

*A mes parents, à Lucie*



Université du Québec  
INRS-Géoresources

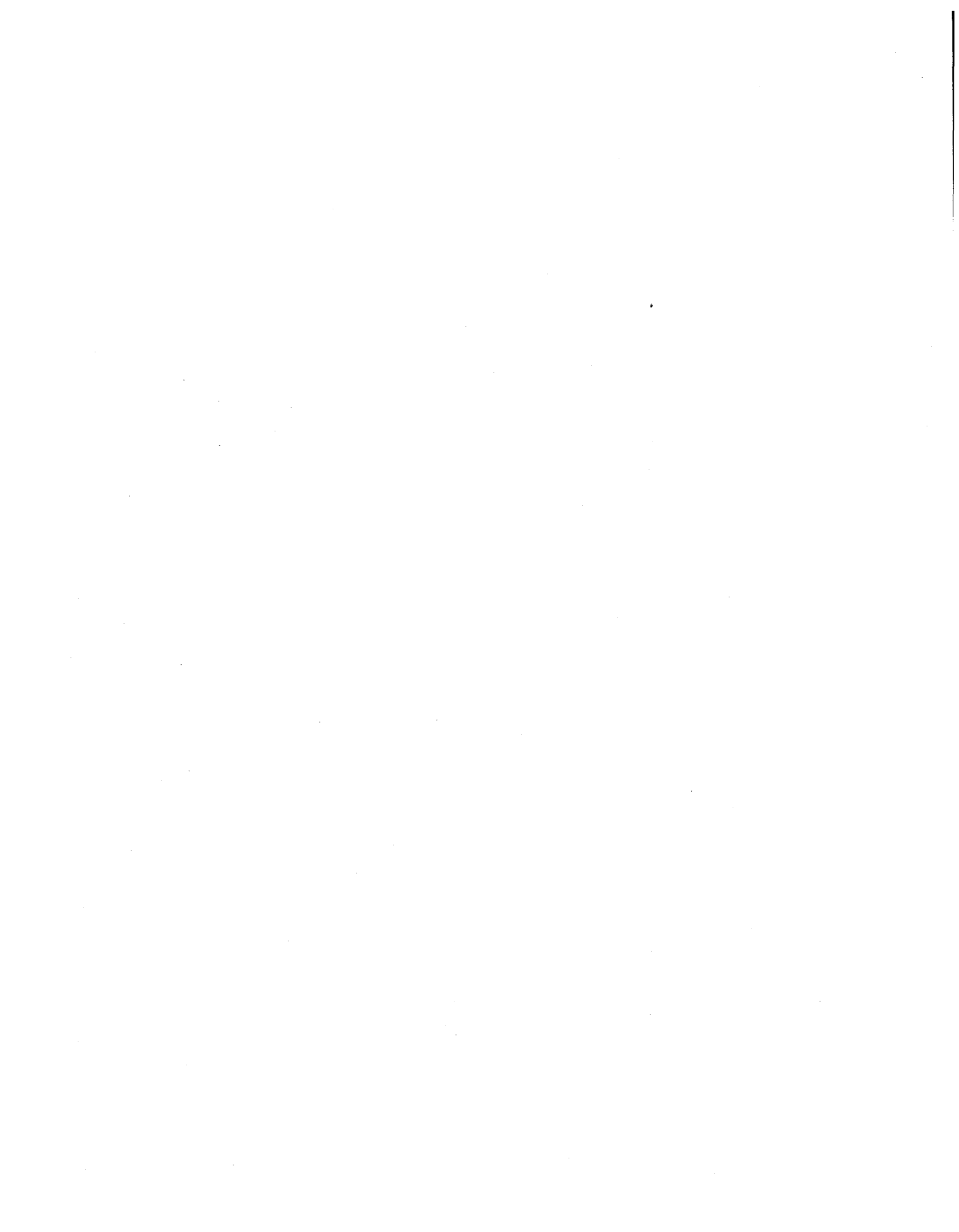
**RECONSTITUTION DES PALÉOCONTRAINTE TECTONIQUES  
DANS LES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT ET  
LES APPALACHES DU QUÉBEC ET DU NORD DU NOUVEAU-BRUNSWICK**

Par  
**Stéphane Faure**

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

Mars 1995

© droits réservés de Stéphane Faure 1995



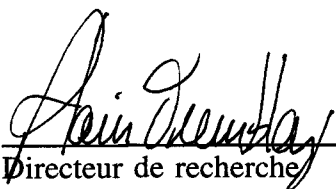


## Résumé

Une analyse numérique de failles striées par méthodes inverses, combinée à une analyse tectonique de veines et dykes, ont permis de reconstituer, pour les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick, des directions et des états de paléocontraintes entre l'Ordovicien moyen et le Tertiaire. La chronologie relative des différentes phases de déformation, établie en fonction de l'âge des roches hôtes des structures cassantes et des recoupement de stries de failles, permet de caractériser 6 régimes tectoniques distincts. (1) Une compression ONO-ESE, associée aux chevauchements et à une tectonique plicative, a affectée la zone de Humber durant l'orogénie taconique (Ordovicien moyen). (2) Une compression ONO-ESE, attribuée à l'orogénie acadienne (Dévonien moyen) dans la zone de Dunnage et les roches d'âge siluro-dévonien de la Ceinture de Gaspé, a favorisé dans le sud du Québec, des états de paléocontraintes compressifs (axe  $\sigma_3$  vertical) dans des serpentinites, le long de la ligne Baie-Verte - Brompton. En Gaspésie et au Nouveau-Brunswick, cette compression ONO-ESE est caractérisée par des états de paléocontraintes compressifs le long de failles régionales NNE-SSO et de décrochements (axe  $\sigma_3$  horizontal) le long de failles régionales E-O. Cette phase orogénique a également produit une seconde compression, coaxiale à la première dans la zone de Humber, créant des failles de décrochement. (3) Trois compressions orientées NNO-SSE, NNE-SSO et ONO-ESE, ont été reconstituées dans les roches carbonifères en Gaspésie et dans les plutons post-acadiens du sud du Québec. Ces compressions ont été reconnues à l'échelle régionale dans les Appalaches du nord et dans la plate-forme cambro-ordovicienne et sont comparables aux directions de compressions reconnues dans le plateau appalachien aux États-Unis. Elles sont corrélées à différents stades d'évolution de l'orogénie alléghanienne (fin du Carbonifère -Permien) et résultent d'une déformation intra-cratonique causée par la collision et l'indentation de la plaque africaine au niveau du promontoire de New York. (4) Deux extensions orientées E-O et NO-SE sont attribuées à une déformation intra-plaque reliée à l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique. Ces extensions sont mécaniquement compatibles avec certaines failles normales N-S dans le sud du Québec et avec des dykes jurassiques orientés N-S et NE-SO au nord du Mont-Mégantic et en Nouvelle-Angleterre. (5) Deux autres phases

d'extension ont été attribuées au magmatisme crétacé. La première phase est associées à une extension régionale NE-SO à laquelle est corrélée la mise en place de kimberlites dans la zone structurale du lac Témiskamingue et à la séparation de la péninsule Ibérique avec Terre-Neuve vers 140 Ma. La deuxième phase d'extension est caractérisée par une extension N-S limitée au sud du Québec, et corrélée à la mise en place des Montérégiennes, à la formation de failles normales E-O dans la région de Montréal et Ottawa, et à la phase de rifting entre le Labrador et le Groenland vers 125 Ma. (6) Une compression ENE-OSO tardive a été reconnue sur l'ensemble du territoire étudié. Les structures associées à cette compression recoupent les dykes crétacés dans la région de Montréal et en Nouvelle-Angleterre. La compression ENE-OSO est attribuée à la poussée engendrée au niveau de la ride médio-Atlantique et à la résistance causée par une réorganisation des plaques tectoniques à la fin du Crétacé - début Tertiaire.

  
Étudiant

  
Directeur de recherche

## **Remerciements**

Au terme de cette étude, je tiens à remercier Alain Tremblay, directeur de recherche, pour son soutien, son encouragement, et sa disponibilité. En me transmettant sa connaissance, il m'a permis d'avoir une meilleure compréhension des Appalaches et de la tectonique en général. Je remercie également Michel Malo, le codirecteur, et Jacques Angelier, examinateur externe, pour avoir orienter certaines parties de mes travaux et pour leur intérêt soutenu dans le projet. J'adresse mes remerciements aux autres examinateurs externes et membres du jury, Michel Jébrak et Ken Hardcastle pour leurs remarques constructives. L'aide financière de la Commission géologique du Canada pour les travaux faits dans le nord du Nouveau-Brunswick sous la direction de Benoit Dubé, et dans la région d'Upton avec Suzanne Paradis a été grandement apprécié. Mes remerciements vont également à Jean Bédard, Rudolph Bertrand, Donna Kirkwood, Greg Lynch, Robert Marquis, David Morin, Nicolas Pinet, et Paul Sacks pour les discussions, critiques et suggestions. Je suis très reconnaissant au Fond FCAR et à l'INRS-Géoresources pour les bourses d'études supérieures qu'ils m'ont accordées. Je remercie également Aïcha Achab, la directrice du Centre Géoscientifique de Québec, pour son encouragement et ses conseils.



## Table des matières

Résumé .....	iii
Remerciements .....	v
Table des matières .....	vii
Liste des figures .....	xv
Liste des tableaux .....	xxi
<b>PARTIE I</b> .....	<b>1</b>
Introduction .....	3
<b>Chapitre 1</b> .....	<b>5</b>
Cadre tectonostratigraphique des Appalaches du Québec .....	5
1.1. Les divisions tectonostratigraphiques .....	5
1.2. Evolution géodynamique .....	5
1.2.1. Cambrien .....	6
1.2.2. Ordovicien .....	8
1.2.3. Ordovicien tardif - Silurien .....	8
1.2.4. Dévonien .....	9
1.2.5. Carbonifère - Permien .....	9
1.2.6. Trias - Jurassique .....	10
1.2.7. Crétacé .....	11
<b>Chapitre 2</b> .....	<b>13</b>
Problématique .....	13
2.1. Orogenèses taconique et acadienne .....	14
2.2. Orogenèse alléghanienne .....	16
2.3. Déformations récentes reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique .....	16
2.3.1. L'ouverture de l'Atlantique .....	16
2.3.2. Le magmatisme montérégien .....	17

2.3.3. Contraintes récentes .....	17
2.4. Relation entre les champs de contraintes et la tectonique des plaques .....	18
<b>Chapitre 3</b> .....	19
Reconstruction des paléocontraintes tectoniques: principes, méthodes et applications .....	19
3.1 Notion de contrainte .....	19
3.1.1. Contraintes et tenseur de contraintes .....	19
3.1.2. Ellipsoïde des contraintes .....	20
3.1.3. Diagramme de Mohr .....	21
3.2. État de contrainte et jeux de failles .....	23
3.2.1. Cas des failles néoformées .....	23
3.2.2. Cas des failles héritées .....	24
3.3. Méthodes de reconstruction des paléocontraintes .....	24
3.3.1. Principe de l'inversion des données de jeux de failles .....	24
3.3.2. Hypothèses préalables et conditions d'application des méthode .....	24
3.3.3. Les méthodes graphiques et numériques .....	25
3.3.4. Choix d'une méthode .....	27
3.3.5. La méthode INVD .....	28
3.4. Application: exemples de populations monophasées et polyphasées ..	29
3.4.1. Population monophasée: cas du site 51 .....	30
3.4.2. Population polyphasée: cas du site 43 .....	32
3.5. Chronologie des paléocontraintes dans les Appalaches du Québec ...	34
<b>Chapitre 4</b> .....	39
Contribution et apport à l'avancement des connaissances .....	39
4.1. Contributions de l'auteur et des coauteurs .....	42
4.2. Apport à l'avancement des connaissance dans les Appalaches du Québec	43

4.2.1. Déformations cassantes et compressions taconiques et acadiennes .....	43
4.2.2. Compression N-S et l'orogénèse alléghanienne .....	44
4.2.3. L'ouverture de l'océan Atlantique et les paléocontraintes associées .....	45
4.3. Autres contributions .....	46
<b>PARTIE II</b> .....	<b>49</b>
<b>Chapitre 5</b> .....	<b>51</b>
Reconstruction of Taconian and Acadian stress in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians .....	51
Résumé .....	52
5.1. Introduction .....	53
5.2. Geological setting .....	54
5.3. Paleostress reconstruction and tectonic analyses .....	57
5.3.1. Method of paleostress reconstruction .....	57
5.3.2. Results .....	58
5.3.2.1. Paleostress of the St. Lawrence Lowlands .....	58
5.3.2.2. Structures and paleostress of the Humber Zone ...	58
5.3.2.3. Paleostress of the Dunnage Zone and Gaspé Belt in southern Québec Appalachians .....	66
5.3.2.4. Paleostress of the Dunnage Zone and Gaspé Belt in northern Québec Appalachians .....	69
5.4. Discussion .....	71
5.4.2. Acadian stress in Dunnage Zone and serpentinites of southern Québec .....	73
5.4.3. Acadian stress in the Gaspé Belt of northern Québec-northern New Brunswick Appalachians .....	74

5.4.4. Strike-slip fault in Humber Zone and St. Lawrence Lowlands: Taconian or Acadian? .....	76
5.5. Conclusion .....	79
5.6. References .....	81
<b>Chapitre 6</b> .....	<b>91</b>
Alleghanian paleostress reconstruction in the Northern Appalachians: a manifestation of intraplate deformation between Laurentia and Gondwana .....	91
Résumé .....	92
6.1. Introduction .....	93
6.2. The Québec reentrant of the Northern Appalachians .....	95
6.3. Paleostress analysis .....	96
6.3.1. Case examples of polyphased tectonism from post-Late Devonian rocks .....	99
6.3.2. Post-Acadian paleostress history of pre-Late Devonian rocks .....	104
6.3.2.1. NNW-SSE compression .....	108
6.3.2.2. NNE-SSW compression .....	108
6.3.2.3. ESE-WNW compression .....	109
6.4. Discussion .....	110
6.4.1. Age constraints .....	110
6.4.2. The Alleghanian orogen in the northern Appalachians .....	111
6.4.3. Layer-parallel shortening fabrics and joints patterns in the Appalachian foreland .....	113
6.5. A model for the tectonic evolution of the Alleghanian orogeny .....	115
6.6. Conclusion .....	118
6.7. References .....	119



<b>Chapitre 7</b> .....	131
Paleostress analysis of Atlantic rifting in the Quebec - New England	
Appalachians .....	131
Résumé .....	132
7.1. Introduction .....	133
7.2. Regional geology .....	133
7.3. Paleostress tensor analysis .....	135
7.3.1. Faults description and paleostress reconstruction .....	136
7.3.2. Paleostress determined from dyke trend .....	143
7.4. Discussion .....	143
7.4.1. Timing of extension .....	143
7.4.2. Regional correlations .....	145
7.4.2.1. Orientation of Jurassic basins, dykes and regional	
faults .....	145
7.4.2.2. Other paleostress tensor analysis .....	146
7.4.3. Tectonic interpretation .....	147
7.5. Conclusion .....	149
7.6. References .....	150
 <b>Chapitre 8</b> .....	 159
State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous	
time, with particular emphasis on the New England - Quebec igneous	
province .....	159
Résumé .....	160
8.1. Introduction .....	161
8.2. Regional geology .....	162
8.3. Deformation related to Cretaceous magmatism .....	165
8.3.1. Deformation related to intrusions .....	165
8.3.2. Dyke emplacement .....	166
8.3.3. Regional and mesoscopic faults .....	168

8.4. Paleostress tensor analysis .....	173
8.4.1. Methodology .....	173
8.4.2. Paleotress determined from fault-slip data .....	174
8.4.2.1. Extensional stress regime .....	178
8.4.2.2. Post-intrusive compressional stress regime .....	179
8.4.3. Palestress determination from dyke trends .....	179
8.5. Discussion .....	182
8.5.1. Evidence for a fracture model .....	183
8.5.2. The ENE-WSW compression .....	185
8.6. Proposed model .....	187
8.7. Conclusion .....	190
8.8. References .....	192
<b>PARTIE III</b> .....	<b>203</b>
<b>Chapitre 9</b> .....	<b>205</b>
Synthèse tectonique .....	205
9.1. Paléocontraintes taconiques et acadiennes .....	205
9.2. Paléocontraintes intra-plaques .....	209
Conclusion générale .....	213
Appendice A .....	219
Références générales (Parties I et III) .....	245

## Liste des figures

### **Chapitre 1**

Figure 1.1: Carte lithotectonique des Appalaches du Nord. . . . . 6

Figure 1.2: Les différents stades d'évolution des Appalaches du Nord. a) Rift et formation de l'océan Iapétus, b) zone de subduction et formation d'arc magmatique, c) orogénèse taconique, d) érosion de la chaîne taconique, e) orogénèse acadienne. . . . . 7

Figure 1.3: Schéma tectonique de l'orogénèse alléghanienne dans la région de New-York et de la Pennsylvanie.. . . . 10

### **Chapitre 2**

Figure 2.1.: Limites ouest des déformations reliées aux orogènes taconique, acadien et alléghanien. . . . . 15

### **Chapitre 3**

Figure 3.1: a) Plan de faille **P** avec sa normale **n**, la contrainte **F** exercée sur le plan. b) Ellipsoïde des contraintes exprimant l'état de contrainte en un point. . . . . 20

Figure 3.2: a) Représentation d'un plan de faille et de son pôle **P** dans un régime de contrainte particulier ( $\sigma_3$  vertical et  $\Phi=0.5$ ) sur un 1/8 de sphère. b) Représentation du cercle de Mohr et de l'état de contrainte. **t**; contrainte de cisaillement,  $\sigma_n$ ; contrainte normale.. . . . 22

Figure 3.3: a) Courbes parallèles à la contrainte de cisaillement (**t**) pour trois valeurs de  $\Phi$  (1, 0.5, 0) sur 1/8ème de sphère. b) Diagramme montrant la variation du pitch de la strie en fonction du rapport  $\Phi$  pour les trois pôles de plans indiqués en A. c) Localisation des trois plans sur le cercle de Mohr pour  $\Phi=0.5$ . . . . . 22

Figure 3.4: Critère de minimisation de la distance $\nu$ entre les extrémités des vecteurs strie réelle ( $S$ ) et strie théorique ( $\tau$ ) dans le plan de faille $P$ utilisé dans la méthode INVD . . . . .	29
Figure 3.5: Exemple de détermination du tenseur moyen des contraintes pour une population monophasée, site 51. a) Population de failles. b) Tenseur des contraintes reconstitué. Les flèches noires indiquent la direction d'extension. . . . .	31
Figure 3.6: Exemple de détermination du tenseur moyen des contraintes pour une population polyphasée, site 43. a) Population de failles. b) compression ESE-ONO, c) compression ENE-OSO, d) compression N-S. e) Failles rejetées constituant la poubelle. . . . .	33
Figure 3.7: a) Carte de chronologies relatives dans le sud du Québec construite à partir des recoupements de stries. b) Carte de chronologies relatives en Gaspésie et au Nouveau-Brunswick. . . . .	37
<b>Chapitre 5</b>	
Figure 5.1: Cadre tectonostratigraphique des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches du Québec et du Nouveau-Brunswick. . . . .	55
Figure 5.2: Localisation et numéros des sites cités dans le chapitre 5. . . . .	59
Figure 5.3: Projections stéréographiques des plans de failles et des stries et axes des paléocontraintes reconstitués pour la première compression ESE-ONO dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et la zone de Humber. . . . .	62

