimentaire du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

### Conclusions et recommandations

Sans pouvoir donner un âge précis à la Formation de Frontenac, nos travaux ont tout de même permis de mieux comprendre la relation qui existe entre cette dernière et le Groupe de Saint-Francis. Selon nous il n'existe aucune raison d'interpréter un contact faillé entre ces deux unités, nous soutenons plutôt l'idée d'un contact sédimentaire (Marleau, 1968; Lebel et Tremblay, 1992, 1993). Nos observations ont permis non seulement de tracer un contact sédimentaire entre ces deux unités mais également de tracer, et ce pour la région qui s'étend de Lac-Mégantic à St-Georges-de-Beauce, le contact entre les membres de Milan et de Lac-Drolet. Il existe cependant des fabriques associées à une faille le long du contact nord-ouest des roches volcaniques de la Formation de Frontenac. L'étude de ces structures, qui jusqu'à maintenant n'avaient pas été décrites en détail, a permis de définir le sens de cisaillement le long de cette zone. Cette faille, la faille de la Rivière Victoria, n'est maintenant plus considérée comme la limite des déformations superposées, puisque notre étude structurale montre que les roches du Groupe de Saint-Francis sont également affectées d'une déformation polyphasé.

A la lueur de nos travaux, plusieurs questions restent cependant en suspens. Des travaux seraient notamment nécessaires afin de cerner la distribution spatiale de la schistosité S2' reconnues dans le domaine structural 4. De plus, des observations supplémentaires seraient souhaitables afin de déterminer avec quelle génération de structure reconnue en Nouvelle-Angleterre cette schistosité peut-elle être corrélée. Le front structural, qui est bien défini dans la région de Lac-Mégantic, se poursuit vraisemblablement au New Hampshire et au Maine. Cependant, malgré la reconnaissance de structures polyphasés dans ces régions, la trace exacte de cette limite structurale n'est pas définie. La définition des membres de Milan et de Lac-Drolet ainsi que la poursuite de la trace de leur contact nous permettrait d'obtenir une meilleure compréhension du SCVG. Enfin les interprétations en ce qui a trait au contact entre la Formation de Frontenac et la Formation de Clinton sont également contradictoires, des travaux axés sur cette problématique sont également souhaitables.

Références

- ARMSTRONG, T.R., TRACY, R.J. et HAMES, W.E., 1992- Contrasting styles of Taconian, Eastern Acadian and Western Acadian metamorphism, central and western New England. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, p. 415-426.
- BERNARD, D., 1987- Etudes structurales et stratigraphiques du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé dans le sud-est du Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 30p.
- BOUCOT, A.J., 1969-The geology of the Moose River and Roach River Synclinoria, northwestern Maine. *Maine Geological Survey Bulletin*, 21, 117 p.
- BOUCOT, A.J. et DRAPEAU, G., 1968- Roches siluro-dévoniennees du Lac Memphrémagog et roches équivalentes des Cantons de l'est. Ministère des Richesses naturelles, Québec, ES-1, 46 p.
- BOUCOT, A.J., JOHNSON, J.G. et TALENT, J.A., 1969- Early Devonian brachiopod zoogeography. *Geological Society of America, Special Paper* 119, 111p.
- BOUDETTE, E.L., HATCH, N.L. et HARWOOD, D.S., 1976- Reconnaissance geology of the Upper St. John and Allagash River bassin, Maine. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1406, 37p.
- BOUMA, A.H., 1962- Sedimentology of some flych deposits. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 168p.
- BOURQUE, P.A., HESSE, R. et RUST, B., 1989- Sédimentologie, paléomilieux et paléogéographie de la séquence entre le Taconien et l'Acadien en Gaspésie. Livret-guide, réunion annuelle, GAC MAC, Montréal, excursion B-8.
- BRADLEY, D.C., 1983- Tectonics of the Acadian orogeny in New England and adjacent Canada. *Journal of Geology*, 91, p. 381-400.
- CHEVÉ, S., 1990- Cadre géotectonique de la région de Lac-Mégantic, Québec: implications métallogéniques. Thèse de doctorat non publiée, département de Génie minéral, école Polytechnique, Université de Montréal, Montréal, 1005 p.
- CHEVÉ, S., 1978- Région du sud-est des Cantons de l'Est, comtés de Mégantic et de Compton. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-613, 80 p.
- COOKE, H.C., 1950- Geology of southwestern part of the Eastern Townships of Quebec. *Geological Survey of Canada Memoir*, 157, 142 p.
- COUSINEAU, P.A., 1990- Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, mémoire MM 87-02, 165 p.
- DESJARDINS, C., 1994- Pétrologie et géochimie des roches volcaniques des formations de Frontenac et de Clinton, Lac-Mégantic, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec.

- DICKINSON, W.R. et SUCZEK, C.A., 1979- Plates tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 63, p. 2164-2182.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. et RYBERG, P.T., 1983- Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94, p. 222-235.
- DOLL, C.C., 1951- Geology of the Memphremagog quadrangle and the southeastern portion of the Irasburg quadrangle, Vermont. Vermont Geological Survey Bulletin, 3, 43 p.
- DOLL, C.C., CADY, W.M., THOMPSON, J.B. et BILLINGS, M.P., 1961- Centennial geological map of Vermont. Montpelier, Vermont Geological Survey, échelle 1:250,000.
- DOSTAL, J., LAURENT, R. et KEPPIE, J.D., 1993- Late Silurian-Early Devonian rifting during dextral transpression in the southern Gaspé Peninsula (Quebec): petrogenesis of volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, p. 2283-2294.
- EISENBERG, R.A., 1981. Chronostratigraphy of metavolcanic and associated intrusive rocks of the Boundary Mountain Anticlinorium. Geological Society of America; Abstracts with programs, 13, no 3, p131.
- HANMER, S. et PASSCHIER, C., 1991- Shear-sense indicators: A review. Geological Survey of Canada paper, 90-17, 72 p.
- HARWOOD, D.S., 1969- The second Lake anticline, a major structure of the northwest limit of the Boundary Mountain anticlinorium, northern New Hampshire, west-central Maine, and adjacent Quebec. U.S. Geological Prof. Paper, 650-D, p. D106-D115.
- HATCH, N.L. et STANLEY, R.S., 1988- Post-Taconian structural geology of the Rowe-Hawley zone and the Connecticut Valley belt west of the Mesozoic basins. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1366, p. C1-C36.
- HUEBER, F.M., BOTHNER, W.A., HATCH, N.L., FINNEY, S.C. et ALEINIKOFF, J.N., 1990- Devonian plants from southern Quebec and northern New Hampshire and the age of the Connecticut Valley trough. American Journal of Sciences, 290, 360-395.
- INGERSOLL, R.V. et SUCZEK, C.A., 1979- Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. Journal of sedimentary Petrology, 49, p. 1217-1228.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. et SARES, S.W., 1984- The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, p. 0103-0116.

- JAHRLING, C.E., 1983- Geophysical, structural and stratigraphic relations across the Monroe Line and related contacts in the Indian Stream area, northern New Hampshire. Mémoire de maîtrise, University of New Hampshire, New Hampshire, 100 p.
- KELLY, R., 1975- Régions des monts Ste-Cécile et St-Sébastien. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG-176, 30 p.
- LAVOIE, D., 1985- Stratigraphie, géologie structurale, sédimentologie et paléo-milieus de la bande silurienne supérieure des lacs Aylmer et Saint-François. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 119 p.
- LAVOIE, D. et BOURQUE, P.A., 1992- Stratigraphy, paleoenvironmental evolution and regional significance of the Silurian Lake Aylmer-Lake Saint-François belt, Eastern Townships, Québec. *Atlantic geology*, 28, p. 243-255.
- LEBEL, D. et TREMBLAY, A., 1993- Géologie de la région de Lac-Mégantic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 93-04.
- LEBEL, D. et TREMBLAY, A., 1992- Géologie de la région de Lac-Mégantic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 92-02, p. 21-22.
- LEBEL, D., CHEVÉ, S. et TREMBLAY, A., 1992- Les terrains siluriens et dévoniens du sud-est du Québec: problématique et potentiel économique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 92-03, p. 11-13.
- LYONS, J.B., ALEINIKOFF, J.N. et ZARTMAN, R.E., 1986- Uranium-Thorium-lead ages of the Highlandcroft plutonic suite northern New England. *American Journal of Science*, 286, p. 489-509.
- MARLEAU, R.A., 1968- Région de Woburn-Mégantic-est-Armstrong, comtés de Frontenac et de Beauce. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 131, 60 p.
- MARLEAU, R.A., 1958- Régions de Mégantic-est et d'Armstrong, districts électoraux de Frontenac et de Beauce. Ministère des Mines, Québec. RP 362, 7 p.
- MARLEAU, R.A., 1957- Région de Woburn, district électoral de Frontenac. Ministère des Mines, Québec. R.P. 336.
- MARQUIS, R., 1993- Cartographie au 1:50,000 de la région de La Patrie, feuillet SNRC 21E-06. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 93-02, p. 26-28.
- MARVINNEY, R.G., 1986- Tectonic implication of stratigraphy, structure and metamorphism in the Penobscot Lake region, northwestern Maine. Thèse de Ph.D, Syracuse University, 269 p.
- MEYERS, P.B., 1964- Geology of the Vermont portion of the Averill quadrangle, Vermont. *Vermont Geological Survey Bulletin*, no. 27, 69 p.
- MOENCH, R.H., 1993- Highlights of metamorphic stratigraphy and tectonics in western Maine to northeastern Vermont. Field trip guidebook for the northeastern United States: 1993 Boston GSA, volume 2, contribution no. 67, University of Massachusetts, Amherst, Mass, p. DD 01-32.