Figure 5.4: Projections stéréographiques des plans de failles et des stries et axes des paléocontraintes reconstitués pour la seconde compression ESE-ONO dans la zone de Humber. . . . .	63
Figure 5.5: Projections stéréographiques des plans de failles et des stries et axes des paléocontraintes reconstitués pour la compression acadienne ESE-ONO dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé. . . . .	64
Figure 5.6: a) Pli-faille au front de la zone de Humber, site 44. b) Faille de décrochement E-O dextre dans la zone de Humber, site 87. c) Pli ouvert taconique recoupé par une faille de décrochement oblique dextre, site 18. d) Faille de décrochement dextre et stries de brucite dans les serpentinites, site 30. . . . .	67
Figure 5.7: Géométrie des failles mésoscopiques et régionales acadiennes dans la péninsule de Gaspé. . . . .	70
Figure 5.8: Carte de compilation des linéations d'étirement taconiques et acadiennes le long de la BBL et de la Faille de La Guadeloupe, et comparaison avec les trajectoires des axes $\sigma_1$ calculés dans cette étude. . . . .	72
<b>Chapitre 6</b>	
Figure 6.1: Carte tectonostratigraphique des Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. . . . .	94
Figure 6.2: Localisation et numéros des sites cités dans le chapitre 6. . . . .	98
Figure 6.3: Projections stéréographiques (Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles et des stries et axes des paléocontraintes reconstitués dans les roches du Carbonifère au sud de la Gaspésie. . . . .	101

Figure 6.4: Projections stéréographiques (Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles et des stries et axes des paléocontraintes reconstitués dans les plutons post-acadiens dans le sud des Appalaches du Québec. . . . . 102

Figure 6.5: Axes des paléocontraintes reconstitués pour la compression NNO-SSE dans le réentrant de Québec et rosace indiquant les directions de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . . . . . 105

Figure 6.6: Axes des paléocontraintes reconstitués pour la compression NNE-SSO dans le réentrant de Québec et rosace indiquant les directions de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . . . . . 106

Figure 6.7: Axes des paléocontraintes reconstitués pour la compression ESE-ONO dans le réentrant de Québec et rosace indiquant les directions de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . . . . . 107

Figure 6.8: Représentation schématique de la collision entre Gondwana et Laurentia pour différents stades de l'orogénèse alléghanienne montrant le vecteur de déplacement de Gondwana et les contraintes induites sur le continent Laurentia. . . . . 117

**Chapitre 7**

Figure 7.1: Distribution des plutons, dykes, bassins et failles d'âge trias supérieur -jurassique dans les Appalaches du nord et les régions adjacentes. . . . . 134

Figure 7.2: Exemple de failles normales néoformées orientées N-S dans les calcaires ordoviciens de la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent à Saint-Isidore Station (Site 49). . . . . 137

Figure 7.3: Axes des paléocontraintes $\sigma_3$ reconstitués pour l'extension Jurassique dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent. . . .	139
Figure 7.4: Géométrie des failles normales d'âge jurassique: a) Rosace des directions de failles, b) pendage des failles, c) rosace des directions de stries, d) inclinaisons des stries, e) rosace des directions de dykes jurassiques en Nouvelle-Angleterre et dans le sud du Québec. . . . .	141
Figure 7.5: Carte des trajectoires de $\sigma_3$ calculées par le programme Lissage à partir des données de paléocontraintes des jeux de failles dans le sud du Québec et des directions de dykes en Nouvelle-Angleterre. Localisation des failles normales jurassiques néoformées ou réactivées et de failles crustales probables dans le socle. . . . .	142
 <b>Chapitre 8</b>	
Figure 8.1: Distribution des plutons, dykes, et failles d'âge crétacé dans les Appalaches du nord et les régions adjacentes. . . . .	163
Figure 8.2: Les structures et le magmatisme crétacé dans le sud du Québec et projections des failles normales protérozoïques sous la plate-forme déterminées par sismique. . . . .	164
Figure 8.3: Distribution des dykes et paléocontraintes $\sigma_3$ autour (a) du Mont Saint-Bruno et (b) du Mont Rougemont. . . . .	167
Figure 8.4: Axes des paléocontraintes reconstitués pour le régime en extension du Crétacé dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent et rosace indiquant la direction des axes $\sigma_3$ . . . . .	170

- Figure 8.5: Géométrie des failles normales dans les sites 47 (a,d), 49 (b,e), et 50 (c,f) et paléocontraintes reconstituées dans ces sites montrant la similitude des axes  $\sigma_3$  et les pôles des dykes crétacés. . . . . 171
- Figure 8.6: a) Coupe géologique montrant un sill crétacé recoupé par une faille normale d'orientation NO-SE dans les calcaires du Groupe de Chazy à Caughnawaga, site 50. b) Coupe géologique montrant un dyke recoupé par une faille de décrochement dextre dans les calcaires du Groupe de Trenton à la carrière Miron, site 55. . . . . 172
- Figure 8.7: Axes des paléocontraintes reconstitués pour la compression ENE-OSO post-crétacée dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick et rosace indiquant la direction des axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . . . . . 175
- Figure 8.8: Carte de trajectoires des axes  $\sigma_3$  calculées par le programme Lissage à partir de l'analyse tensorielle des failles normales dans le sud du Québec et des directions de dykes du sud du Québec et de la Nouvelle-Angleterre pour (a) l'extension NE-SO, et (b) l'extension N-S. Les rosaces représentent la direction des dykes crétacés. . . . . 181
- Figure 8.9: Carte des contraintes actuelles dans l'est du Canada et au nord-est des États-Unis montrant les vecteurs compressifs déterminés à partir des mécanismes aux foyers des tremblements de terres et des mesures in-situ dans les forages. . . . . 187
- Figure 8.10: Reconstitution des plaques tectoniques et différents stades d'ouverture de l'océan Atlantique à (a) 140 Ma, (b) 120 Ma et (c) 80 Ma et paléocontraintes induites à l'est du Canada. . . . . 188

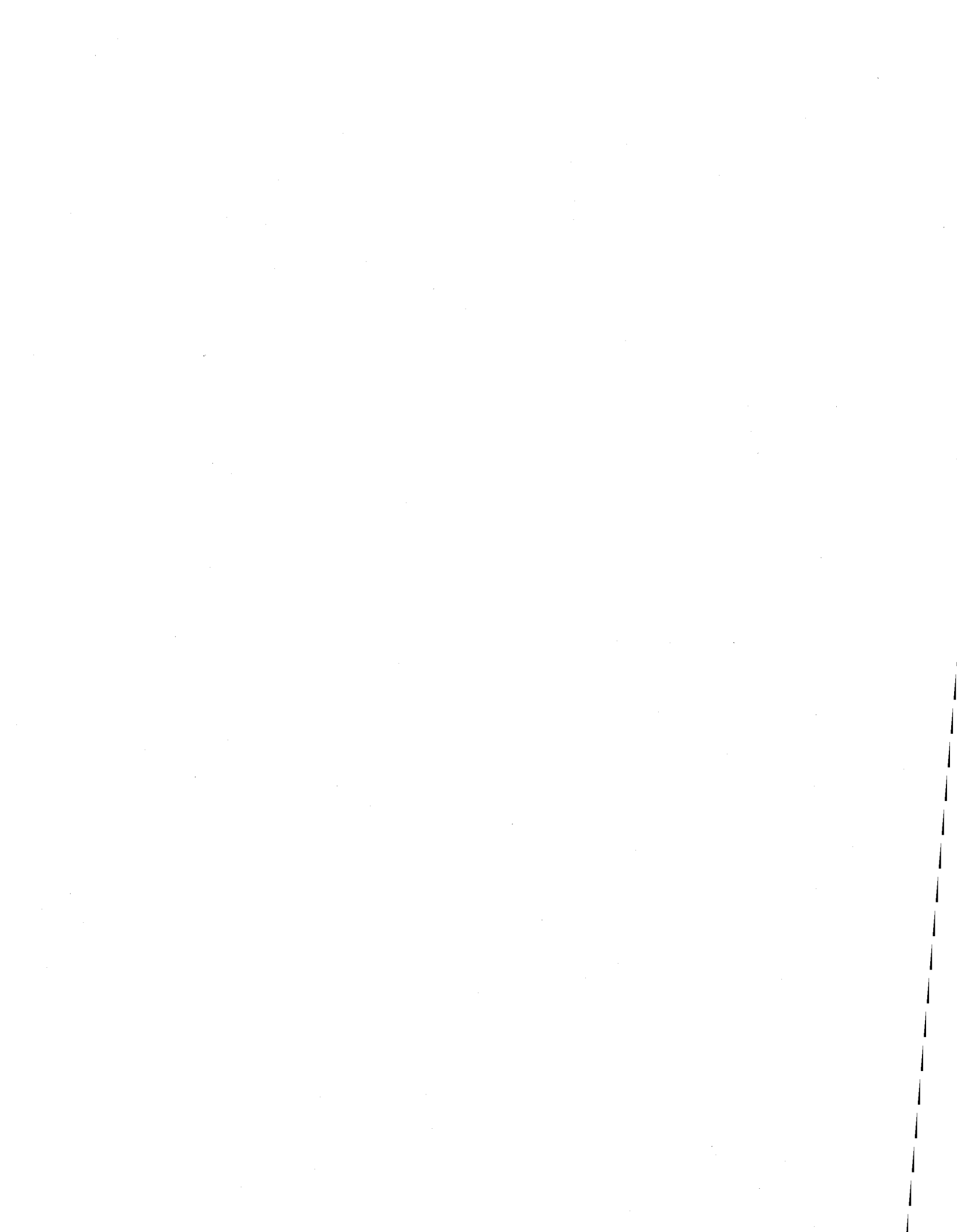


## Liste des tableaux

Tableau I: Valeurs par faille des estimateurs RUP et $\alpha$ au site 51. . . . .	31
Tableau II: Paléocontraintes et sous-populations de failles au site 43. . . . .	34
Tableau III: Localisation des sites dans les zones tectonostratigraphiques des Appalaches du Québec. . . . .	35
Tableau IV: Paléocontraintes dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et la zone de Humber pour les compressions taconique et acadienne. . . . .	60
Tableau V: Contraintes acadiennes dans la zone de Dunnage et la ceinture de Gaspé. . . . .	61
Tableau VI: Contraintes alléghaniennes dans le réentrant de Québec. . . . .	100
Tableau VII: Paléocontraintes reliées à l'extension jurassique dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent. . . . .	140
Tableau VIII: Extensions du Crétacé et les paléocontraintes reconstituées dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent. . . . .	176
Tableau IX: Compression du Tertiaire et les paléocontraintes reconstituées dans le réentrant de Québec. . . . .	177
Tableau X: Synthèse des paléocontraintes reconstituées dans le réentrant de Québec en corrélation avec les différents épisodes tectoniques dans les Appalaches du Nord. . . . .	206



## **PARTIE I**



## **INTRODUCTION**

La reconstitution des paléocontraintes tectoniques à partir de populations de jeux de failles et de mécanismes aux foyers des tremblements de terres a connu un essor considérable vers la fin des années 1970, particulièrement en Europe. L'analyse numérique par méthodes inverses des failles striées n'a été localement appliquée que vers la fin des années 1980 en Amérique du Nord (Hardcastle, 1989; Dubé et al., 1989). Le principal défi et l'originalité de la présente étude ont été de reconstituer, à l'échelle régionale, les différents états de contraintes qu'ont enregistrés les roches de la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et celles des Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. La principale difficulté a été de tenir compte de la nature polyphasée de la tectonique cassante et de la complexité structurale de la chaîne appalachienne dont la structuration a débuté au cours de l'Ordovicien moyen.

Les objectifs visés par cette étude à été d'analyser la géométrie de structures cassantes, telles que les failles striées, les veines et les dykes, et de mieux comprendre l'organisation spatio-temporelle de la déformation cassante ayant affecté les Appalaches du Nord. En établissant un parallélisme entre la direction des axes des paléocontraintes supra-crustales et le mouvement des plaques lithosphériques, nous avons proposé des modèles tectoniques pour l'orogénèse alléghanienne et le magmatisme créacé.

Les résultats de cette étude permettent non seulement de caractériser les états de contraintes reliées aux orogénèses tectonique et acadienne, mais également de documenter des compressions intra-contininentales post-carbonifères reliées à l'orogénèse alléghanienne

ainsi que des extensions associées à différentes étapes de l'ouverture de l'océan Atlantique.

La thèse est présentée en trois parties. (1) Dans la partie I, sont présentées la problématique de l'étude, la méthodologie utilisée, et la contribution scientifique de l'auteur sur la géologie des Appalaches. (2) Formant le coeur de la thèse, la partie II regroupe quatre articles scientifiques qui traitent de quatre thèmes correspondant à différentes périodes d'évolution des Appalaches, lesquelles sont: a) les paléocontraintes taconiques et acadiennes, b) les compressions N-S et l'orogénèse alléghanienne dans les Appalaches du Nord, c) les extensions E-O et le rift Atlantique, et d) les extensions NE-SO et N-S, l'emplacement des Montérégiennes, et la compression ENE-OSO tertiaire. (3) La dernière partie de la thèse présente une synthèse des implications tectoniques de mes travaux et une conclusion générale. En appendice, sont présentés sous forme tabloïde, les résultats détaillés des axes de paléocontraintes reconstitués pour chacun des sites. En pochette, les projections stéréographiques des failles et des tenseurs de contraintes sont présentées, sous forme de cartes de stress, pour chaque site et pour chaque phase tectonique.

## Chapitre 1

### CADRE TECTONOSTRATIGRAPHIQUE DES APPALACHES DU QUÉBEC

#### **1.1. Les divisions tectonostratigraphiques**

Les roches d'âge cambro-ordovicien dans les Appalaches du nord sont divisées en cinq zones tectonostratigraphiques (Fig.1.1; Williams 1978, 1979). De l'ouest vers l'est, on retrouve les zones de Humber, de Dunnage, de Gander, d'Avalon et de Meguma. Ces ensembles sont généralement limités par des discontinuités tectoniques majeures (Williams et Hatcher, 1982; Keppie, 1989). Les roches siluro-dévonienne reposent généralement en discordance sur ces zones et ont connu une évolution tectonique différente. Au Québec, seules les zones de Humber et de Dunnage et la couverture siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé sont présentes. La Ligne Baie-Verte - Brompton délimite les zones de Humber et de Dunnage, alors que dans le sud du Québec la faille de La Guadeloupe marque la limite entre les roches cambro-ordoviciennes de la Zone de Dunnage à l'ouest et les terrains siluro-dévonien du synclinalorium de Connecticut Valley - Gaspé à l'est.

#### **1.2. Evolution géodynamique**

L'histoire tectonique des Appalaches est complexe parce que l'édification de cette chaîne résulte d'une série de collages tectoniques survenus lors des orogènes taconique, acadienne et alléghanienne et parce que les déformations récentes, reliées en partie à l'ouverture de l'océan Atlantique, ont quelque peu modifié le patron structural. Afin de

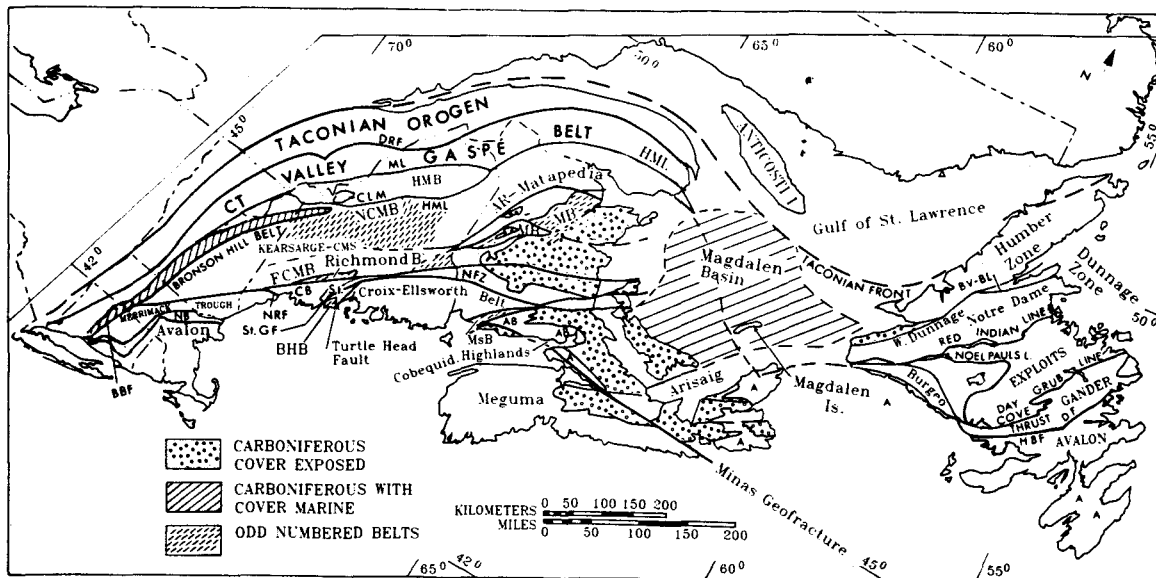


Figure 1.1. Principales unités lithotectoniques et failles majeures des Appalaches du nord (Rast et Skehan, 1993).

replacer les différents états de contraintes reconstitués et présentés dans les prochains chapitres, un bref aperçu de l'évolution géodynamique des Appalaches du Québec est présenté.

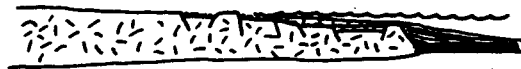
### 1.2.1. Cambrien

A la fin du Précambrien - début du Cambrien dans un contexte tectonique en extension, le socle grenvillien est découpé par une série de failles normales pour former le graben du Saint-Laurent dans le réentrant de Québec entre les promontoires de New York au sud et du Saint-Laurent au nord (Kumarapeli, 1978; Doolan et al., 1982; Bond et al., 1984). Cette ouverture permet la formation de l'océan Iapetus en bordure duquel se déposent à l'ouest des faciès de rift et de plate-forme en discordance sur le socle grenvillien (Fig. 1.2a) [Rodgers 1968; St-Julien et Hubert 1975; Williams et Hiscott, 1987]. Plus à l'est, des séquences de roches sédimentaires et volcaniques commencent à



se déposer en bordure du talus et sur le glaciais continental (Cousineau, 1990; Gariépy, 1978; Vermette et al. 1993). Une lithosphère océanique se forme à partir de la fin du Cambrien, vraisemblablement dans une paléoride de l'océan Iapetus et/ou dans des bassins marginaux (Laurent, 1982; Dunning et Krogh, 1985; van Staal et al., 1988). Le bassin atteint une dimension océanique au cours du Cambrien moyen à tardif (Williams et Stevens, 1974).