- MOENCH, R.H., 1992- The "Piermont allochton" in the Littleton-Moosilauke area of west central New Hampshire-Reply: Geological Society of America Bulletin, 103, p.1541-1545.
- MOENCH, R.H. et ALEINIKOFF, J.N., 1991- Geologic map of the Littleton-Moosilauke-Piermont area, NH-VT: Type area of the Piermont allochton. Geological Society of America Abstracts with Programs, 23, no 1, p.106.
- OSBERG, P.H., HUSSEY, A.M. et BOONE, G.M., 1985- Bedrock Geologic Map of Maine. Maine Geological Survey. Echelle 1:500 000.
- OSBERG, P.H., TULL, J.F., ROBINSON, P., HON, R. et BUTLER, J.R., 1989- The Acadian orogen dans: The Appalachian-Ouachita orogen in the United States, The Geology of North America, volume F-2, p. 179-232.
- PALMER, A.R., 1983- The Decade of North American Geology, 1983 Geologic time scale. Geology, volume 11, p. 503-504.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. et SIEVER, R., 1972- Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York, 618 p.
- RAMSAY, J.G. et HUBER, M.I., 1987- The techniques of modern structural geology, volume 2: Folds and fractures. Academic press, London, 700 p.
- ROY, D.C., 1989- The Depot Mountain Formation: Transition from syn- to post-taconian basin along the Baie Verte-Brompton Line in northwestern Maine. Maine Geological Survey, Studies in Maine Geology, volume 2, p. 85-99.
- SIMONETTI, A. et DOIG, R., 1990- U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians. Canadian Journal of Earth Science, 27, p. 881-892.
- SLIVITZKY, A. et ST-JULIEN, P., 1987- Compilation géologique de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-04, 40 p.
- SPENCER, C., GREEN, A., MOREL-à-L'HUISSIER, P. et MILKEREIT, B., 1989- The extension of Grenville basement beneath northern Appalachians: results from the Quebec-Maine reflection and refraction surveys, Tectonics, 8, p. 677-696.
- ST-JULIEN, P. et SLIVITZKY, A., 1985- Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte no. 2030, échelle 1:250 000.
- TREMBLAY, A., 1992- Géologie de la région de Sherbrooke (Estrie). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 90-02, 71p.
- TREMBLAY, A., 1991- Géologie de la région de Scotstown. Rapport d'activité Ministère Energie et Ressources du Québec, DV 91-25, p 20-21.
- TREMBLAY, A., PINET N., 1994- Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. Geological Society of America Bulletin, 106, p. 1171-1181.