**A** EOCAMBRIAN - EARLY ORDOVICIAN



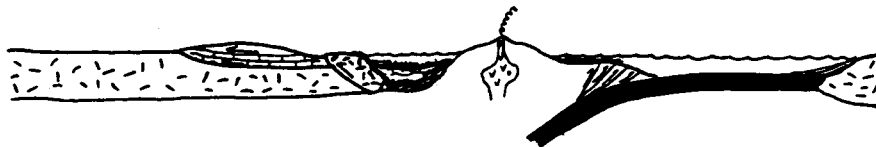
**B** EARLY - MIDDLE ORDOVICIAN



**C** MIDDLE ORDOVICIAN TACONIC OROGENY



**D** SILURIAN - EARLY DEVONIAN



**E** MIDDLE DEVONIAN ACADIAN OROGENY



Figure 1.2. Les différents stades d'évolution des Appalaches du Nord. A) Rift et formation de l'océan Iapétus, B) zone de subduction et formation d'arc magmatique, C) orogénèse taconique, D) érosion de la chaîne taconique, E) orogénèse acadienne (d'après Taylor et Toksök, 1982).

### 1.2.2. Ordovicien

Au cours de l'Ordovicien, un changement de régime crustal conduit à la formation d'une zone de subduction à pendage SE, et à la formation d'arcs volcaniques (Fig. 1.2b; Strong et al., 1974; Taylor et Toksök, 1982; Bradley et Kusky, 1986; Tremblay et al., 1989a). Un prisme d'accrétion est érigé au sein de la fosse de subduction dans un environnement d'avant-arc où se déposent des turbidites et des roches volcanoclastiques (Diecchio, 1991). La collision d'arcs volcaniques avec des micro-continentes et la marge passive de Laurentia se produit à l'Ordovicien moyen formant l'orogène taconique (Fig. 1.2c; Stanley et Ratcliffe, 1985; Boone et Boudette, 1989). La collision se produit de manière diachronique, d'abord sur les promontoires à Terre-Neuve et au Vermont, et ensuite dans le réentrant du Québec (Dallmeyer, 1977; Clague et al. 1981; Boone and Boudette, 1989; Cawood et Suhr, 1992). Des fragments de la lithosphère océanique (ophiolites de Thetford Mines et Asbestos), des sédiments et des roches volcaniques d'âge ordovicien et une partie de l'arc sont obductés formant le mélange de St-Daniel (Tawadros, 1977; Tremblay et St-Julien 1990; Cousineau 1992). La structuration de l'orogène taconique se poursuit jusqu'à la fin de l'Ordovicien et est caractérisée par l'imbrication de nappes au front de la chaîne dans les zones parautochtone et allochtone à l'ouest et par le poinçonnement des complexes métamorphiques à l'est (St-Julien et Hubert, 1975; Marquis, 1989; Colpron, 1990). Le long de la ligne Brompton - Baie-Verte plusieurs blocs et copeaux de déformation et de composition différentes marquent aujourd'hui la limite entre le domaine continental à l'est (zone de Humber), et le domaine océanique à l'ouest (zone de Dunnage) [Williams et Talkington, 1977; Williams et St-Julien, 1982].

### 1.2.3. Ordovicien tardif - Silurien

A l'Ordovicien tardif et au Silurien précoce prend fin l'orogénèse taconique (Williams, 1979; Keppie, 1989). L'érosion provenant des terres émergées de la chaîne taconique alimente jusqu'au début du Dévonien, d'une part les bassins continentaux à l'ouest, et d'autre part, les bassins marginaux à l'est (Fig. 1.2d; Boucot, 1968). A l'ouest, d'important dépôts de molasse et une série de deltas (deltas de Richmond et de

Queenston) se déposent dans des bassins continentaux (Poole, 1976). À l'est de la chaîne, dans des bassins successeurs, en Gaspésie et en Estrie, se déposent des assemblages sédimentaires carbonatés et silicoclastiques (Rodgers, 1981; Lavoie, 1992; Lavoie et al. 1992; Bourque et al., 1995). Au début du Dévonien, des dépôts deltaïques continentaux et une recrudescence du volcanisme suggère la formation de bassins océaniques intra-continentaux (Bédard, 1986; Bourque et al. 1995).

#### *1.2.4. Dévonien*

La collision de l'Amérique du Nord avec Avalonia et Gondwana, appelée l'orogène acadienne, se produit au Dévonien moyen (Fig. 1.2e; Bradley, 1983; Cousineau et Tremblay, 1993; Malo et Bourque, 1993). Dans le sud du Québec, les roches siluro-dévoniennes du synclinorium de Connecticut Valley - Gaspé sont en contact de faille avec le Groupe de Magog et le Complexe d'Ascot d'âge cambro-ordovicien. Ce contact est maintenant marqué par la zone de faille de La Guadeloupe (Labbé et St-Julien, 1989; Tremblay et al., 1989b). Simultanément, de grandes failles de décrochement E-O se développent en Gaspésie (Malo et Béland, 1989; Malo et Bourque, 1993), au Nouveau-Brunswick (Fyffe et Fricker, 1987), en Nouvelle-Ecosse (Mawer et White, 1986) et à Terre-Neuve (Hanmer, 1980; Currie et Piasecki, 1989). Une accréation continentale par granitisation de la croûte se produit au Québec (Simonetti et Doig, 1990) et dans les provinces maritimes (Bevier et Whalen, 1990).

#### *1.2.5. Carbonifère - Permien*

Du Carbonifère au Trias, les continents existants s'agglomèrent pour former le supercontinent Pangea (Wegener, 1929; Irving, 1977; Zonenshain et al., 1985). Dans les provinces maritimes, le système de failles de décrochement installé depuis l'Acadien favorise une sédimentation dans des bassins en extension et en transtension (Bradley et Bradley, 1986; Lynch et Tremblay, 1994). En Gaspésie et au Nouveau-Brunswick se déposent des sédiments détritiques provenant de l'érosion de l'orogène acadien (Van de Pool, 1973). Au Permien, une collision entre Gondwana et Laurasia forme l'orogène alléghanien, le stade final de la construction des Appalaches (Fig. 1.3; Arthaud et Matte,

1977; Hatcher et al., 1989; Piqué et Skehan, 1992). Le continent ouest africain agit alors comme un poinçon sur l'Amérique du Nord et l'effet de la déformation se traduit par des décrochements dextres dans les provinces maritimes et en Nouvelle-Angleterre (Gates et al., 1986; Mosher, 1983) et par des chevauchements dans les Appalaches centrales (Vauchez et al., 1987).

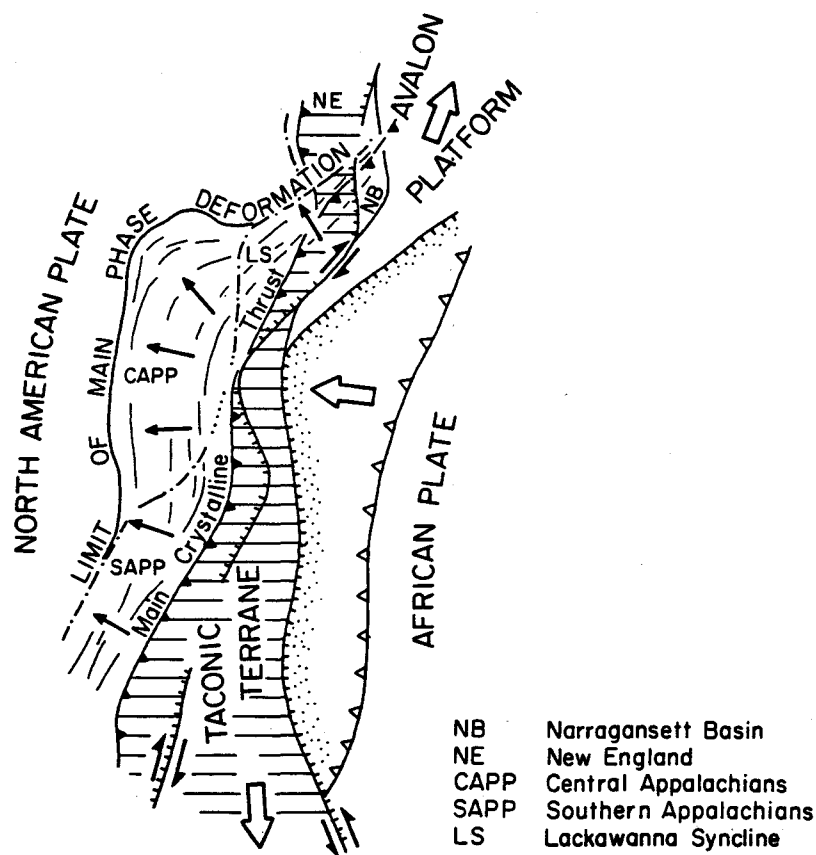


Figure 1.3. Schéma tectonique de l'orogénèse alléghanienne dans la région de New-York et de la Pennsylvanie. La collision de la plaque africaine avec les terrains taconique et avalonien a produit un patron de contraintes en éventail (d'après Geiser et Engelder, 1983).

#### 1.2.6. Trias - Jurassique

Un régime en extension s'amorce vers la fin du Permien - début du Trias et produit, par un amincissement de la croûte, le début du rift entre les continents nord américain et africain (Kanasewich et al., 1978). Une série de grabens, de dykes, de

basaltes continentaux, et de bassins sédimentaires orientés N-S se développent alors conjointement à des failles normales N-S et des failles transformantes senestres orientées E-W (Le Pichon et al., 1977; Manspeizer et al., 1989). L'extension se forme d'abord vers l'ESE au Trias tardif et par la suite, vers le SE, au Jurassique précoce (Klitgord et al., 1988), réactivant d'anciennes failles de chevauchement (Cook et al., 1981; Brewer et al., 1983; Hutchinson et al., 1986). De 190 à 160 Ma, il y a formation d'une croûte océanique et d'une ride médio-océanique (Sclater et al., 1977), et l'activité magmatique s'accroît en Nouvelle-Angleterre et dans les provinces maritimes (Hodych et Hayatsu, 1980; McHone et Butler, 1984).

#### *1.2.7. Crétacé*

Au Crétacé, une activité magmatique contemporaine à l'écartement de Terre-Neuve et de la péninsule ibérique engendre les plutons et les dykes montérégiens (Foland et al., 1986; Pe-Piper et Jansa, 1987). Les collines montérégiennes, orientées E-W, se seraient mises en place sous l'effet d'un point chaud et/ou de la réactivation de fractures lithosphériques préexistantes, comme les failles E-W du graben d'Ottawa-Bonnechère (Kumarapeli, 1978; McHone et Butler, 1984). McHone (1978) propose des états de contraintes en extension orientées N-S auxquels seraient associé le réseau de failles normales E-W dans la région de Montréal (Clark, 1972; Philpotts, 1974).



## Chapitre 2

### PROBLÉMATIQUE

La complexité structurale des Appalaches ne facilite pas l'établissement d'une chronologie de la déformation cassante ni de l'interprétation des différents états de contraintes. En plus de sa grande étendue, cette chaîne de montagnes résulte d'une succession d'événements tectoniques variés qui se sont échelonnés sur une période de plus d'un demi milliard d'années.

Le problème majeur de l'étude des paléocontraintes tectoniques dans les Appalaches du Québec et du Nouveau-Brunswick, et dans les Basses-Terres du Saint-Laurent concerne la nature polyphasée de la tectonique cassante. Des études ponctuelles en Nouvelle-Angleterre (Hardcastle, 1989), dans les régions de Montréal (Gélard et al., 1992), de l'Estrie (Faure et Tremblay, 1991; Normand, 1992), de Matapédia (Trudel et Malo, 1993), et de Bathurst (Faure et al. 1992) ont permis d'établir localement des états de contraintes. La portée de ces résultats ponctuels et de leur interprétation est limitée car la dimension régionale et le contrôle chronostratigraphique ne peuvent être considérés complètement et globalement. Ceci est particulièrement vrai pour les déformations anciennes dans les roches du Cambrien et de l'Ordovicien. Directement reliée à la tectonique polyphasée, la problématique entourant la reconstitution des contraintes associées aux orogénèses taconique, acadienne et alléghanienne et des extensions récentes sera discutée dans ce chapitre.

## 2.1. Orogenèses taconique et acadienne

La structuration des Appalaches du Nord s'est faite principalement lors des orogenèses taconique et acadienne (Fig. 2.1). Dans le réentrant de Québec, un des problèmes majeurs est d'évaluer les effets et de définir les limites spatio-temporelles de la déformation cassante taconique dans la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et acadienne dans les terrains cambro-ordoviciens de la zone de Humber. Il est en effet difficile de connaître l'étendue exacte de la déformation cassante parce que les structures plicatives taconiques et acadiennes sont généralement coplanaires, coaxiales et partiellement superposées. Dans le sud du Québec, l'orogenèse taconique est dominante dans la zone de Humber et les Basses-Terres près du front tectonique appalachien. Les déformations acadiennes sont principalement reconnues dans la zone de Dunnage mais également dans l'anticlinorium des Monts Sutton et de Notre-Dame de la zone de Humber (Tremblay et Pinet, 1994). Un clivage tardif a également été observé et attribué à l'acadien dans le domaine externe de la zone de Humber (Charbonneau, 1980; Vallières, 1984). Dans la zone de Humber, la relation entre les failles cassantes et le style structural régional est mal connue. Des failles décrochantes recoupent des plis et des chevauchements taconiques. Dans ce dernier cas, l'analyse détaillée des structures cassantes est nécessaire et la reconstitution des paléocontraintes représente un moyen privilégié pour comprendre la dynamique du raccourcissement et l'étude de la déformation finie dans les zones externes des Appalaches.

L'étude des paléocontraintes dans la plate-forme cambro-ordovicienne des Basses-Terres du Saint-Laurent permet de résoudre, du moins en partie, le problème relié au polyphasage tectonique. La plate-forme constitue un domaine de roches compétentes favorable à l'étude de la déformation cassante. Il y est généralement admis que le milieu est isotrope et homogène et qu'il rend compte de la déformation régionale. Les structures cassantes sont alors aisément interprétables en termes de paléocontraintes. La plate-forme est donc un lieu privilégié pour comparer l'homogénéité des contraintes reconstituées à l'extérieur de ce domaine dans les terrains plus déformés.



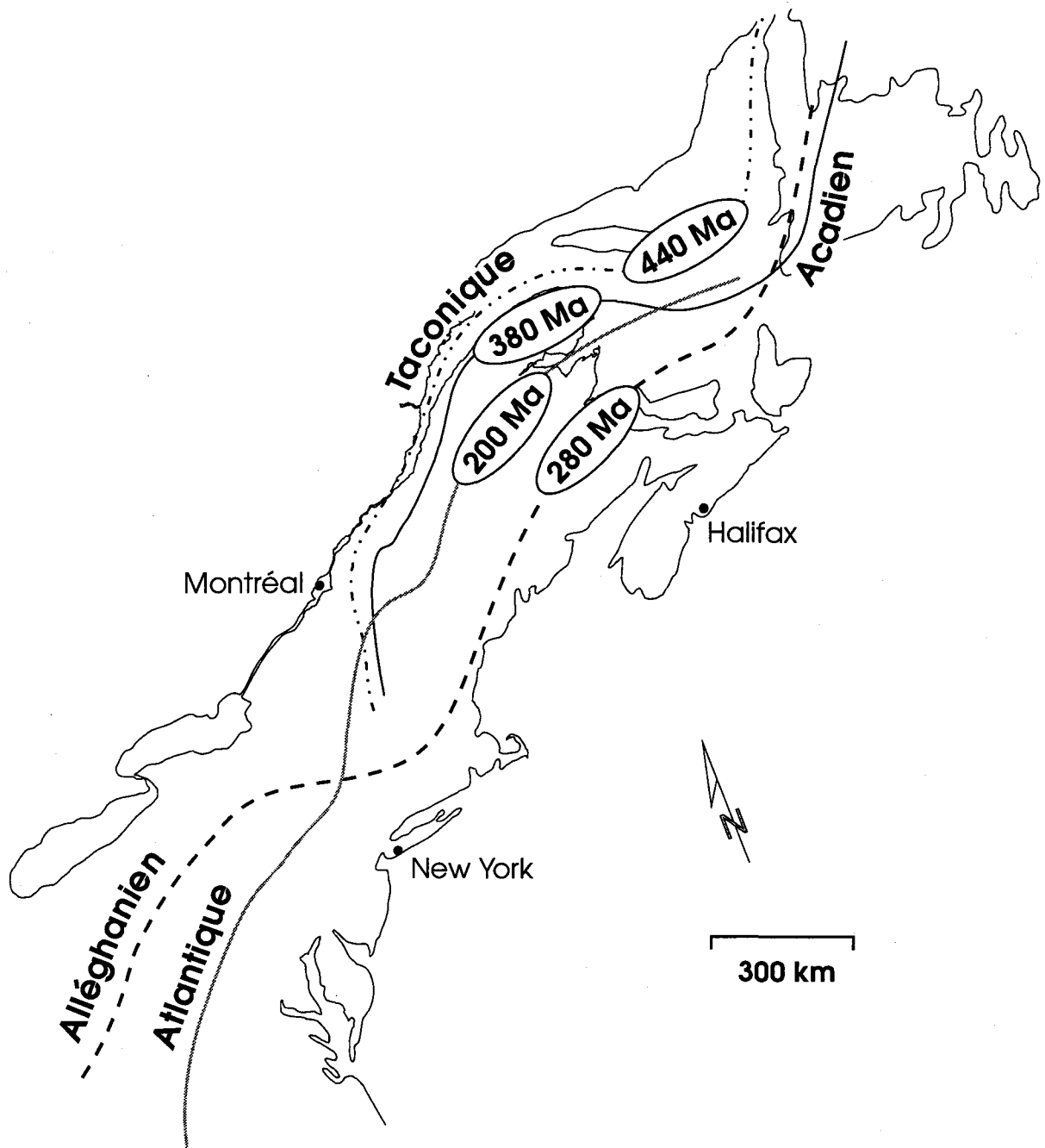


Figure 2.1. Limites ouest des déformations reliées aux orogènes taconique, acadien et alléghanien.

## 2.2. Orogenèse alléghanienne

L'orogénèse alléghanienne est le résultat de la dernière compression majeure qui a affecté les Appalaches. Son effet est surtout présent au sud du promontoire de New York (Fig. 2.1) jusqu'en Alabama où le taux de déformation varie de faible, dans l'avant-pays au nord-ouest, à très intense vers le sud-est dans les parties internes de la chaîne. Les déformations alléghaniennes ont affecté également la Nouvelle-Écosse et le sud du Nouveau-Brunswick au cours du Permien (Fig. 2.1). L'effet de la collision entre les plaques africaine et nord américaine dans les parties distales de la chaîne alléghanienne, comme au Québec, demeure inconnu. Pourtant dans de nombreuses chaînes de collision actuelles et anciennes, les déformations cassantes s'étendent à des centaines de kilomètres devant le front tectonique (Cobbold et Davy, 1988; Park et Jaroszewski, 1994). L'étude de la fracturation dans les roches carbonifères de la Gaspésie et les plutons post-acadiens de l'Estrie ont permis de vérifier la présence de ces déformations intraplaques.