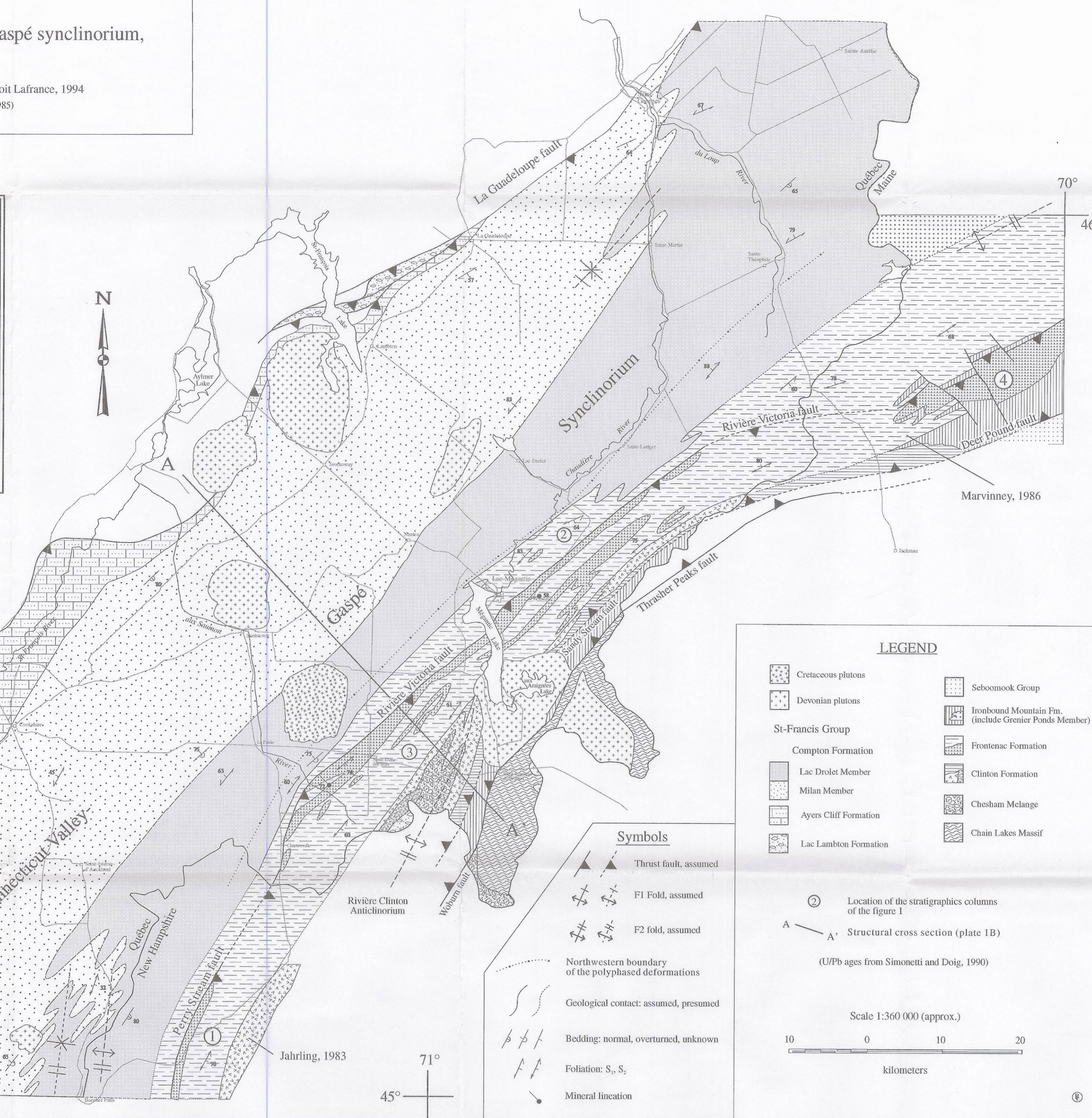
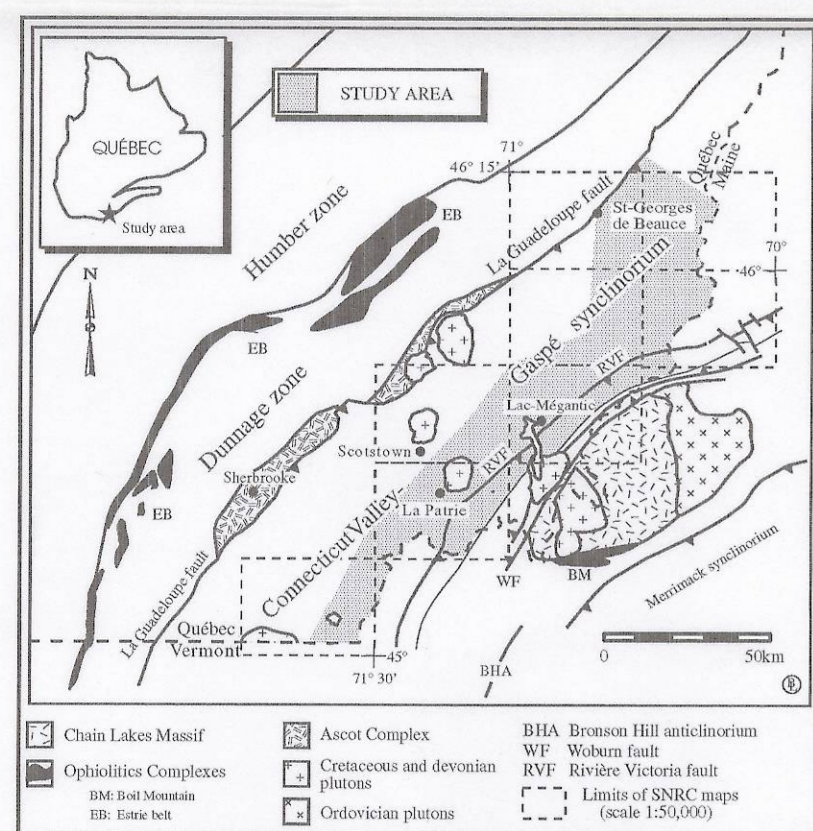
- TREMBLAY, A., ST-JULIEN, P., 1990- Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications. Geological Society of America Bulletin, 102, p. 1218-1229.
- TREMBLAY, A., LEBEL, D. et VAN GROOTEL, G., 1993- Stratigraphy and structure of the Connecticut Valley-Gaspé trough in southern Quebec. Geological Society of America, Northeastern Section annual meeting, Abstracts with programs, 25, p. 84.
- TREMBLAY, A., ST-JULIEN, P. et LABBÉ, J.-Y., 1989- Mise à l'évidence et cinématique de la faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec. Revue canadienne des Sciences de la Terre, 26, p. 1932-1943.
- TREMBLAY, A., MALO, M. et ST-JULIEN, P., 1994- Dunnage Zone-Quebec, dans Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Decade of North American Geology, volume F-1, édité par H. Williams, sous-presse, Geological Survey of Canada, Ottawa.
- van STALL, C. R. et FYFFE, L. R., 1991- Dunnage and Gander zones, New Brunswick: Canadian Appalachian region. New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Geoscience report 91-2, 39 p.
- WILLIAMS, H., 1978- Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen, Map 1, Memorial University of Newfoundland, St-John's, Newfoundland.
- WILLIAMS, H., 1979- Appalachian orogen in Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 16, p. 792-807.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. et GILBERT, C.M., 1982- Petrography. W.H. Freeman & Co., 406 p.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX							
	Pôles $S_0$	Pôles $S_1$	Pôles $S_2-S_2'$	$L_0^1$	$L_1^2$	Lm (linéations minérales)	
DOMAINES STRUCTURAUX	Domaine 1					<p><b>ANNEXE A</b></p> <p>Projections stéréographiques équiaires des éléments planaires et linéaires des domaines structuraux 1 à 4. Contours à 2.5, 5, 10 et 15% et plus par n/100% de surface de comptage où n est égal au nombre de mesures.</p>	
	Domaine 2						
	Domaine 3				 		
	Domaine 4						