## 2.3. Déformations récentes reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique

### 2.3.1. L'ouverture de l'Atlantique

La reconstitution des plaques tectoniques et l'orientation des bassins sédimentaires et des dykes jurassiques, tant en Amérique du Nord qu'en Afrique du Nord, suggèrent qu'une extension orientée ESE-WNW a affecté la marge est de l'Amérique du Nord (Fig. 2.1; Klitgord et al., 1988; de Boer et al., 1988). Des failles normales tardives, attribuées à cette extension, sont connues dans le nord-est des États-Unis (Lindholm, 1978; McMaster et al., 1980; Hatch, 1988; Schlische, 1992). Au Québec, des failles normales comparables à ces dernières ont été localement documentées (Prichonnet et Raynal, 1977; Charbonneau, 1980; Colpron, 1990). Un dyke jurassique a été daté dans le sud du Québec (Roddick et al., 1992) et deux à l'île d'Anticosti (Wanless et Stevens, 1971), indiquant que les effets d'une telle extension a été en partie enregistrée dans la région étudiée. On ignore cependant l'étendue de cette extension à l'intérieur du continent et si elle a affecté les roches des Appalaches du Québec et des Basses-Terres du Saint-Laurent. La

cinématique des failles mésoscopiques et régionales dans le sud du Québec est mal connue. Le rôle qu'ont pu jouer les structures crustales et supra-crustales pré-existantes sur la distribution et l'orientation des paléocontraintes est également à discuter.

### *2.3.2. Le magmatisme montréalais*

La genèse du magmatisme crétacé dans l'est de l'Amérique du Nord a fait l'objet de nombreux travaux. La mise en place des dykes et des plutons montréalais dans le sud du Québec résulterait soit d'une activité thermique au dessus d'un point chaud, soit de mouvements crustaux extensifs ayant réactivé certaines fractures crustales préexistantes (Crough, 1981; McHone, 1981). L'orientation et l'âge des dykes crétacés sont assez bien connus dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre mais l'âge et la cinématique de certaines failles associées à cet événement tectonothermal, en particulier dans la région de Montréal et Ottawa, ne sont pas bien connus. La nature et les directions de paléocontraintes pendant le Crétacé n'ont pas encore été documentées au Québec et en Nouvelle-Angleterre. La relation entre la mise en place des Montréalaises et les paléocontraintes est problématique: on ne sait pas si l'emplacement des intrusions est la cause des déformations supracrustales ou si ce sont les contraintes qui ont engendré le magmatisme. Dans le sud du Québec, il est généralement accepté que l'activité magmatique au Crétacé a été relié à la réactivation du graben d'Ottawa-Bonnechère (Kumarapelli, 1985), mais le rôle de celui-ci dans la répartition du stress reste méconnu.

### *2.3.3. Contraintes récentes*

Des champs de contraintes compressives post-Crétacé ont été documentés dans la région de Montréal (Gélard et al., 1992; chapitre 8) et en Nouvelle-Angleterre (Manning et de Boer, 1989). L'étendue de cette compression à l'échelle des Appalaches demeure une question en suspens. S'agit-il d'un phénomène localisé ou s'agit-il plutôt d'une compression régionale? La nature et la cause de ces contraintes demeurent problématiques.

#### **2.4. Relation entre les champs de contraintes et la tectonique des plaques**

L'étude des paléocontraintes tectoniques ne peut être traitée de façon adéquate sans une comparaison temporelle avec le mouvement et la répartition des plaques continentales et océaniques. Le champ de contraintes reconstitué est généralement l'expression d'une subduction ou d'une collision entre deux blocs crustaux et/ou d'une extension intracratonique. La reconstitution des plaques tectoniques et le mouvement relatif de l'Amérique du Nord, de l'Afrique et de l'Europe sont assez bien documentés pour les périodes récentes (post-Dévonien) par le paléomagnétisme, la géochronologie et la biostratigraphie (Kanasewich et al., 1978, Zonenshain et al., 1987). Par contre les paléocontraintes enregistrées lors des différents épisodes d'interactions crustales ne sont pas toujours bien documentées. Peut-on comparer, par exemple, le vecteur de déplacement de Laurentia par rapport à Gondwana lors de l'orogénèse alléghanienne, avec les trajectoires de paléocontraintes enregistrées dans certaines parties des Appalaches? Le lien entre la direction d'extension et la séparation des masses continentales du Jurassique et du Crétacé n'a pas été étudié en détail dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent.

Le réentrant de Québec et le promontoire du Saint-Laurent, formés lors de l'ouverture du rift de l'océan Iapétus, ont guidé le style de la déformation et favorisé un diachronisme des événements orogéniques subséquents (Dewey et Burke, 1974; Doolan et al., 1982; Stockmal et al., 1987). On ignore cependant le rôle qu'ont pu jouer ces irrégularités sur la distribution des contraintes lors des différentes phases de déformation, en particulier, lors du poinçonnement des unités allochtones sur la plate-forme pendant l'orogénèse taconique et celui du continent nord africain sur l'Amérique du Nord lors de l'orogénèse alléghanienne.

## Chapitre 3

### **RECONSTRUCTION DES PALÉOCONTRAINTES TECTONIQUES: PRINCIPES, MÉTHODES ET APPLICATIONS**

Depuis les années 1970, les mécaniciens des roches et les tectoniciens ont mis au point des méthodes qui permettent de définir un état de contrainte enregistré dans un volume rocheux (Arthaud, 1969; Carey et Brunier 1974; Angelier, 1979, 1984, 1989a; Etchecopar et al., 1981; Gephart et Forsyth, 1984; Means 1989). Ces méthodes permettent de reconstituer l'état de contrainte d'un épisode de déformation en utilisant les stries de glissement des failles comme indicateur cinématique.

#### **3.1 Notion de contrainte**

##### *3.1.1. Contraintes et tenseur de contraintes*

Les contraintes tectoniques enregistrées dans les roches dépendent des forces tectoniques susceptibles de se développer dans la lithosphère. La grandeur et l'orientation de la force appliquée sur une faille (le vecteur contrainte) en un point dépendent de l'orientation de la faille sur laquelle le vecteur s'exerce. La force appliquée est généralement oblique par rapport à la surface sur laquelle elle s'exerce. Le vecteur contrainte se décompose ainsi suivant une contrainte normale  $\sigma$  et une contrainte tangentielle  $t$  (Fig. 3.1a).

Il existe, dans le cas général, trois plans principaux de contraintes perpendiculaires pour lesquels le vecteur contrainte se réduit à une contrainte normale  $\sigma_n$ . Les intersections de ces trois plans définissent trois axes perpendiculaires appelés axes principaux de

contraintes. Ces trois axes sont porteurs de la *contrainte principale maximale*  $\sigma_1$ , *intermédiaire*  $\sigma_2$  et *minimale*  $\sigma_3$  (avec pression positive et  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ).

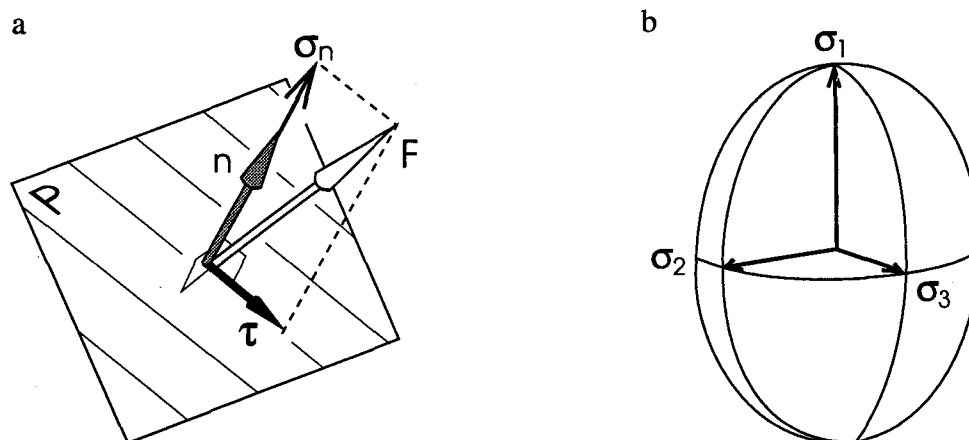


Figure 3.1. a) Plan de faille  $P$  avec sa normale  $n$ , la contrainte  $F$  exercée sur  $P$  se décompose en une contrainte normale  $\sigma_n$  et tangentielle ou cisailante  $\tau$  (d'après Angelier, 1989b). b) Ellipsoïde des contraintes exprimant l'état de contrainte en un point.

Un état de contrainte est représenté par un être mathématique appelé tenseur de contraintes. Le tenseur des contraintes ( $T$ ) dépend de six variables; les trois axes principaux des contraintes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ ) et les magnitudes de ces trois axes. Il est montré que la multiplication du tenseur  $T$  par un scalaire (positif) ou l'addition d'une pression de type hydrostatique ne change ni la direction, ni le sens du cisaillement sur un plan de faille (Angelier, 1989b). Par conséquent, les données exprimant les directions et le sens de glissement sur les failles ne sont liées qu'à quatre inconnues: l'orientation des contraintes principales et le rapport  $\Phi$  exprimant les différences des contraintes principales ( $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ;  $0 \leq \Phi \leq 1$ ).

### 3.1.2. Ellipsoïde des contraintes

L'ellipsoïde des contraintes est une représentation géométrique du tenseur de contrainte. Il est constitué par trois axes de symétrie orthogonaux qui correspondent aux trois contraintes principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  (Fig. 3.1b) et par trois plans de symétrie,

perpendiculaires entre eux, pour lesquels la composante tangentielle de la contrainte est nulle. Il définit une enveloppe dont le lieu est l'extrémité des vecteurs de contraintes.

Un état de contrainte peut être décomposé en deux parties: une partie correspondant à la contrainte isotrope  $\sigma_i = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ , et une partie appelée contrainte déviatorique et caractérisée par  $\sigma_1 = \sigma_1 - \sigma_i$ ,  $\sigma_2 = \sigma_2 - \sigma_i$ ,  $\sigma_3 = \sigma_3 - \sigma_i$ , avec  $\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0$ . La contrainte déviatorique est celle qui intéresse le plus les tectoniciens car c'est une contrainte excédentaire qui peut conduire à une rupture et à une déformation permanente.

### 3.1.3. Diagramme de Mohr

Le diagramme de Mohr est la représentation géométrique en deux dimensions d'un état de contrainte en trois dimensions. L'extrémité du vecteur contrainte dans le plan  $\sigma_n$ - $t$  se déplace dans une surface limitée par les cercles de diamètre  $\sigma_1 - \sigma_2$ ,  $\sigma_2 - \sigma_3$ , et  $\sigma_1 - \sigma_3$ . Le rapport  $\Phi$  exprimé par la relation  $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$  caractérise le cercle de Mohr. L'extrémité du vecteur contrainte s'exerçant sur des plans perpendiculaires respectivement aux plans  $\sigma_1 - \sigma_2$ ,  $\sigma_1 - \sigma_3$ ,  $\sigma_2 - \sigma_3$ , se déplace sur des cercles de diamètres  $\sigma_1 - \sigma_2$ ,  $\sigma_1 - \sigma_3$ ,  $\sigma_2 - \sigma_3$ . La limite externe du cercle de Mohr porte les contraintes dont les rapport  $t/\sigma$  sont les plus élevés.

La figure 3.2 montre, dans une régime tectonique particulier, la relation entre l'orientation et le pendage de la faille et le cercle de Mohr. La construction géométrique de la figure 3.3 permet de rendre compte également du rôle de  $\Phi$  sur la direction et le sens de glissement sur un plan. Dans le cas où  $\Phi = 0$  ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ), la contrainte tangentielle sur un plan donné est parallèle à la projection orthogonale de l'axe  $\sigma_1$  sur ce plan et le sens du cisaillement suit la direction du vecteur compressif  $\sigma_1$ . Dans le cas où  $\Phi = 1$  ( $\sigma_2 = \sigma_1$ ), la contrainte tangentielle est parallèle à la projection orthogonale de l'axe  $\sigma_3$ . Dans les cas intermédiaires où  $0 < \Phi < 1$ , le cisaillement occupe une position intermédiaire entre ces deux positions extrêmes. L'orientation et le sens donnés par la strie dépendent donc de l'orientation du plan par rapport aux contraintes et de la valeur du rapport  $\Phi$ .

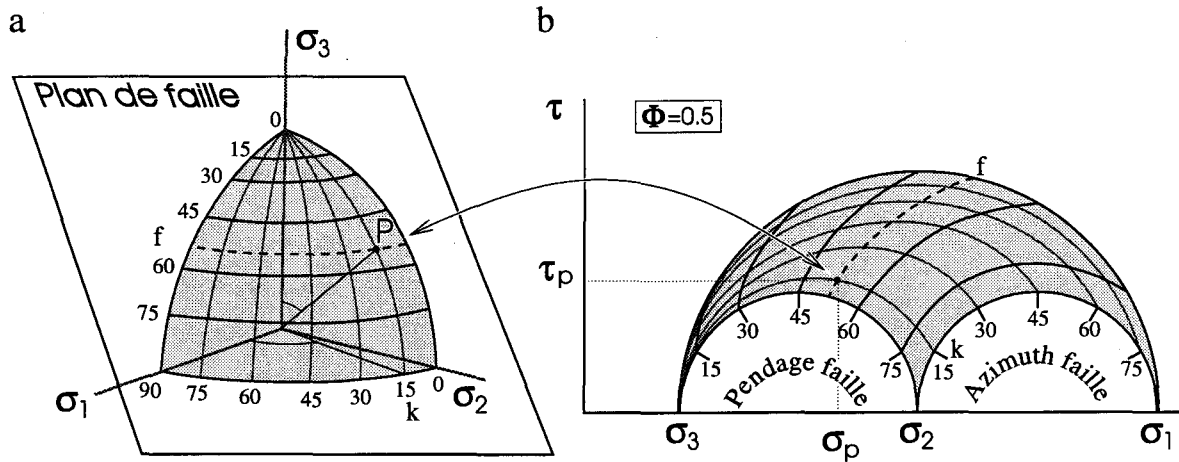


Figure 3.2. a) Représentation d'un plan de faille et de son pôle  $P$  dans un régime de contrainte particulier ( $\sigma_3$  vertical et  $\Phi=0.5$ ) sur un 1/8 de sphère. b) Représentation du cercle de Mohr et de l'état de contrainte.  $\tau$ ; contrainte de cisaillement,  $\sigma_n$ ; contrainte normale. Modifié de Guiraud et al. (1989).

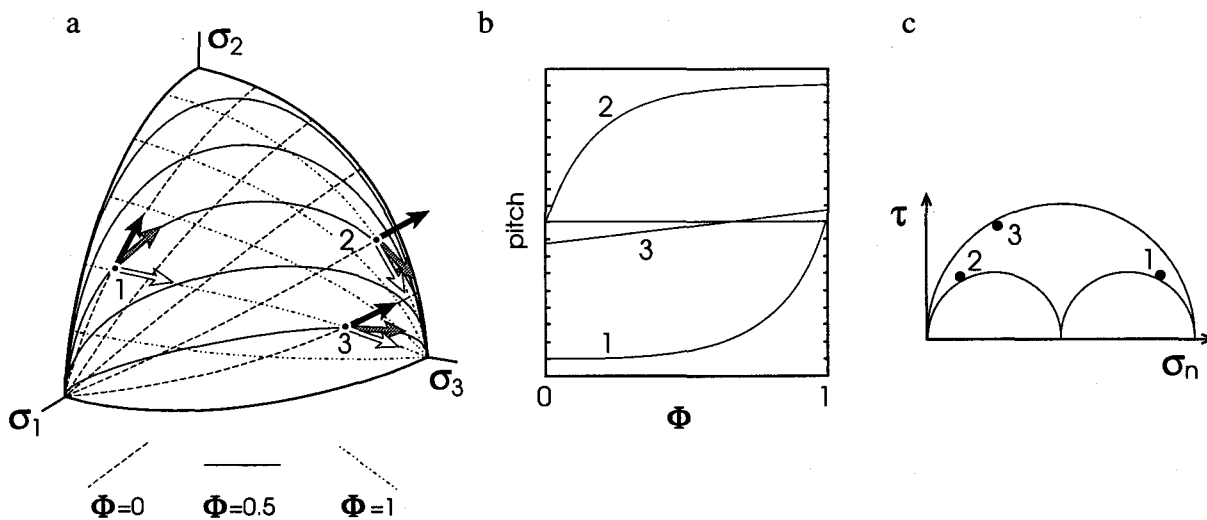


Figure 3.3. a) Courbes parallèles à la contrainte de cisaillement ( $t$ ) pour trois valeurs de  $\Phi$  (1, 0.5, 0) sur 1/8ème de sphère. b) Diagramme montrant la variation du pitch de la strie en fonction du rapport  $\Phi$  pour les trois pôles de plans indiqués en A. c) Localisation des trois plans sur le cercle de Mohr pour  $\Phi=0.5$  (d'après Ritz et Taboada, 1991).



### 3.2. État de contrainte et jeux de failles

Deux cas fondamentaux sont à considérer suivant que la roche est pourvue ou non de discontinuités préexistantes.

#### 3.2.1. Cas des failles néoformées

Anderson (1942) a proposé que l'on puisse regrouper les failles en réseaux de cisaillement conjugués où l'intersection des failles contient l'axe  $\sigma_2$  alors que les angles aigus et obtus des bissectrices contiennent respectivement les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . Ce raisonnement n'est valide que pour des failles néoformées se développant dans un milieu rocheux isotrope. Lorsque le seuil de rupture est atteint dans la roche, les contraintes normales ( $\sigma_n$ ) et tangentielle ( $t$ ) sur les fractures de cisaillement suivent un critère de rupture dont l'expression est  $\tau = \tau_0 + \sigma_n \tan \theta$ , et où  $\tau_0$  est la cohésion, et  $\theta$  l'angle de frottement interne, variant en fonction de la contrainte normale. Il apparaît deux familles de fractures conjuguées, avec un angle  $2\theta$  inférieur ou égal à  $90^\circ$  et où le plan bissecteur du plus petit angle contient l'axe  $\sigma_1$ . La valeur de l'angle  $2\theta$  varie en fonction des propriétés intrinsèques du matériau et de la valeur de la contrainte isotrope  $\sigma_i$  (si  $\sigma_i$  est fort, alors  $2\theta$  est proche de  $45^\circ$ ). Ainsi, l'orientation des plans conjugués ne dépend que de celle des axes des contraintes principales. En effet, puisque les failles néoformées contiennent toujours  $\sigma_2$ , les jeux de ces failles sont insensibles à  $\sigma_2$  et donc à la valeur du rapport  $\Phi$ .

Les failles néoformées se reconnaissent sur le terrain par les critères suivants (Angelier, 1989b): (1) les familles de failles portent des stries perpendiculaires à leur intersection, (2) le sens de mouvement est distribué symétriquement de façon que l'angle aigu entre les failles comporte la direction de raccourcissement, (3) la valeur de l'angle aigu entre les failles doit se rapprocher des propriétés mécaniques de la roche au moment de la création des failles (entre  $20^\circ$  et  $40^\circ$ ).