PLATE 1A:

Geology of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium, southern Québec

Geology, Compilations and modifications by Benoit Lafrance, 1994  
Modified from St-Julien and Slivitzky (1985)



**Introduction**  
In the southern Québec Appalachians, the Rivière Victoria fault has been historically interpreted as a major fault boundary between Silurian and Devonian rocks belonging to the St-Francis Group and the Frontenac Formation to the southeast (Cooke, 1950; Bernard, 1987; Chevé, 1990). Recent mapping in the area however indicates that, except for the presence of mafic volcanic rocks in the latter, lithological and structural characteristics of both units are very similar (Tremblay, 1991; Lebel and Tremblay, 1993; Marquis, 1993; Marquis and others 1994). Moreover, we did not observe any clear evidence for a fault contact between these two units. On the basis of field relationships, we suggest that the Frontenac Formation belongs to the same sedimentary basin as the St-Francis Group, and that it should be consequently included in the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium.

The Rivière Victoria fault has been relocated along the northwestern contact of a volcanic unit belonging to the Frontenac Formation. In the lac-Mégantic area, the Rivière Victoria fault is marked by the development of increasing strain and ductile fabrics (e.g. stretching lineation, mylonitic foliation, and asymmetrical shear sense indicators) that are best displayed in the volcanic unit along its northwestern contact with surrounding sedimentary rocks. The mylonitic foliation and shear sense indicators show that it is a southeast-dipping, high-angle reverse fault. At a larger scale, the structural analysis of rock units lying in the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium suggests that the Rivière Victoria fault is related to the presence of a deformation front that separates two distinct structural domains. In the medial and northern parts of the synclinorium, this deformation front marks the limit between D1-dominated structures of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium to the NW, and D2-dominated structures and fabrics (mostly superimposed folding) in both the St-Francis Group and the Frontenac Formation to the SE (Plate 1A). The Rivière Victoria fault is believed to be correlative to the Perry Stream fault in New Hampshire (Jahrling, 1983; Moench, 1995).

**Geological setting**  
The Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (CVGS) represents a major sedimentary basin in the Northern Appalachians. It extends from southern New England up to the Gaspé peninsula in the northeastern Québec Appalachians. The Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (Plate 1B) is bounded to the northwest by a faulted contact with Cambro-Ordovician rocks of the Québec Durance zone (see Tremblay and others, 1995) and to the southeast by another fault contact with Precambrian rocks belonging to the Chain Lakes Massif (Boone and Boudette, 1989). The contact between the St-Francis Group and the Frontenac Formation is not precisely defined. In the past, it has been interpreted as a fault (St-Julien and Slivitzky, 1985; Bernard, 1987; Chevé, 1990) or as stratigraphic and conformable, with the Frontenac Formation either underlying (Marvinney, 1986; Moench, 1993) or overlying the sedimentary sequence of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (Marleau, 1988; Lebel et Tremblay, 1993).

**Stratigraphy of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium**  
In southern Québec, most rock units cropping out in the CVGS form thick sequences of calcareous and siliceous turbidites included in the St-Francis Group. Both the St-Francis Group and the Frontenac Formation are interpreted to disconformably overlie Lower Silurian and older rocks belonging to the Clinton Formation, the Chesham Melange, or buried rock units of the Durance Zone.

**The St-Francis Group**  
The St-Francis Group is divided into three formations that are, from bottom to top, the Lac-Lambton, Ayer's Cliff and Compton formations. The Lac-Lambton Formation consists of conglomerates, orthoquartzites, silty dolomites and limestones (Slivitzky and St-Julien, 1987). A brachiopod fauna of late Silurian age (Pridolian) has been found in the Lac-Lambton Formation (Boucot and Drapeau, 1968). The Ayer's Cliff Formation is a homogeneous and monotonous sequence of impure limestone and calcareous shale and sandstone. Its age is presently undefined in Québec. The Ayer's Cliff Formation is correlative to the Waits River Formation (Doll, 1951), which in Vermont, is cut by dykes that have been dated at 422 ± 2 My. (Huber and al., 1990).

The Compton Formation includes most lithologies of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium. It is mainly made up of siliceous turbidites. In the Lac-Mégantic area, Lebel and Tremblay (1993) have divided the Compton Formation into three informal members, namely the Milan, Lac-Drolet and Saint-Ludger members which have been mapped southward by Marquis (1993) and Marquis and others (1994). On the basis of field relations in the medial and northern part of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium, we include the Saint-Ludger member in the Lac-Drolet member because they appear as laterally discontinuous and equivalent units. However, on-going mapping in the southern part of the synclinorium (Marquis 1993; Marquis and others, 1994) suggest that the Saint-Ludger member is widely distributed in this area. On the basis of fossil plant localities, the Compton Formation is believed to be Devonian (Kelly 1975; Huber and al., 1990).

**References**  
BERNARD, D., 1987. Études structurales et stratigraphiques du synclinorium de Québec (Québec) dans le sud-est du Québec: Master's thesis, Université Laval, Québec.  
BOONE, G.M. and BOUDETTE, E.L., 1989. Accretion of the Boundary Mountain terrane within the northern Appalachian orogenic zone. In: Melanges and Olistostromes of the U.S. Appalachians, J.W. Horton and R.S. Nelson, editors. Geological Society of America, Special Paper 228, p.17-42.  
BOUCOT, A.J. and DRAPEAU, G., 1968. Roches siliceuses et turbidites de la Lac-Mégantic (Québec) et de la région de la rivière de la Grande-Prairie (Québec). Mém. Géol. Rept., Québec, 181-1, 46 p.  
CHEVÉ, S., 1990. Cadre géotectonique de la région de Lac-Mégantic, Québec: implications métallogéniques. Thèse, Université de Montréal, Montréal.  
COOKE, H.C., 1950. Geology of southwestern part of the Eastern Townships of Québec. Geological Survey of Canada Memoir 137, 142p.  
DOLL, C.C., 1951. Geology of the Manterapong quadrangle and the southeastern portion of the Inasburg quadrangle, Vermont. Vermont Geological Survey Bulletin 3, 43p.  
HUBER, F.M., BOTHNER, W.A., HATCH, N.L., FINNEY, S.C. and ALENIKOFF, J.N., 1969. Devonian plants from southern Québec and northern New Hampshire and the age of the Connecticut Valley trough. American Journal of Science 269: 360-395.  
JAHRLING, C.E., 1983. Geophysical, structural and stratigraphic relations across the Monroe Line and related contacts in the Indian Stream area, northern New Hampshire. Master's Thesis, University of New Hampshire, New Hampshire.  
KELLY, R., 1975. Régions des monts Ste-Cécile et St-Sébastien. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, 85-116, 30 p.  
LEBEL, D. and TREMBLAY, A., 1993. Géologie de la région de Lac-Mégantic, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte numéro 2172A et 2172B du DV 93-04.  
MARLEAU, R.A., 1988. Région de Wabara-Mégantic-est-Armstrong, comtés de Frontenac et de Bonaventure. Québec Dept. Mines, Geological report 181, 69 p.  
MARQUIS, R., 1993. Cartographie au 1:50 000 de la région de La Patrie, feuille SNRC 21E-06. Québec Energy and Resources Dept., DV 93-02, p. 26-28.  
MARQUIS, R., BRUN, J. and HÉBERT, Y., 1994. Cartographie du Siluro-Dévien, région de Coaticook, 21E-04. Québec Energy and Resources Dept., Program and Abstracts, DV 94-09, p. 55.  
MARVINNEY, R.G., 1986. Tectonic implication of stratigraphy, structure and metamorphism in the Penobscot Lake region, northwestern Maine. Ph.D. Thesis, Syracuse University.  
MOENCH, R.H., 1993. Highlights of metamorphic stratigraphy and tectonics in western Maine to northeastern Vermont. Field trip guidebook for the northeastern United States, 1993 Boston GSA, volume 2, contribution no. 67, University of Massachusetts, Amherst, Mass.  
SIMONETTI, A. and DOIG, R., 1990. U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acanthian plutons in the Durance Zone of the southeastern Québec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences 27, pp881-892.  
SLIVITZKY, A. and ST-JULIEN, P., 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Québec Energy and Resources Dept., map no. 2104, scale 1:50 000.  
SPENCER, C., GREEN, A., MOREL, A., HUBER, P. and MILLERET, B., 1989. The extension of Grenville basement beneath northern Appalachians: results from the Québec-Maine reflection and refraction surveys. Tectonics, v.8, pp571-606.  
ST-JULIEN, P. and SLIVITZKY, A., 1985. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Québec Energy and Resources Dept., map no. 2104, scale 1:50 000.  
TREMBLAY, A., 1991. Géologie de la région de Scottdown. Québec Energy and Resources Dept., activity report, DV 91-25, pp 20-21.  
TREMBLAY, A., MALO, M. and ST-JULIEN, P., 1995. Durance Zone-Québec, in: Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Decade of North American Geology, volume F-1, H. Williams editor, in press, Geological Survey of Canada.