### 3.2.2. *Cas des failles héritées*

Le modèle de Bott (1959) a permis de déterminer l'influence des contraintes dans un milieu pré-fracturé, en particulier la possibilité de glissement sur des plans de défauts préexistants en faisant intervenir la magnitude des contraintes. Bott (1959) a montré que l'on peut obtenir toutes les directions de glissement sur un même plan de faille en laissant les axes principaux de contraintes fixes et en faisant varier uniquement la valeur relative des contraintes principales ( $\Phi$ ), ceci à condition que le plan de faille ne soit pas parallèle à un des axes principaux de contraintes. Le glissement se produit le long du plan de faille dans la direction et le sens de la contrainte résolue maximum (contrainte cisailante maximum  $\tau$ ). Les contraintes  $\sigma_n$  et  $\tau$  suivent un critère de frottement dont l'expression est  $\tau = \mu \cdot \sigma_n$ , et où  $\mu$  est le coefficient de frottement sur la surface considérée.

## 3.3. Méthodes de reconstruction des paléocontraintes

### 3.3.1. *Principe de l'inversion des données de jeux de failles*

Le principe de l'inversion des données de jeux de failles consiste à reconstituer un tenseur de contraintes à partir de l'analyse d'une population de failles et de stries de glissement observées sur le terrain. Généralement, dans un site coexistent des failles néoformées et héritées. La prise en compte de l'ensemble des données d'un site permet (1) d'augmenter le nombre de mesures disponibles et donc de mieux contraindre le résultat, (2) de connaître l'orientation des axes de contraintes dans le cas où les failles conjuguées manquent, (3) de déterminer la valeur du rapport  $\Phi$ , le jeu des failles héritées dépendant de la valeur de ce rapport, (4) de contrôler la compatibilité mécanique du jeu d'une faille héritée portant plusieurs familles de stries.

### 3.3.2. *Hypothèses préalables et conditions d'application des méthodes*

Les méthodes graphiques et numériques de reconstitution des paléocontraintes ont été conçues pour quantifier les contraintes tectoniques dans des milieux mécaniquement isotropes comme les plate-formes et les plutons. Elles reposent principalement sur les hypothèses suivantes (Angelier, 1979): (1) la direction du glissement sur le plan de faille

est rectiligne et parallèle à la direction de la contrainte tangentielle résolue dans ce plan; 2) le milieu rocheux est considéré comme homogène et rigide, 3) les déplacements sur les plans de faille sont faibles, 4) dans un site l'état de la contrainte est considéré comme homogène, 5) les jeux de failles sont supposés indépendants: les interactions entre les failles et les jeux sont négligés, de telle sorte que le principe de Wallace-Bott est vérifié pour chaque faille. Cette dernière hypothèse est fautive en théorie, mais compte tenu des incertitudes elle est généralement vérifiée par la cohérence des résultats obtenus.

Les variations dans l'orientation des axes (causées par exemple par des rotations de blocs) et le rapport des contraintes à l'intérieur du volume rocheux sont négligés en première approximation. Ceci revient à négliger les variations d'orientation des contraintes associées aux discontinuités et aux hétérogénéités du matériau et à faire abstraction des interactions mécaniques et cinématiques lors du cisaillement (Pollard et al., 1993). Cette simplification est généralement justifiée par la cohérence des résultats obtenus à l'échelle du site avec les autres structures (diaclasses, veines, plis, dykes etc.) ou à l'échelle d'une région en comparant les similitudes et différences des solutions. Généralement plus le nombre de failles est élevé et les directions de failles sont diverses, plus les déviations de contraintes tendent à se compenser dans l'ensemble (Dupin et al., 1993).

### 3.3.3. Les méthodes graphiques et numériques

Les méthodes de reconstruction des paléocontraintes sont inspirées des premiers travaux sur la mécanique des roches d'Anderson (1942), de Wallace (1951) et de Bott (1959). Ces auteurs ont établi le parallélisme entre le vecteur de contrainte tangentielle (cisaillement) et le vecteur de déplacement sur les plans de failles. Il existe deux types de méthodes; les méthodes graphiques et les méthodes numériques.

Arthaud (1969) fût un des premiers à proposer une *méthode graphique* de reconstruction des paléocontraintes. Son approche est basée sur la notion de plans de mouvement. Cette méthode est simple d'application, mais elle a le désavantage de ne s'appliquer que pour des déformations dont l'ellipsoïde des contraintes est de révolution ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$  et  $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ). Les méthodes des dièdres aigus (Arthaud et Choukroune, 1972) et des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977; Angelier, 1979) sont deux

méthodes graphiques principalement utilisées pour reconstituer les états de contrainte à partir des mécanismes au foyer des séismes. La méthode de Means (1989) est une approche géométrique qui consiste à décomposer le tenseur de contrainte en trois composantes; une composante hydrostatique de magnitude  $\sigma_2$ , une compression uniaxiale de magnitude  $\sigma_1 - \sigma_2$ , et une extension uniaxiale de magnitude  $\sigma_3 - \sigma_2$ . Cette construction graphique est plus simple que celle d'Arthaud, mais la rotation rend son application lourde tant manuellement que par le calcul informatisé.

Twiss et Gefell (1990) ont été les seuls à proposer une méthode d'analyse des stries courbes dans des péridotites serpentinisées. C'est une méthode graphique simple, s'appuyant sur une démarche théorique lourde et complexe (Twiss et al., 1991). La méthode prend en considération tous les types de rotation dans la zone de faille et tous les types de cisaillement évoluant sous un régime constant de contrainte, c'est à dire que l'orientation et la magnitude des contraintes induites restent fixes. Cette méthode ne fait que définir l'axe de rotation du cisaillement dans la zone de faille, ne permettant pas ainsi de définir ni l'orientation des tenseurs ni leur magnitude. Elle ne tient pas compte du polyphasage tectonique et en particulier des changements d'orientation des contraintes à l'extérieur de la zone de faille. Les résultats sont valables mais pas très concluants comme le suggèrent Twiss et Gefell (1990). La démarche théorique est intéressante mais son application reste limitée puisque seules les stries courbes sont utilisées; la proportion de stries courbes par rapport aux stries linéaires dans les ophiolites de Thetford et Asbestos est généralement inférieure à 1%.

Les *méthodes numériques inverses* de reconstitution des paléocontraintes sont actuellement les techniques les plus répandues et les plus efficaces. A la suite de Carey et Brunier (1974) et Carey (1976), les techniques de reconstitution des paléocontraintes ont connu un essor au point de vue méthodologique au milieu des années 1980 avec l'arrivée de plusieurs méthodes numériques dont le fondement mécanique était le même, mais dont l'algèbre et la mode de calcul différaient (Angelier, 1984, 1989a; Michael, 1984; Gephart et Forsyth, 1984; Reches, 1987; Hardcastle et Hills, 1991; Will et Powell, 1991). Ces méthodes fonctionnent sur un principe de minimisation des écarts angulaires entre la strie mesurée et la strie calculée afin de résoudre de façon analytique un tenseur

moyen de contraintes. La différence entre les méthodes numériques réside dans la forme du tenseur réduit, qu'il soit déviatorique ou non. Ce tenseur dépend de plusieurs facteurs, en particulier du critère de minimisation utilisé (critère des moindres carrés ou lois linéaires ou non-linéaires), de la technique de recherche (méthode itérative ou analytique directe), et de la prise en compte ou non du rapport  $\Phi$ .

L'analyse du mouvement des failles par les méthodes numériques repose sur le modèle mécanique simple du glissement libre et sans friction suivant la contrainte tangentielle résolue sur le plan de faille. Sassi et Carey-Gailhardis (1987), Célérier (1988), et Hardcastle et Hills (1991) ont proposé d'inclure dans la détermination des tenseurs de contraintes la cohésion et/ou le coefficient de friction, deux paramètres reliés aux critères de Mohr-Coulomb. Ces paramètres viennent compléter les six inconnus du tenseur réel de contraintes. L'introduction d'une loi de frottement empirique de type Mohr-Coulomb permet de tester la possibilité ou l'impossibilité du mouvement sur chacune des failles, ce qui fournit une analyse plus fine.

#### 3.3.4. *Choix d'une méthode*

Les méthodes numériques sont beaucoup plus précises que les méthodes graphiques. Les méthodes graphiques sont simple d'application, mais elles ont le désavantage d'être peu précises pour déterminer l'orientation des axes des contraintes principales. Par conséquent le rapport  $\Phi$  ne peut être solutionné avec précision à l'aide de ces techniques.

Marrett et Allmendinger (1990), Angelier (1990) et Will et Powell (1991) ont montré que les axes des contraintes variaient très peu (quelques degrés) d'une méthode numérique à l'autre. Quoique mathématiquement rigoureuses, les méthodes numériques fonctionnant sur le principe du calcul itératif, comme les méthodes d'exploration bi-dimensionnelles ou quadri-dimensionnelles d'Angelier (1990, 1991a) ou les méthodes d'Etchecopar et al. (1981), de Gephart et Forsyth (1984), et de Hardcastle (1989), ont le désavantage d'être robustes et longues en traitement. L'utilisation d'une grille de recherche dans certaines méthodes numériques implique un temps de calcul très long; le programme propose en effet plusieurs milliers de tenseurs potentiels à la famille de failles ce qui

conduit à des itérations fastidieuses. Dans le cas des méthodes d'exploration dimensionnelles d'Angelier, le programme compare de façon itérative différents tenseurs et ne retient que celui qui rend minimum, une fonction simple de l'angle entre la contrainte cisailante et le vecteur de glissement réel. La détermination des quatre inconnues nécessite plusieurs cycles de calculs qui peuvent être longs.

Les paramètres de friction et de cohésion introduits par Reches (1987), Célérier (1988) et Hardcastle et Hills (1991) sont sans doute un pas en avant dans la détermination du tenseur réel de contraintes. Mais en réalité, on ne peut déterminer les valeurs des contraintes effectives moyennes puisque les propriétés mécaniques du matériau à l'époque de la déformation sont des données difficiles à évaluer précisément, tout autant que la profondeur d'enfouissement du site, la pression interstitielle des fluides ou encore la pression de confinement (Sassi et Carey-Gailhardis, 1987). L'impossibilité de mesurer ou d'évaluer sur le terrain les paramètres mécaniques de la fracturation rend donc nécessaire l'utilisation d'une méthode simple avec un tenseur réduit à quatre inconnues.

Dans cette étude, le temps de calcul et la précision des axes des contraintes principales ont été les premiers critères. Une méthode analytique rapide était nécessaire afin de solutionner dans les 120 sites visités, les quelques 383 tenseurs reconstitués. Par rapport aux méthodes itératives, la méthode INVD (Angelier, 1990, 1991a) utilisée dans le cadre de cette étude, présente des avantages: un calcul plus rapide et une meilleure détermination de la position des axes, en particulier pour une population constituée uniquement de failles conjuguées. En effet, les critères de minimisation utilisés dans les méthodes itératives laisse une indétermination sur la position des axes à l'intérieur d'un certain angle (foyer). Au contraire avec la méthode INVD il n'existe qu'une solution, celle où la contrainte cisailante moyenne est maximale.

### 3.3.5. La méthode INVD

La méthode INVD fonctionne sur le principe de minimisation des écarts angulaires entre la strie mesurée et la strie calculée, afin de solutionner un tenseur à quatre inconnues ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  et  $\Phi$ ) par l'estimation des moindres carrés (hypothèse d'une répartition gaussienne des écarts à la moyenne). Cette méthode utilise un critère de

minimisation de la distance ( $v$ ) entre les extrémités des vecteurs **strie réelle** mesurée et **strie théorique** calculée. Ce critère tient compte à la fois de l'angle et de la magnitude relative des contraintes tangentielles (Fig. 3.4). Les résultats obtenus permettent de juger l'angle entre la strie théorique et la strie mesurée (valeur  $\alpha$ ) et le degré d'activation de la faille grâce à un indicateur, le rapport epsilon (RUP), qui dépend à la fois de l'angle entre les stries et de la magnitude de la contrainte cisailante. La valeur de RUP dépend de la fonction  $v$  et varie de 0%, pour un vecteur de cisaillement parallèle à la strie et dans le sens du mouvement, à 200% pour un vecteur de cisaillement parallèle à la strie mais de sens contraire. L'angle  $\alpha$  et le RUP sont donc des estimateurs de qualité de la solution numérique. Ils permettent de contrôler l'homogénéité du résultat et d'identifier les failles pour lesquelles les valeurs  $\alpha$  et RUP sont anormales. Les bons écarts sont compris entre les valeurs  $0 < \text{RUP} < 50$  et  $0 < \alpha < 22.5^\circ$ , les écarts médiocres entre  $50 < \text{RUP} < 75$  et  $22.5^\circ < \alpha < 45^\circ$ , et les mauvais écarts entre  $75 < \text{RUP} < 200$  et  $45^\circ < \alpha < 180^\circ$ .

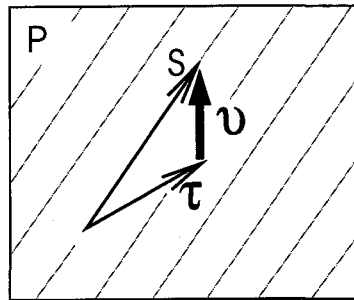


Figure 3.4. Critère de minimisation de la distance  $v$  entre les extrémités des vecteurs strie réelle (S) et strie théorique ( $\tau$ ) dans le plan de faille P utilisé dans la méthode INVD (Angelier, 1991).

#### 3.4. Application: exemples de populations monophasées et polyphasées

La collecte de données sur le terrain se fait à l'aide d'une boussole. Pour chaque faille mesurée, on détermine la certitude du mouvement (certain ou probable), le sens du cisaillement (normal, inverse, dextre ou senestre), l'attitude du plan de faille, son pendage,

le pitch de la strie (si le pendage est supérieur à 45°) ou sa plongée (si le pendage est inférieur à 45°). Ces paramètres géométriques et cinématiques sont ensuite comptabilisés dans la base de données du programme.

La présence ou l'absence de recoupements de structures ductiles et/ou cassantes permet d'identifier sur le terrain si une population dans un site est tectoniquement monophasée ou polyphasée. Les recoupements de stries en particulier permettent d'établir une chronologie relative des états de contraintes et éventuellement de phases tectoniques. L'âge des roches dans lesquelles sont mesurées les structures permet de s'assurer de l'âge minimal des structures et par conséquent d'établir une base géochronologique.

#### *3.4.1. Population monophasée: cas du site 51*

L'analyse d'une population de failles dans un site donné par la méthode INVD permet d'obtenir pour chaque faille l'angle entre la strie théorique et la strie mesurée ( $\alpha$ ) et le rapport upsilon (RUP) (c.f. supra). Dans le cas d'une population monophasée, les estimateurs de qualité ( $\alpha$  et RUP) de la majorité des failles montrent de bons écarts ( $0 < \text{RUP} < 50$  et  $0 < \alpha < 22.5^\circ$ ). Dans un tel cas, la population de failles est homogène et compatible avec un unique tenseur de paléocontraintes. Le nombre de failles incompatibles avec le tenseur calculé est faible et celles-ci constituent ce qu'on appelle la poubelle.

Le site 51 est un exemple d'une population monophasée. Il est situé dans une carrière près de Salaberry de Valleyfield, au sud de Montréal (Carte #5 en pochette). La roche hôte est une dolomie de la Formation de Beauharnois du Groupe de Beekmantown (Ordovicien inférieur). Les strates sont subhorizontales et recoupées par un réseau de failles normales conjuguées orienté NNE-SSO (Fig. 3.5a). L'état de paléocontraintes reconstitué dans ce site indique que les axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  sont orientées respectivement N352/88, N194/02 et N104/01 (Fig. 3.5b). Le Tableau I montre pour chacune des failles les valeurs de RUP et  $\alpha$ .

La population de failles au site 51 est homogène avec un RUP moyen de 46, et des angles  $\alpha$  moyens de 11 degrés. L'angle entre la strie théorique et la strie mesurée ( $\alpha$ ) de chacune des failles est faible, ce qui indique que le tenseur est bien contraint. Les



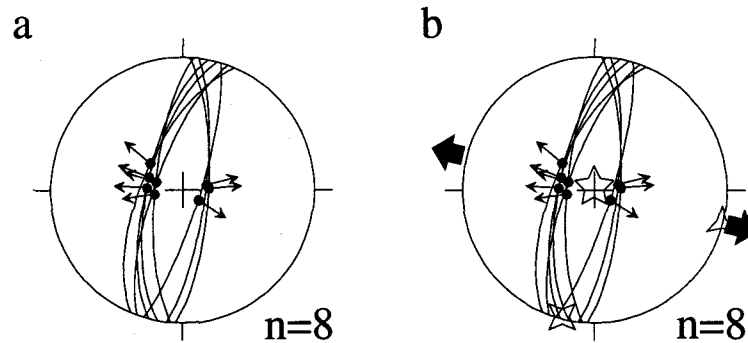


Figure 3.5. Exemple de détermination du tenseur moyen des contraintes pour une population monophasée, site 51. a) Population de failles. b) Tenseur des contraintes reconstitué. Les flèches noires indiquent la direction d'extension.

failles montrent des valeurs de RUP assez élevées, en particulier pour les failles 6 et 7, ce qui n'est pas surprenant compte tenu du fort pendage de celles-ci. La totalité des failles de cette population semble satisfaire un tenseur unique, par conséquent aucune faille n'a été rejetée. Les failles de ce site peuvent-être considérées comme des failles néoformées car l'axe  $\sigma_2$  est parallèle à l'intersection des plans de failles et perpendiculaire aux stries, et que l'angle aigu moyen entre les failles ( $36^\circ$ ) est similaire aux essais expérimentaux à faible pression et température dans les calcaires (Carmichael, 1989).

Tableau I: Valeurs par faille des estimateurs RUP et  $\alpha$  au site 51

#	Faille	RUP	$\alpha$
1-	CN 195 68W 88N	33	1
2-	CN 203 65W 83N	34	14
3-	CN 200 73W 89S	48	6
4-	CN 191 68W 87S	35	8
5-	CN 003 74E 88N	49	15
6-	CN 017 79E 87S	61	9
7-	CN 007 76E 85N	54	15
8-	CN 185 73W 86S	51	18

### 3.4.2. Population polyphasée: cas du site 43

Dans le cas d'une population polyphasée, un seul tenseur de paléocontraintes ne peut expliquer l'ensemble des données recueillies. Nombreuses sont les failles qui présentent des valeurs anormales de  $\alpha$  et RUP. Les failles non cohérentes sont retirées et le calcul est recommencé de façon itérative jusqu'à l'obtention d'un résultat satisfaisant. Les failles rejetées font l'objet d'un autre calcul suivant la même procédure et ainsi de suite jusqu'à ce qu'il y ait suffisamment de tenseurs de paléocontraintes pour expliquer l'ensemble des données d'une population de failles. Une méthode de séparation automatique, inspirée de la méthode des nuées dynamiques (Angelier et Manoussis, 1980; Angelier, 1984), permet de calculer des tenseurs moyens des contraintes par un processus itératif de séparation en sous-populations. Cette méthode a l'avantage de ne pas établir de hiérarchie dans les tenseurs déterminés successivement.

L'ordre de succession des événements tectoniques dans un site est généralement établi en extrapolant la chronologie des recouvrements de stries ou de structures. Dans le cas simple d'une population polyphasée, les chronologies de stries sont généralement cohérentes entre elles. Il existe dans certains cas complexes, dans les ophiolites par exemples, des données de recouvrements contradictoires imputables à des erreurs d'interprétation, ou à des phénomènes de rotations, de déformations non-coaxiales, ou de permutations, etc... L'utilisation d'une matrice carrée de classement chronologique (Angelier, 1991b) permet de comparer l'ordre d'antériorité et de postériorité des recouvrements, permettant ainsi l'obtention des meilleurs résultats chronologiques. Ce traitement matriciel rend compte du degré de cohérence et de contradiction d'un nombre élevé d'états de contraintes.

Le site 43 est situé dans une carrière entre Dosquet et Sainte-Agathe, à environ 40 km au SSO de Québec dans le domaine externe de la zone de Humber (Cartes en pochette). 93 failles ont été mesurées dans des laves basaltiques de la Formation de Saint-Anselme du Groupe de Saint-Roch (Cambrien inférieur). La population de failles est hétérogène (Fig. 3.6a). Le tri des failles a permis d'identifier 3 sous-populations de failles nommées sans référence chronologique 1, 2 et 3 et trois tenseurs de contraintes (Fig. 3.6b, c et d). 4 failles ont été rejetées parce qu'elles présentaient des valeurs de RUP et  $\alpha$

anomales lorsqu'elles étaient intégrées dans l'une ou l'autre des trois sous-populations (Fig. 3.6e). Pour chaque sous-population du site 43, le Tableau II montre le nombre de failles qui a servi à déterminer le tenseur, l'orientation de  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , et  $\sigma_3$ , le rapport  $\Phi$ , et les valeurs extrêmes et moyennes des estimateurs RUP et  $\alpha$ . La validité de cette séparation est vérifiée par la géométrie des plans striés, les sens de mouvements et l'existence de chronologies de stries.

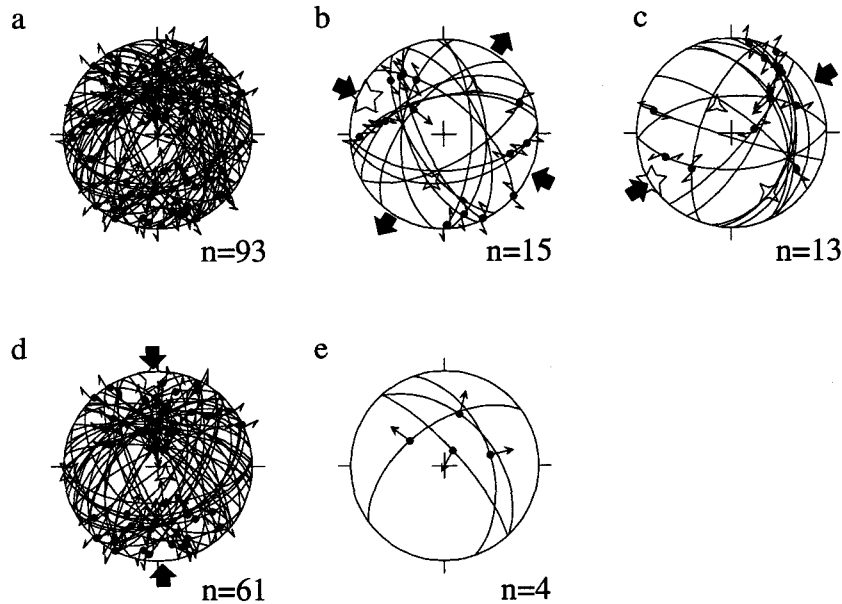


Figure 3.6. Exemple de détermination du tenseur moyen des contraintes pour une population polyphasée, site 43. a) Population de failles. La séparation des trois sous-populations et états de contraintes respectifs; b) compression ESE-ONO, c) compression ENE-OSO, d) compression N-S. e) Failles rejetées constituant la poubelle.

Au site 43, 11 chronologies de stries ont été observées sur 9 plans de failles différents. Sur certains plans, il y avait jusqu'à 3 recoupements. 7 chronologies cohérentes ont permis d'établir que les stries des failles appartenant à la phase 1 ont précédé le mouvement sur les failles appartenant à la phase 3. 2 chronologies ont montré que la phase 3 a précédé la phase 2, alors qu'une autre chronologie suggère le contraire. Une

autre chronologie a montré que la phase 1 a précédé la phase 2. L'analyse matricielle des recoupements de stries dans le site 43 a permis d'établir la chronologie relative de ces trois compressions. La meilleure solution avec 10 chronologies cohérentes et 1 incohérente permet de proposer avec un degré de confiance de 91% que l'ordre des événements était la suivante: 1 suivi de 3 et de 2. La succession des événements tectoniques suggère donc qu'une compression ESE-ONO a été suivie d'une compression N-S et que la dernière compression était orientée ENE-OSO.

Tableau II: Paléocontraintes et sous-populations de failles au site 43

#	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	A	B	C	D	E	F
1	15	294/11	183/61	030/26	0.12	17	47	32	1	20	9
2	13	238/02	148/26	332/64	0.28	6	72	38	7	55	16
3	57	356/10	265/05	147/78	0.28	9	72	40	1	40	17

#: sous-famille, N: nombre de failles, A: RUP minimum faille,  
 B: RUP maximum faille C: RUP moyen sous-population,  
 D:  $\alpha$  minimum faille, E:  $\alpha$  maximum faille, F:  $\alpha$  moyen sous-population

### 3.5. Chronologie des paléocontraintes dans les Appalaches du Québec

L'analyse des déformations cassantes dans les roches récentes permet non seulement de distinguer les derniers événements tectoniques enregistrés dans la croûte mais également de soustraire l'effet de ceux-ci dans les roches plus anciennes afin d'épurer le polyphasage. L'âge des roches dans lesquelles les failles ont été mesurées a ainsi permis d'établir une base chronologique solide. Le Tableau III montre l'âge des unités lithologiques dans lesquelles les sites sont situés. Il permet ainsi de fixer les bornes temporelles des failles mesurées et de certaines déformations. Une fois la chronologie partielle ou complète établie par recoupement de stries dans les sites où l'information le permettait, il a été possible d'établir dans la région étudiée une chronologie régionale des



phases tectoniques. On passe ainsi du stade local au stade régional en corrélant les états de paléocontraintes d'une même phase. A partir de l'âge obsolu des roches et des recoupements de stries, deux cartes de chronologies relatives ont été construites pour le sud du Québec et pour la région de la Gaspésie - Nouveau-Brunswick (Fig. 3.7). La direction des contraintes principales  $\sigma_1$  et/ou  $\sigma_3$  est identifiée sur ces cartes par un trait et la chronologie relative du site par la numérotation 1, 2, ...n, 1 étant la phase la plus ancienne observée dans le site. Ces cartes permettent de rendre compte du degré de cohérence entre les sites. Les cartes de paléocontraintes présentées en pochettes (Carte # 1 à 7) permettent de visualiser pour chaque phase tectonique toutes les données et les paléotenseurs reconstitués dans le cadre de cette étude.

En première analyse, il en ressort que la majorité des sites ont des chronologies comparables. On note que des failles reliées à la compression ENE-OSO ont affecté les roches d'âge Crétacé dans le sud du Québec, et que ces recoupements sont particulièrement bien documentés en Nouvelle-Angleterre (Manning et de Boer, 1989; carte 7; chapitre 8). Les failles normales associées aux extensions N-S et NE-SO se retrouvent surtout dans la région de Montréal. Certaines failles normales recoupent des dykes montréalais, alors que d'autres failles normales apparaissent synchrones aux intrusions d'âge crétacé (carte 6; chapitre 8). Il semble donc que ces deux extensions sont intimement reliées à la mise en place des Montérégiennes. Les stries de failles normales reliées à l'extension E-W et NO-SE recoupent les stries des failles décrochantes et inverses associées aux compressions d'âge pré-jurassique. La présence de dykes jurassiques orientés N-S à NE-SO dans le sud du Québec et surtout en Nouvelle-Angleterre et de failles d'orientation similaire suggèrent qu'il existe un lien génétique entre l'extension E-O et NO-SE et l'ouverture de l'océan Atlantique (carte 5; chapitre 7). Les compressions orientées NNO-SSE et NNE-SSO ont été reconstituées dans des roches carbonifères en Gaspésie et dans des plutons post-acadiens dans le sud du Québec. Ces deux compressions indiquent donc qu'un événement compressif post-acadien a affecté l'ensemble des Appalaches du Québec et des Basses-Terres puisqu'elles ont également été reconnues dans la région d'Ottawa (carte 3; chapitre 6). La majorité des failles associées aux compressions ESE-ONO sont antérieures aux failles reliées aux compressions NNO-

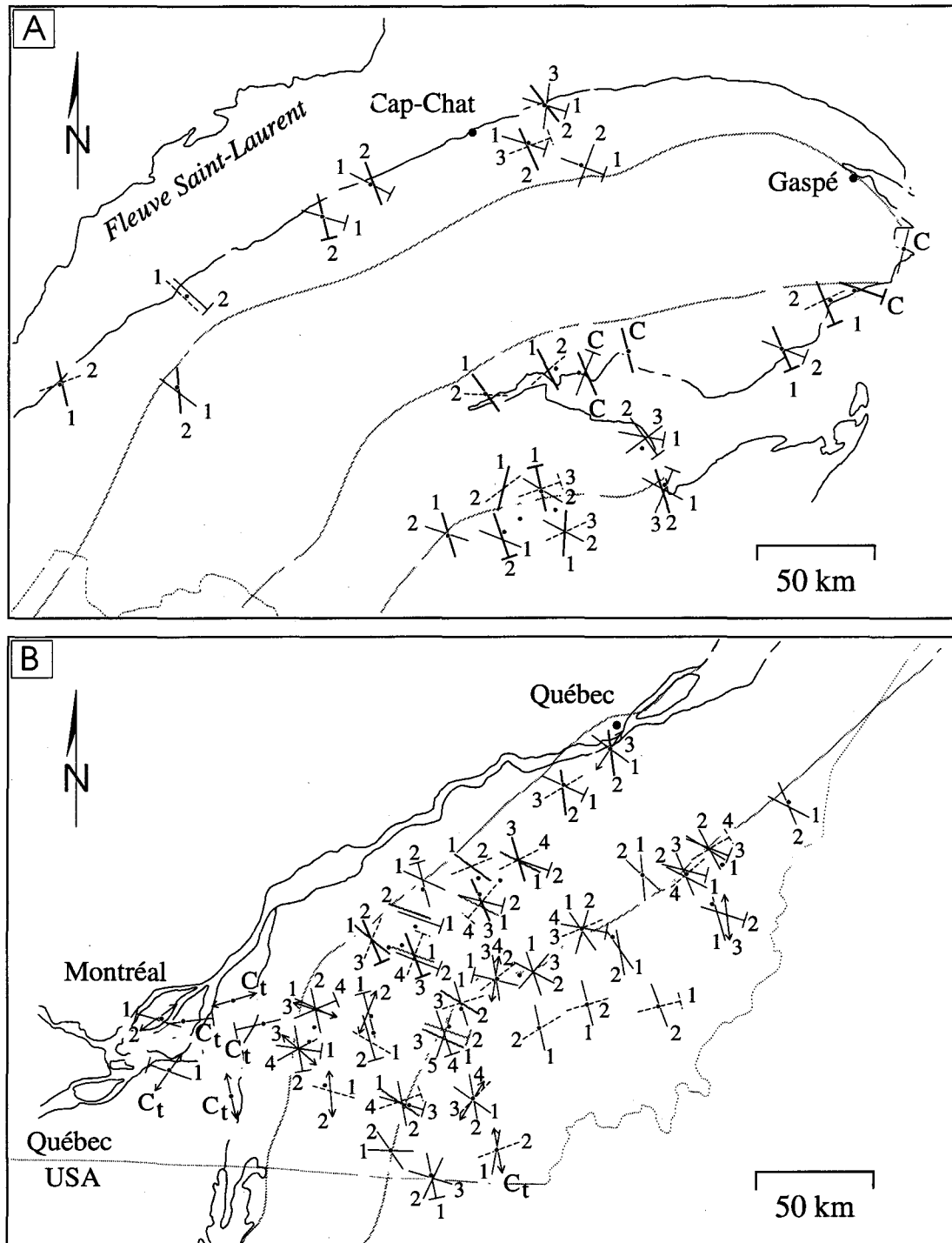


Figure 3.7. A) Carte de chronologies relatives en Gaspésie et Nouveau-Brunswick. La chronologie observée dans le site est indiquée par la numérotation 1, 2, ... n, 1 étant la phase la plus ancienne. B) Carte de chronologies relatives dans le sud du Québec construite à partir des recoupements de stries. C; Carbonifère, Ct; Crétacé. Trait simple; axe  $\sigma_1$ . Barre en T; axe  $\sigma_1$  (long trait) et axe  $\sigma_3$  (trait court). Double flèche; axe  $\sigma_3$ .

SSE et NNE-SSO (Fig. 3.7). Dans la zone de Humber, deux compressions ESE-ONO ont été reconnues, alors que dans la zone de Dunnage et dans la Ceinture de Gaspé une seule compression ESE-ONO a été identifiée (cartes 1 et 2; chapitre 5). Dans quelques sites, les indicateurs chronologiques disponibles suggèrent qu'une compression ESE-ONO tardive postérieure aux compressions N-S a affecté la région.



## Chapitre 4

### **CONTRIBUTION ET APPORT À L'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES**

Cette recherche a permis de mieux comprendre la géométrie de la fracturation dans les Appalaches du Québec et dans la plate-forme, et documente pour la première fois sur l'ensemble du territoire les champs de contraintes des différentes orogénèses paléozoïques et des extensions récentes. Les méthodes de reconstitution des paléocontraintes tectoniques à partir des jeux de failles striées ont été largement employé en Europe depuis la fin des années 1960 (Arthaud, 1969; Carey et Brunier, 1974). Ces méthodes ont été conçues pour des déformations cassantes et ont été principalement appliquées dans des roches peu déformées des plate-formes européennes (Bonijoly et Blès, 1983; Bergerat, 1987), des grabens du Rhin et du Rhône (Blès et gros, 1991; Carey-Gailhardis et Mercier, 1992; Lacombe et al., 1993), d'Afrique (Ring et al., 1992; Chorowicz et al., 1994), et de l'Arctique (Manby et al., 1994) et dans l'avant-pays des Alpes (Letouzey, 1986; Lacombe et al., 1992; Casa-Sainz et Simón-Gómez, 1992) et des Pyrénées (Tourneret et Laurent, 1990). Quelques études ont été effectuées dans des chaînes de collision actuelles comme à Taïwan (Lee et Wang, 1988; Angelier et al., 1990) ou dans des arcs volcaniques récents (Le Pichon et Angelier, 1979). Bien que ces techniques d'analyse aient été appliquées vers la fin de années 1980 dans des chaînes orogéniques polyphasées et dans des socles, la plupart des études microtectoniques et de paléocontraintes concernaient des déformations post-orogéniques (Blès et al., 1989; Ratschbacher et al., 1993). La majorité de ces études ont documenté des déformations relativement jeunes (Mésozoïque à récent) par rapport

à l'orogène appalachien et ont été effectuées dans des terrains dominés par une tectonique cassante et polyphasée .

L'originalité de la présente thèse se situe au niveau de l'application d'une méthode numérique dans une chaîne de montagne caractérisée par une tectonique polyphasée, tant du point de vue des déformations ductiles et cassantes que par une restructuration par des événements intra-cratoniques et post-orogéniques. Par rapport aux chaînes européennes, les Appalaches du Québec sont particulières du fait qu'elles ont été structurées par deux phases orogéniques distinctes et que les structures ductiles associées sont majoritairement co-planaires et co-linéaires. Elles offrent ainsi la possibilité de tester la validité des méthodes numériques non seulement pour des systèmes de contraintes polyphasés, mais également pour des régimes de contraintes co-axiaux. Une méthodologie basée sur une analyse qualitative poussée, s'est donc imposée dès le début de cette étude afin de documenter la tectonique superposée et la co-axialité des axes principaux des contraintes.

Les premiers régimes de contraintes reconstituées dans le réentrant de Québec sont corrélés à la tectonique plicative des orogénèses taconique et acadienne. Les résultats obtenus dans cette étude montre qu'il est possible et souhaitable d'étendre l'application des méthodes numériques dans des roches compétentes métamorphisées qui ont subi une ou deux phases de plissement et un métamorphisme au grade des schistes verts ou inférieur. En comparant les directions de contraintes avec l'orientation des structures souples (chevauchements, axes de plis, linéations d'étirement) nous avons établi le lien entre les processus dynamiques (plissement-chevauchement) et les directions de compression.

La grande étendue considérée (1000 x 250 km) de même que la longue période de temps couverte par cette étude (450 Ma) font également ressortir l'aspect innovateur de l'application des méthodes numériques. En effet, c'est la première fois qu'une telle étude exhaustive sur la reconstitution de paléocontraintes tectoniques est faite en Amérique du Nord. A l'ouest de l'Amérique du Nord, l'application de ces méthodes est limitée à quelques régions; *Hoover Dam* (Angelier et al., 1985) et *Basin and Range* (Zoback et al., 1981; Anderson et Barnhard, 1993). A l'est de l'Amérique du Nord, les méthodes de reconstitution des paléocontraintes ont été appliquées ponctuellement au Tennessee (Wojtal et Pershing, 1991) en Nouvelle-Angleterre (Hardcastle, 1989), dans la région de

Montréal (Gélard et al., 1992), en Estrie (Faure et Tremblay, 1991; Normand, 1992), en Gaspésie (Trudel et Malo, 1993), et au nord du Nouveau-Brunswick (Faure et al. 1992). C'est donc la première fois que les directions des axes principaux des contraintes sont reconstituées à l'échelle de la chaîne appalachienne. Les déformations étudiées et les paléocontraintes reconstituées dans cette partie des appalaches s'échelonnent sur près d'un demi-milliards d'années, soit la plus longue période de temps jamais couverte par ce genre d'analyse. En adoptant une approche à la fois quantitative (calcul numérique à partir des failles) et qualitative (géométrie des structures souples et cassantes) nous avons déterminé sur une base chronologique relative et absolue une série de compressions et d'extensions qui ont été corrélées à différents épisodes tectoniques survenus depuis l'Ordovicien moyen. Par exemple, en comparant les trajectoires des axes  $\sigma_3$  déduites à partir des dykes d'âge Jurassique ou Crétacé avec celles déduites à partir des failles striées, nous avons corrélé les différents stades d'ouverture de l'océan Atlantique avec les extensions reconnues dans le réentrant de Québec.