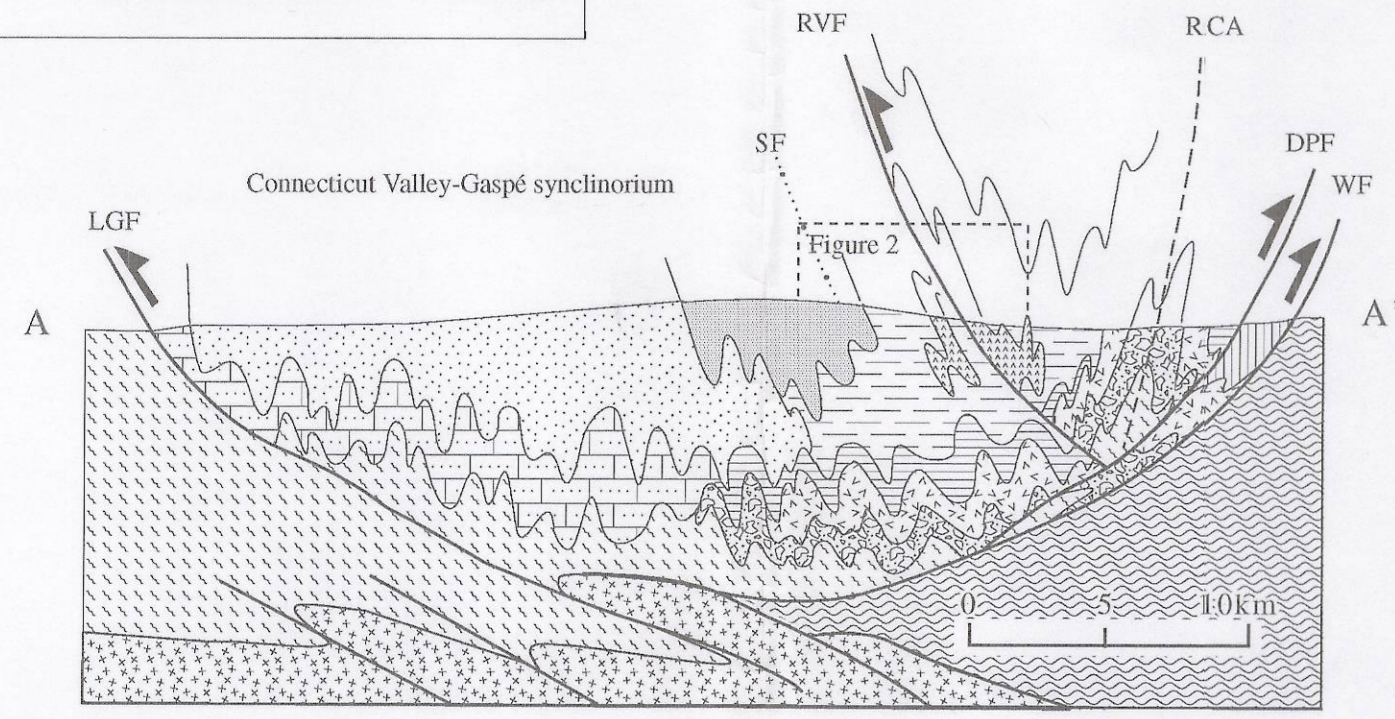
The Milan member is made up of typical turbidites characterized by interbedded sandstone, siltstone and mudstone. Decimetre- to metre-long dolomitic lenses, with typical brown-coloured alteration surfaces, are locally found in sandstones. Internal structures of sandstone and siltstone beds are characteristics of turbidite deposit (graded-bedding; cross-bedded, convoluted, parallel laminations and flutes). Sandstone is mostly made up of quartz (80%), with minor amounts of plagioclase (10%), lithic fragments (10%), and carbonates that locally make up to 30% of the matrix. The Lac-Drolet member, as defined here, is made up of massive lithic sandstone interbedded with black siltstone and mudstone. A conglomerate characterized by cm-scale lithic fragments is locally found. The lithic sandstone is characterized by a large amount of black-coloured matrix (up to 25%) mostly made up of phyllosilicates. The coarse-grained fraction consists of lithic fragments (35%), quartz (43%), feldspars (12%), detrital micas (10%) and rare tourmaline and zircon. In the field, white quartz and plagioclase grains in a dark matrix give a typical "salt-and-pepper" texture. The contact between the Milan and Lac-Drolet member is conformable, the former stratigraphically underlying the latter unit.

**The Frontenac Formation**  
In southern Québec, the Frontenac Formation crops out in the southeastern part of the CVGS. The Frontenac Formation is made up of greyish, massive feldspathic sandstone, phyllites, and pillowed volcanic rocks of basaltic composition. As for the Milan member of the Compton Formation, the Frontenac Formation contains dolomitic lenses. A polyimic conglomerate with pebbles of quartz, pelitic and felsic rock fragments within an orange-brown calcareous matrix occurs locally. This conglomerate is also characterized by detrital chromite grains and muscovite. In thin sections, sandstones of the Frontenac Formation are made up of quartz (65%), feldspars (15%), detrital micas (20%), carbonates and zircon. The contact between the Compton and Frontenac formations is interpreted to be gradational, the latter stratigraphically underlying the Lac-Drolet member and being grossly correlative to the Milan member.