L'analyse des déformations cassantes présentée dans ce travail a également ouvert de nouveaux horizons, particulièrement au chapitre des déformations post-acadiennes. L'étude des déformations post-acadiennes au Québec est en effet limitée aux travaux de Roy (1978) sur le cratère de Charlevoix et de Gélard et al. (1992) dans la région de Montréal. Aucune étude régionale ne s'est attardée aux effets possibles de l'orogène alléghanienne dont les structures ductiles sont situées à moins de 150 km du sud-est québécois. C'est la première fois qu'une étude documente la présence et les effets de cet orogène dans le réentrant de Québec. Les paléocontraintes associées aux déformations intraplaques sont de plus très rarement documentées dans les orogènes, ce qui apporte un élément nouveau dans ce genre d'étude. Les extensions jurassiques reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique n'ont pas été documentées jusqu'à présent au Québec. Pourtant les bassins sédimentaires jurassiques situés à moins de 300 km au sud de Montréal et les plutons dans le New Hampshire témoignent d'un important amincissement crustal à l'est de l'Amérique du Nord. Finalement les structures associées à la mise en place des Montérégiennes au Crétacé ont fait l'objet de travaux descriptifs (Clark, 1972) et interprétatifs (Kumarapeli, 1978; 1985). Cette étude est allée encore plus loin dans

l'interprétation tectonique en précisant d'avantage la cinématique des failles régionales et les contraintes associées à cet événement magmatique. En reconstituant les directions de compression et d'extension associées à l'orogénèse alléghanienne et aux événements thermiques Jurassique et Crétacé, nous avons apporté une contribution essentielle qui a permis de documenter une lacune au point de vue de l'évolution tectonique des Appalaches du nord.

#### **4.1. Contributions de l'auteur et des coauteurs**

Les articles présentés dans la partie II traitent des états de paléocontraintes reconstitués pour différentes périodes de l'histoire tectonique des Appalaches du Nord, en particulier celles du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick depuis l'Ordovicien moyen. L'idée originale de cette thèse a été conçue et élaborée par l'auteur de la thèse. Ce dernier a traité par méthodes inverses et graphiques l'ensemble des données structurales présentées dans cette thèse et dans les articles. Les données ont été recueillies par l'auteur au cours de deux étés de terrain. Les données du Nouveau-Brunswick ont été recueillies à l'été 1991 dans le cadre d'un contrat avec la Commission Géologique du Canada supervisé par Benoit Dubé sur les minéralisations aurifères. Dans quelques sites, notamment dans les ophiolites, des collaborateurs dont M. Angelier ont contribué à la collecte des mesures. Des discussions et échanges avec Jean Bédard, Jean-Claude Gélard, Michel Jébrak, Robert Marquis, et Gregory McHone ont favorisé la compréhension de certains concepts et permis de comparer quelques résultats.

Les 4 articles (chapitres 5 à 8) présentés dans la deuxième partie ont été élaborés et écrits par l'auteur de la thèse. La réalisation de ces articles n'aurait pas été possible sans la collaboration et l'aide financière du directeur de recherche Monsieur Tremblay. Sa contribution scientifique dans les 4 articles a été surtout de générer des discussions et d'orienter la recherche avec discernement. Ses corrections pour les premières versions des manuscrits ont grandement amélioré le contenu et la compréhension du texte. Sa connaissance sur les Appalaches a également permis de cibler certaines problématiques. Par son expertise dans la région de la Gaspésie, Monsieur Malo a contribué de façon

critique dans le deuxième article (chapitre 6) en favorisant de nombreux échanges et commentaires. Monsieur Jacques Angelier est co-auteur dans 3 articles (chapitres 6, 7, 8). Il a initié, dans son laboratoire, l'auteur de la thèse aux différentes méthodes numériques de reconstitution des paléocontraintes et a montré un intérêt soutenu pour le projet. Monsieur Angelier a travaillé sur les versions finales des manuscrits et a apporté des corrections qui ont rehaussé l'aspect méthodologique et la structure du texte.

#### **4.2. Apport à l'avancement des connaissances dans les Appalaches du Québec**

##### *4.2.1. Déformations cassantes et compressions tectoniques et acadiennes*

Si l'analyse des déformations fragiles a permis de mieux comprendre l'orogénèse acadienne en Gaspésie (travaux de Malo et collaborateurs), l'étude des structures cassantes a été négligée, particulièrement dans le sud du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent. Dans le chapitre 5, Stéphane Faure, Alain Tremblay et Michel Malo présentent un article sur les déformations cassantes et les contraintes reliées aux orogénèses tectonique et acadienne. Les auteurs ont mis en lumière l'aspect de la tectonique cassante et polyphasée dans la zone de Humber. En particulier, ils ont établi le lien dynamique entre la tectonique plicative, les chevauchements et les décrochements.

Les paléocontraintes reliées à l'orogénèse acadienne ont également été déterminées dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé du sud du Québec. Dans les roches siluro-dévonniennes de la Gaspésie, des directions de contraintes reconstituées à l'aide de méthodes géométriques et graphiques ont déjà été proposées par Trudel et Malo (1993) et Malo et Bourque (1993). Les paléocontraintes reconstituées et présentées dans le chapitre 5 viennent non seulement confirmer ces résultats, mais raffinent le modèle de coulissage dextre reconnu dans cette région en précisant davantage la géométrie des failles cassantes et la direction de compression sur une plus grande étendue. Les directions de paléocontraintes dans cette région montrent que la compression est homogène mais que les régimes décrochants et compressifs se retrouvent également au centre et à l'est de la Gaspésie. Les résultats montrent que la tectonique cassante et les directions de compression sont compatibles et reflètent la cinématique des zones de cisaillement

ductiles. Les failles striées ont été étudiées pour la première fois dans les complexes ophiolitiques de la Ligne Brompton -Baie-Verte dans le sud du Québec. La détermination des axes des contraintes principales par des méthodes géométriques à été faite dans quelques complexes ophiolites aux États-Unis (Twiss et Gefell, 1990; Gates, 1992; Alexander et Harper, 1993). Mais l'application de méthodes numériques dans les roches ultramafiques a été faite jusqu'à maintenant qu'à Chypre (Varga, 1991; Grand et al., 1993). L'étude des paléocontraintes dans les différents complexes ophiolitiques du Québec est donc une information prévéligiée dans le sens quelle représente un des rares exemples d'application de ce type d'analyse dans le monde. La cohérence des résultats obtenus (directions similaires et compatibles avec la direction du transport tectonique proposé pour l'Acadien) suggère que l'analyse des failles striées dans les ophiolites est possible. Ces méthodes étant généralement réservées pour caractériser des déformations cassantes et co-axiales dans des roches peu déformées, ce travail montre qu'il est possible d'élargir sensiblement le champ d'application des méthodes de reconstitution des contraintes.

Une seconde phase compressive, caractérisée par une permutation des contraintes minimales et intermédiaires, a également été documentée dans le domaine externe de la zone de Humber et dans la plate-forme du Saint-Laurent jusque dans la région d'Ottawa. Cette compression est interprétée comme une expression distale de la déformation acadienne, repoussant ainsi encore plus loin vers l'ouest les effets de cette phase orogénique sur l'ancienne marge du continent nord-américain.

#### *4.2.2. Compression N-S et l'orogénèse alléghanienne*

L'aspect des compressions post-carbonifères est traité au chapitre 6 dans un article présenté par Stéphane Faure, Alain Tremblay et Jacques Angelier. C'est la première fois qu'une phase compressive (orientée NNO-SSE et NNE-SSO) est clairement identifiée dans les roches du Carbonifère en Gaspésie et dans les plutons post-acadiens du sud du Québec. Des directions de raccourcissement N-S ont déjà été reconstituées dans le plateau appalachien en Pennsylvanie (Engelder et Geiser, 1980) et en Virginie (Dean et al., 1988) et attribuées à différentes phases de l'orogénèse alléghanienne. Cette étude a donc permis d'identifier dans différentes parties des Appalaches du Québec et de la plate-forme, la

nature et l'effet dans l'avant-pays de la dernière phase orogénique majeure ayant affecté les Appalaches. Nous avons proposé un nouveau modèle géodynamique pour l'orogénèse alléghanienne qui tient compte à la fois d'une synthèse géologique à l'échelle des Appalaches et d'une compilation des paléocontraintes reconstituées au Québec (notre étude) et aux États-Unis.

#### *4.2.3. L'ouverture de l'océan Atlantique et les paléocontraintes associées*

Au chapitre 7, dans un manuscrit présenté par Stéphane Faure, Alain Tremblay et Jacques Angelier, des états récents de contraintes en extension sont documentés et corrélés à différents stades d'évolution de l'océan Atlantique. Nous montrons que des extensions orientées E-O et NO-SE ont affecté les Appalaches du Québec et la plate-forme du Saint-Laurent. La comparaison entre les directions d'extension, reconstituées à partir des jeux de failles et celles reconstituées à partir de dykes jurassiques en Nouvelle-Angleterre, a permis de proposer que ces extensions sont associées à la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique à la fin du Trias - début Jurassique. Certaines failles régionales d'orientation N-S dans le sud du Québec ont été proposées comme étant reliées à la formation des bassins sédimentaires mésozoïques au Massachusetts et au Connecticut. Les structures taconiques et acadiennes orientées N-S et NE-SO dans le sud du Québec semblent également avoir joué un rôle important sur la distribution des contraintes.

Des contraintes crétacées reconstituées dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent sont présentées au chapitre 8 dans un manuscrit présenté par Stéphane Faure, Alain Tremblay et Jacques Angelier. Deux extensions orientées NE-SO et N-S ont été documentées pour la première fois et corrélées à la mise en place des intrusions crétacées dans le sud du Québec. La cinématique des failles régionales dans les Basses-Terres du Saint-Laurent entre Montréal et Ottawa a également été établie. Les directions d'extension déterminées au Québec et en Nouvelle-Angleterre sont attribuées à la distension entre le Labrador et le Groenland plutôt qu'à la séparation entre Terre-Neuve et la péninsule Ibérique telle que proposée antérieurement (McHone et Butler, 1984).

Une phase compressive post-Crétacé orientée ENE-OSO a également été documentée sur l'ensemble du territoire. Cette inversion des paléocontraintes à l'est de l'Amérique du Nord serait reliée à la poussée de la croûte océanique au niveau de la dorsale médio-Atlantique et aux changements de conditions aux limites des plaques à la fin du Crétacé - début Tertiaire. L'orientation des contraintes maximales associées à cette compression est comparable au champ de contraintes actuel dans le NE de l'Amérique du Nord et nous pensons que cette compression est le plus récent évènement tectonique enregistré dans les roches du réentrant de Québec.

#### **4.3. Autres contributions**

Plusieurs contributions (articles, résumés de conférence et d'affiche) portant sur la reconstitution des paléocontraintes dans les Appalaches du Québec et du Nouveau Brunswick ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce projet. Voici la liste de ces publications.

##### **Articles**

Faure, S. et Tremblay, A. 1992. Structural study of relationships between gold occurrences and the Rocky Brook-Millstream Fault Zone in the Upsalquitch Forks area, northern New Brunswick. Dans *Current Research*, Part D; Geological Survey of Canada, Paper 92-1D: 101-109.

Paradis, S. et Faure, S., 1994. Relations between deformation and cupriferous mineralization within the external nappe domain of the Quebec Appalachians. *Economic Geology*, 89: 936-943

Tremblay, A., Faure, S. et Dubé, B. 1993. Gold occurrences of the Rocky Brook-Millstream fault, northern Appalachians, New Brunswick. Dans *Current Research*, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 93-1E: 337-346.

##### **Résumés de conférence avec arbitrage**

Faure, S., Tremblay, A. et Malo, M. 1994. Paleostress tensor analysis in the northern Appalachians. The *Geological Society of America*, Northeastern Section, abstracts with programs, vol.26, no.3, p. 16.



Faure, S. et Tremblay, A. 1993. Sheared serpentinite veins: a new kinematic indicator applied to stress tensor analysis. The *Geological Society of America*, Northeastern Section, abstracts with programs, vol.25 no.2, p.14.

Faure, S. et Paradis, S. 1992. Tectonic setting of the Appalachian front in the Upton-Acton Vale region, Québec. *Association géologique du Canada*, programme et résumés, vol. 17, p.A33.

Brodeur, E., Faure, S. et Marquis, R. 1991. Paleostress evolution of the Windsor - Mt-Orford Segment of the Baie Verte -Brompton line, northern appalachians, Québec. *Association géologique du Canada*, programme et résumés, vol. 16, p.A15.

#### **Résumés d'affiche**

Faure, S. et Tremblay, A. 1994. Les déformations post-acadiennes dans les Appalaches du Québec. Séminaire d'information sur la recherche géologique 1994, *Ministère Energie et Ressources du Québec*, DV 94-09, p.30.

Faure, S., Tremblay, A. et Malo, M. 1993. Reconstitution des paléocontraintes dans les Appalaches du Québec depuis l'Ordovicien. Séminaire d'information 1993, *Ministère Energie et Ressources du Québec*, DV 93-03, p.84.

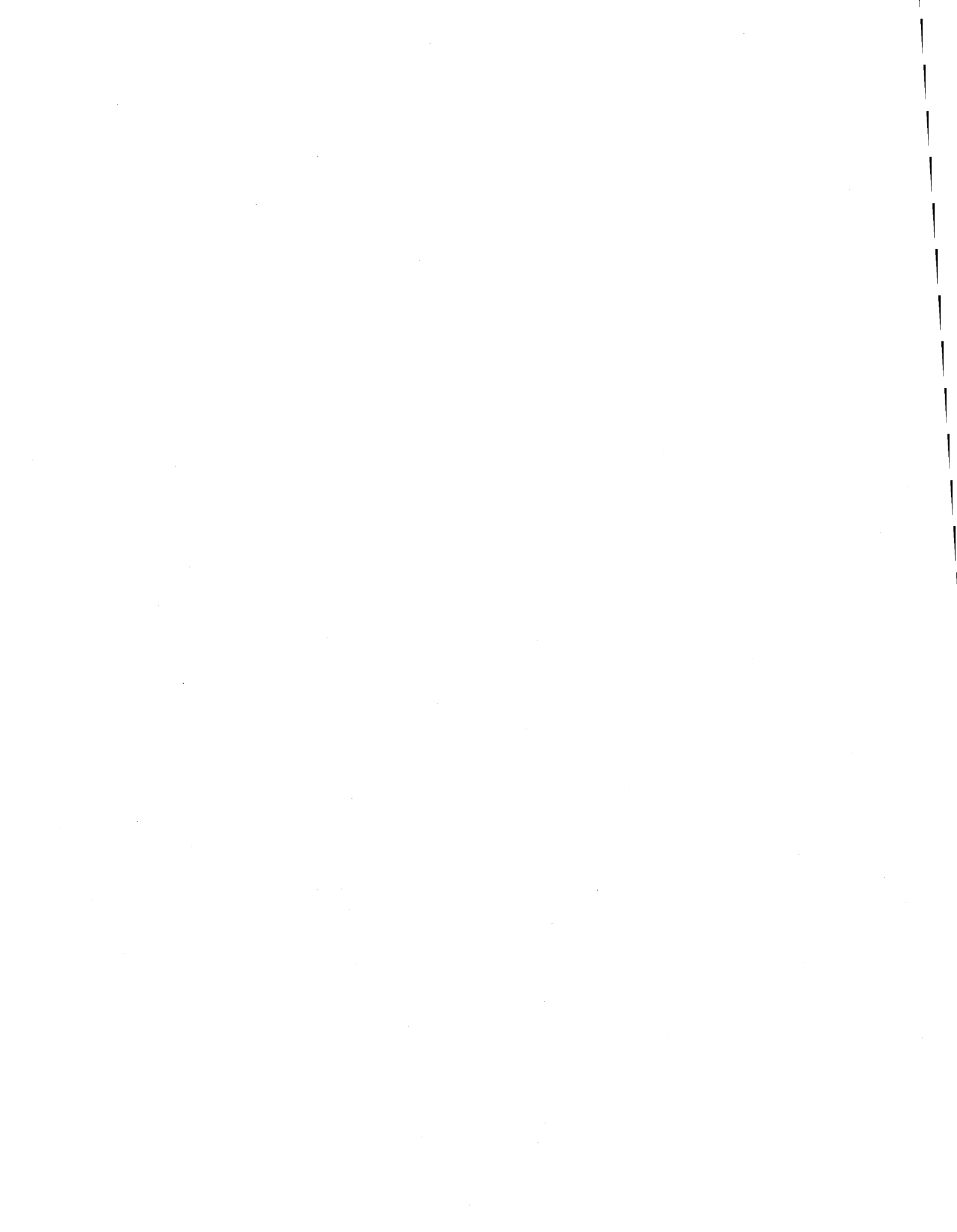
Faure, S. et Tremblay, A. 1992. Structural investigations of gold occurrences of the Upsalquitch Forks area, Restigouche County, New Brunswick. Dans Project Summaries for 1991, édité par S.A. Abbott, Natural Resources and Energy, Mineral Resources, Nouveau-Brunswick, *Information Circular* 91-2, p.201-202.

Faure, S. et Tremblay, A. 1991. Theoretical analysis of slickenfibers in sheared serpentinite. 11<sup>th</sup> Annual Meeting of the *Canadian Tectonic Group*, Abstract, Program and Fieldguide, p.14.

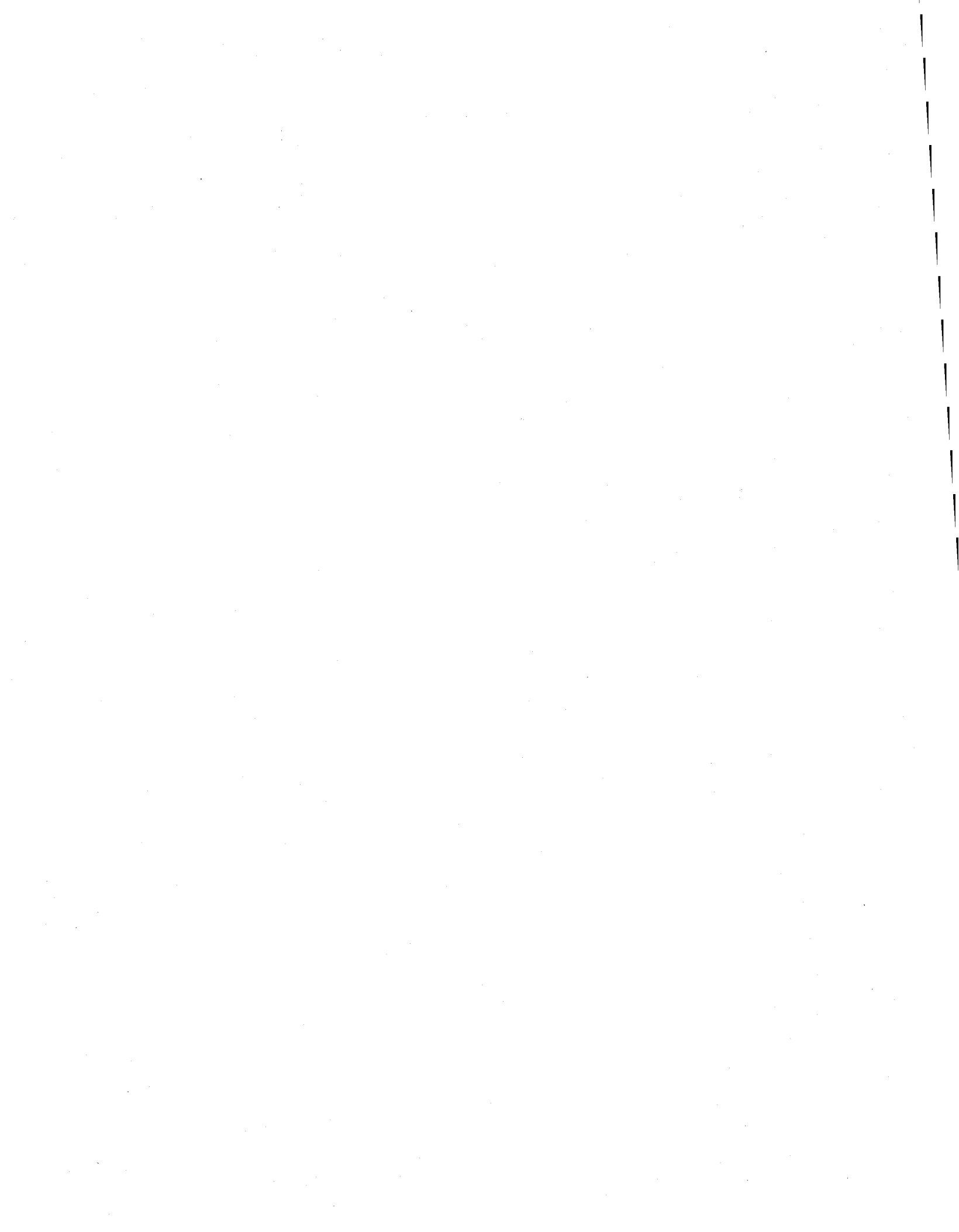
Faure, S., Brodeur, E. et Marquis, R. 1991. Tectonique des serpentinites de la Ligne Brompton-Baie Verte, Cantons de l'Est, Québec. *Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec*, programme et résumés avril 1991, vol. 4, p.69.