**Structural geology**  
Most of the CVGS is characterised by a single phase of regional deformation. However, on the southeastern limb of the synclinorium, the presence of superposed folds obscures the stratigraphic relations between the Compton and the Frontenac formations. These structural complexities are the main reason why several authors have suggested the existence of a fault at the Compton-Frontenac contact (Rivière Victoria fault; Cooke, 1950; St-Julien and Slivitzky, 1985; Bernard, 1987; Chevé, 1990). Field observations in the Lac-Mégantic area indicate that the Rivière Victoria fault is a southeast-dipping reverse fault located along the NW contact of volcanic rocks belonging to the Frontenac Formation. Consequently, it does not correspond to the Compton-Frontenac contact but is rather located in the latter unit.

In southern Québec, three distinctive structural domains are defined in the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (figure 2). Domain 1 is essentially characterized by tight to isoclinal folds related to a single phase of regional deformation (D1). Domain 2 represents an approximately 10 km-wide transitional zone where regional structures of domain 1 are progressively overprinted by superposed F2 folds (D2). The northwest limit of D2 structures defines a deformation front that corresponds approximately to the Rivière Victoria fault as mapped earlier by St-Julien and Slivitzky (1985) (plate 1A, figure 2). F2 folds are open and cylindrical with sub-vertical axial planes. It is important to note that both the Frontenac and the Compton formations are affected by these superposed deformational structures. Domain 3 is characteristic by dominant D2 deformation fabrics and folds. The northwestern limit of domain 3 is the Rivière Victoria fault that marks the transition from discrete D2 deformation in domain 2, to well-developed and pervasive D2 fabric and structures of domain 3 (figure 2).

PLATE 1B: Structural cross section



**LEGEND**  
(lithological legend same as plate 1A)  
RCA Rivière Clinton Anticlinorium  
DPF Deer Pound fault  
SF Frontenac fault  
RVF Rivière Victoria fault  
WF Wabum fault  
LGF La Guadeloupe fault

	New Hampshire				Québec				Maine	
	Permian Albion Moench, 1990	Indiana Stream area Jahrling, 1983	This study, 1994	Lac-Mégantic area Chevé, 1990	Maricou 1968	Estrie area Simonetti and Doig, 1990	Marvinney, 1985	Seboomook Lake area Marvinney, 1985	Seboomook Lake area Marvinney, 1985	Seboomook Lake area Marvinney, 1985
DEVONIAN										
early										
late										
SILURIAN										
early										
late										
ORDOVICIAN										
early										
late										
middle										
late										
early										

Figure 1: Schematic stratigraphic columns from different areas. Correlative units have same patterns. Legend is the same as for plate 1. Numbers refer to the location of the columns on plate 1A.

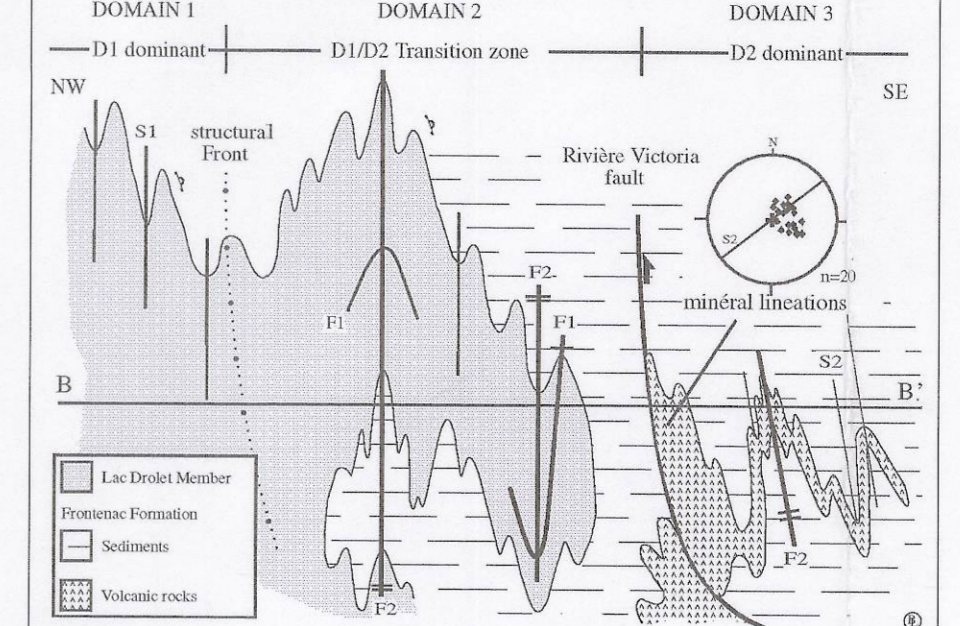


Figure 2: D1 structures of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium are progressively overprinted by D2 folds and fabrics toward the southeast. Both the St-Francis Group and the Frontenac Formation show evidence for D2-related folding. The Rivière Victoria fault, which was interpreted to be at the contact between rock units of the Connecticut Valley-Gaspé to the NW and the Frontenac Formation to the SE, is more likely related to the transition from single-phase structures in the northwestern part of the synclinorium to superposed folds and fabrics to the southeast.

ANNEXE B  
Geology of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium, southern Québec.

Centre géoscientifique de Québec  
AOU 7 1995  
Québec Geoscience Center