Faure, S. et Paradis, S. 1991. Tectonostratigraphie du domaine externe des Appalaches du Québec, région d'Upton - Acton vale. Séminaire d'information 1991, *Ministère Energie et Ressources du Québec*, DV 91-26, p.70.

Tremblay, A., Dubé, B. et Faure, S. 1992. Structural setting of gold occurrences in northern New Brunswick. Geological Survey of Canada, *Minerals Colloquium*, Program with Abstracts-1992, p.32.



## **PARTIE II**



**Chapitre 5**

**RECONSTRUCTION OF TACONIAN AND ACADIAN STRESS IN THE  
QUEBEC AND NORTHERN NEW BRUNSWICK APPALACHIANS**

**Stéphane Faure, Alain Tremblay, and Michel Malo**

Institut national de la recherche scientifique, INRS-Géoressources, 2700 rue Einstein,  
Ste-Foy, Québec, G1V 4C7 Canada  
Phone: 418-654-2568  
Fax: 418-654 2615

A soumettre à la *Revue canadienne des sciences de la Terre*

### Résumé

Les contraintes taconiques et acadiennes reliées aux failles fragiles ont été reconstituées dans les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick et analysées en fonction des éléments structuraux associés à la tectonique souple. La première phase de déformation cassante reconnue dans le domaine externe de la zone de Humber est associée à la tectonique plicative de faible profondeur de l'orogénèse taconique. Elle est caractérisée par des failles cassantes N-S à NE-SO, inverses, et conjuguées, formées lors d'un régime en compression pure (axes  $\sigma_3$  verticaux) avec des axes  $\sigma_1$  orientés ESE-ONO. La première phase de déformation cassante reconnue dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé est attribuée à l'orogénèse acadienne et à une compression également orientée ESE-ONO. Dans le sud du Québec, cette compression est caractérisée uniquement par un régime en compression pure. Dans les serpentinites de la zone de Dunnage, malgré une géométrie de failles complexe, les paléocontraintes reconstituées sont similaires aux directions des axes  $\sigma_1$  identifiés dans les roches siluriennes et dévoniennes. En Gaspésie, les paléocontraintes sont systématiquement orientées ESE-ONO et compatibles avec le régime en transpression reconnu auparavant par différents auteurs. Dans cette région, des failles inverses et des contraintes en compression pure sont reconnues le long des failles régionales et secondaires NE-SO, alors que des failles décrochantes et un régime de décrochement sont documentés le long des failles régionales E-O. Une deuxième phase de compression, identifiée dans la zone de Humber et caractérisée par des failles de décrochement ENE-OSO dextres et NO-SE senestres recoupant les failles de chevauchement taconiques, est attribuée à une compression distale de l'orogénèse acadienne. Les failles de décrochement mésoscopiques ENE-OSO dextres et NO-SE senestres observées dans la plate-forme du Saint-Laurent (région de Montréal et Ottawa) sont corrélées à la compression ESE-ONO acadienne.

## 5.1. INTRODUCTION

The Appalachian mountain belt is one of the best studied orogens in Northern America. Early work by Rodgers (1970), Bird and Dewey (1970), St-Julien et al. (1972), and Williams (1979), outlined regional scale structures and the tectonostratigraphic divisions of the northern Appalachians. Since then, many works in structural geology have been oriented toward the kinematics of ductile structures along major faults at terranes boundaries (Kirkwood and Malo, 1993; Tremblay et al., 1989; Stanley and Ratcliffe, 1985). Analyses of these structures are essential to understanding the dynamics of deformational processes and the directions of tectonic transports. Studies of brittle features (faults, veins, joints) related to the early-middle Paleozoic development of the northern Appalachians are few, however quantitative analysis of brittle structures, in terms of paleostress, are almost non-existent or only local in scale (Stanley, 1974; Malo and Bourque, 1993; Trudel and Malo, 1993).

The purpose of this study is to use faults to reconstitute the orientation, and the relative magnitude of Taconian (Middle Ordovician) and Acadian (Middle Devonian) stress tensors in the Québec and northern New Brunswick Appalachians and in the platformal sequence of the St. Lawrence Lowlands. Unlike ductile deformation, faults give quantitative information about the geometry of paleostress tensors. Brittle faults are sensitive to deformation and might be thus the only way to characterize far-field stress in autochthonous (platform) and external parts of a belt, and late stages of mountain building. In this paper, the geometry of brittle faults and direction of maximum ( $\sigma_1$ ) and minimum ( $\sigma_3$ ) paleostress axes deduced from fault-slip data sets will be compared in a spatio-temporal frame with Taconian and Acadian fault zones and folds, and with the inferred direction of the tectonic transport. An important question to be addressed is the extent and nature of the Acadian deformation in the St. Lawrence Lowlands and the Humber Zone. The influence of the geometry of the Québec Reentrant and the St. Lawrence Promontory on the mode of faulting and the state of stress will also be discussed. We have tested the method of paleostress reconstruction in serpentinites along the Brompton-Baie-Verte Line (BBL) and in ophiolitic complexes of southern Québec and

the coherence (consistency) of results indicates that this method is applicable under particular conditions (no rotation) in ultramafic rocks.

## 5.2. GEOLOGICAL SETTING

Four tectonostratigraphic zones are recognized from the northwest to the southeast in the Québec and northern New Brunswick Appalachians (Fig. 5.1): (1) the St. Lawrence Lowlands; (2) the Humber Zone; (3) the Dunnage Zone, and (4) the Gaspé Belt (Williams, 1979; Bourque et al., 1995). Rocks of these zones were deformed during the Taconian (Middle Ordovician) and/or the Acadian Orogeny (Middle Devonian).

The St. Lawrence Lowlands are made up of unmetamorphosed, Lower Cambrian to Upper Ordovician carbonate and clastic rocks (St-Julien and Hubert, 1975; Globensky, 1987). The platform and autochthonous sequence rest disconformably over the Proterozoic craton (Grenville Province) to the west and becomes weakly deformed eastward close to the Appalachian front. The most significant structure in the St. Lawrence Lowlands is the Chambly-Fortierville syncline (Globensky, 1987). Logan's Line is a low dipping thrust fault that separates the St. Lawrence Lowlands to the west and the Humber Zone to the east (Fig. 5.1).

The Humber Zone records the late Proterozoic rift stage and the subsequent subsidence of the Laurentian margin west of the Iapetus Ocean (Williams 1979; Williams and Hatcher, 1982). Biostratigraphy in Québec and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in adjacent New England indicate that the tectonic emplacement of the allochthons and their subsequent metamorphism occurred during the Taconian Orogeny between 455 and 440 Ma (St-Julien and Hubert, 1975; Laird et al., 1984; Sutter et al., 1985). The Humber Zone is structurally divided into external and internal domains (St-Julien and Hubert, 1975; Tremblay and Pinet, 1994a). The external domain consists of sub-greenschist to greenschist-grade, sedimentary and volcanic rocks of Late Cambrian to Middle Ordovician age and is characterized by east-dipping thrusts, imbricated duplex, and nappes. The internal domain is made up of Cambro-Ordovician, rift- and drift-related volcanic and sedimentary rocks. It consists of polydeformed rocks, and the metamorphism varies from greenschist facies



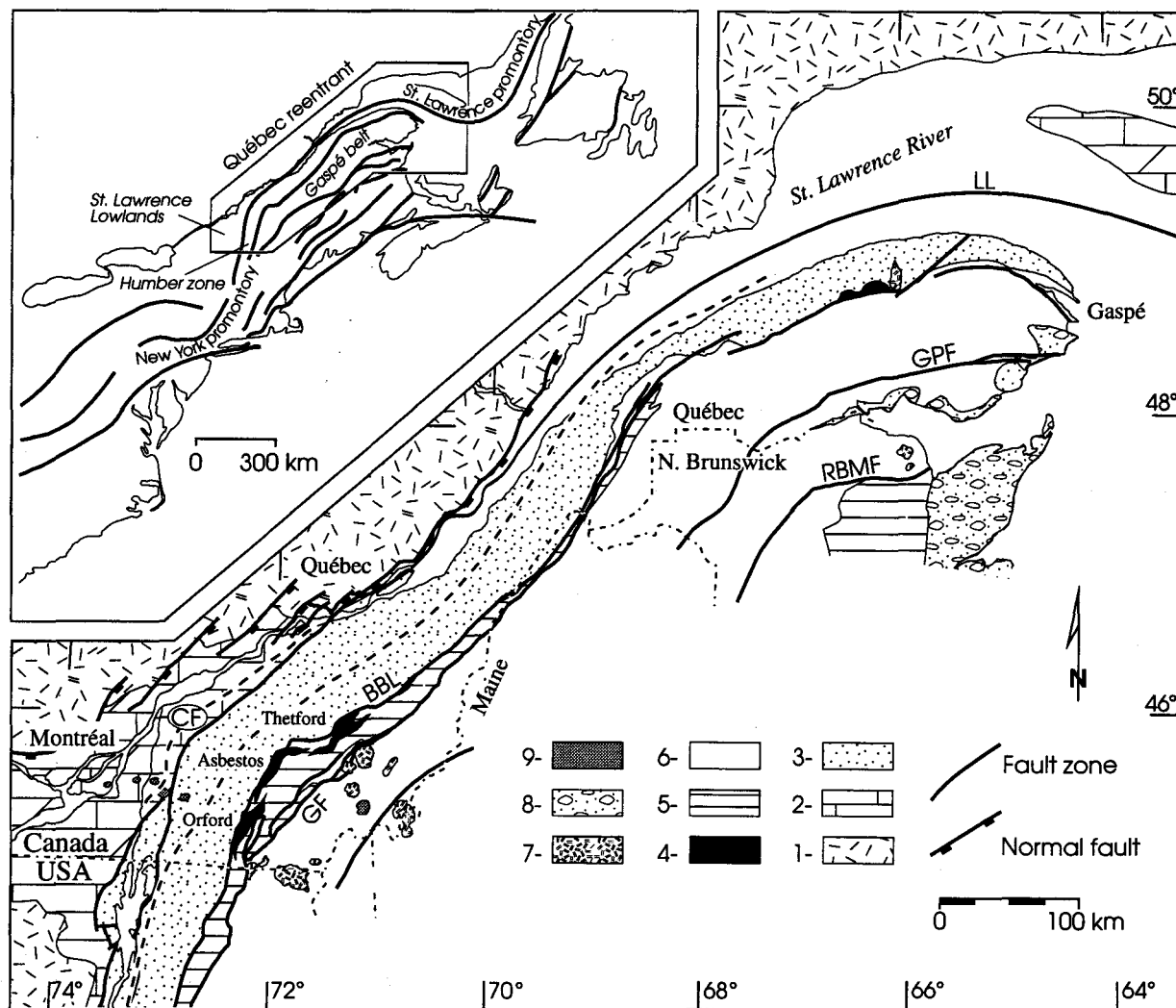


Figure 5.1: Tectonostratigraphic map of Québec and northern New Brunswick Appalachians. 1- Proterozoic craton, 2-St. Lawrence Lowlands, 3-Humber Zone, 4-Ophiolites, 5-Dunnage Zone, 6-Gaspé Belt, 7-Late Devonian plutons, 8-Carboniferous rocks, 9-Cretaceous plutons. BBL;Baie Verte - Brompton Line, CF; Chambly-Fortierville syncline, GF;La Guadeloupe fault, GPF;Grand Pabos fault, LL;Logan Line, RBMF;Rocky Brook Millstream fault. Inset shows the location of major shear zones (black line) in northern and central Appalachians. Dash-dot line is western limit of Acadian penetrative deformation in the Humber Zone as proposed by Tremblay and Pinet (1994a).

to lower amphibolite grade (Colpron, 1990, Marquis, 1991). The BBL is a major fault zone that was active during the Taconian and Acadian orogenies, and now separates the Humber Zone to the west and the Dunnage Zone to the east (Williams and Talkington, 1977; Williams and St-Julien, 1982; Malo et al., 1992).

The Dunnage Zone records the development and accretion of forearc to backarc terranes during pre-Acadian times (Tremblay, 1992). The Dunnage Zone is made up by the Asbestos, Thetford Mines and Mont-Albert ophiolitic complexes and their associated marine sediments (Tremblay et al., 1995). The Dunnage Zone was deformed during the Acadian Orogeny and the regional metamorphism is characterized by a greenschist facies (Tremblay and Pinet, 1994a).

Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt were deposited in successor basins during the period between the Taconian and Acadian orogenies (Bourque et al., 1995). Rocks of the Gaspé Belt disconformably or unconformably overly Cambro-Ordovician rocks of the Dunnage Zone and Humber Zone in the Québec and northern New Brunswick Appalachians (Fig. 5.1). Rocks of the Gaspé belt were affected during the Acadian Orogeny by regional anchi- to low-grade metamorphism in the Gaspé-northern New Brunswick area (Hesse and Dalton, 1991) and greenschist grade in southern Québec (Tremblay and Pinet, 1994a). Acadian regional deformation of the Gaspé Belt is characterized by dip-slip tectonics in southern Québec (Tremblay and St-Julien, 1990), and by dextral transpressive tectonics in Gaspé Peninsula and northern New-Brunswick (Kirwood and Malo, 1993; de Roo and van Stall, 1994). Devonian plutons related to continental accretion occur in southeastern Québec and in northern Gaspé and New Brunswick (Simonetti and Doig, 1990). In southern Gaspé and northern New Brunswick, the Middle Paleozoic sequences are overlain unconformably by undeformed Carboniferous rocks.

### 5.3. PALEOSTRESS RECONSTRUCTION AND TECTONIC ANALYSES

#### 5.3.1. Method of paleostress reconstruction

Since the beginning of the 1970's, rock mechanic theorists and structural geologists have proposed graphical and numerical methods that permit reconstruction of a stress state in a volume of rock by using slip movement on fault surfaces (Arthaud, 1969; Carey and Brunier 1974; Angelier, 1984; Etchecopar et al., 1981; Fleischmann and Nemcok, 1991). These methods have been widely applied around the world and have produced remarkably detailed records of actual stresses (Zoback and Zoback, 1981), or paleostress orientations in various geodynamic settings (Bergerat, 1987, Angelier et al., 1990, Blès and Gros, 1991). We use the numerical inversion method developed by Angelier (1984, 1990, 1994) to determine the paleostress state at a sample site. The principle behind this method was proposed by Carey and Brunier (1974), following the assumptions of Wallace (1951) and Bott (1959) which require that the direction and the sense of the shear stress on fault correspond to a single common stress tensor. The analysis yield the relative magnitude and orientation of the three principal stress axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$ , with  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$  (compressional stress considered as positive) and the  $\Phi$  ratio between differential stress magnitudes ( $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ;  $0 \leq \Phi \leq 1$ ). For further discussion on the method of determining paleostress orientations on the basis of fault slip data, refer to Carey and Brunier (1974), Etchecopar et al. (1981), Angelier (1989, 1990,; 1994), Guiraud et al. (1989), and Dupin et al. (1992).

The relative chronology of faulting events has been established at sites where crosscutting slickenside lineations were observed. Crosscutting relationships between folds and faults, as well as age of hosting rocks were also used as chronological markers. The automatic computed separation of stress tensors and related subsets of fault slip data was performed at most polyphased sites following a procedure proposed by Angelier and Manoussis (1980).

### 5.3.2. Results

Striated faults are mostly measured in quarries and along road cuts in sandstones, limestones, and volcanic and intrusive rocks that were affected by a low grade metamorphism (anchimetamorphism to greenschists facies). Rocks of the internal domain of the Humber Zone and other part of the belt where the metamorphic grade was higher than greenschist facies are not considered in this study.

Site locations, which were dependent on access and quality of exposure, are shown on Fig. 5.2. The microstructural analysis was carried out in a total of 44 sites in the Humber Zone and St. Lawrence Lowlands (Table IV), and 39 sites in the Dunnage Zone and Gaspé Belt (Table V). Tables present the amount of data, the orientations of the principal stresses axes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ), and the value of the  $\Phi$  ratio for each site. The orientations of paleostress axes are presented on three compilation maps; Figs. 5.3 and 5.4 are for the Humber Zone and St. Lawrence Lowlands, and Fig. 5.5 for the Dunnage Zone and Gaspé Belt.

#### 5.3.2.1. *Paleostress of the St. Lawrence Lowlands*

The paleostress analysis of the St. Lawrence Lowlands was done on Ordovician limestones in the Montreal area (Fig. 5.3). Sites are characterized by conjugate, ENE-WSW dextral, and WNW-ESE to NW-SE sinistral, strike-slip faults. Reverse faults are absent. Computed paleostress axes indicate an ESE-WNW compression with  $\sigma_1$  axes oriented between N281 and N299, with plunges varying from 03° to 06° (Table IV). The ratio  $\Phi$  is 0.63, 0.31 and 0.11 respectively for sites 50, 54 and 56.

#### 5.3.2.2. *Structures and paleostress of the Humber Zone*

Paleostress reconstructions of the Humber Zone are shown in Figs. 5.3 and 5.4 (see also Table IV). All sites are located in Upper Cambrian to Middle Ordovician rocks of the external domain. Most measured faults are located in sites close (< 3 km) to regional Taconian thrusts. Dip-slip motions on almost all mesoscopic faults occur on shallow dipping (20°-40°), conjugate NNE-SSW to NE-SW reverse faults. A typical

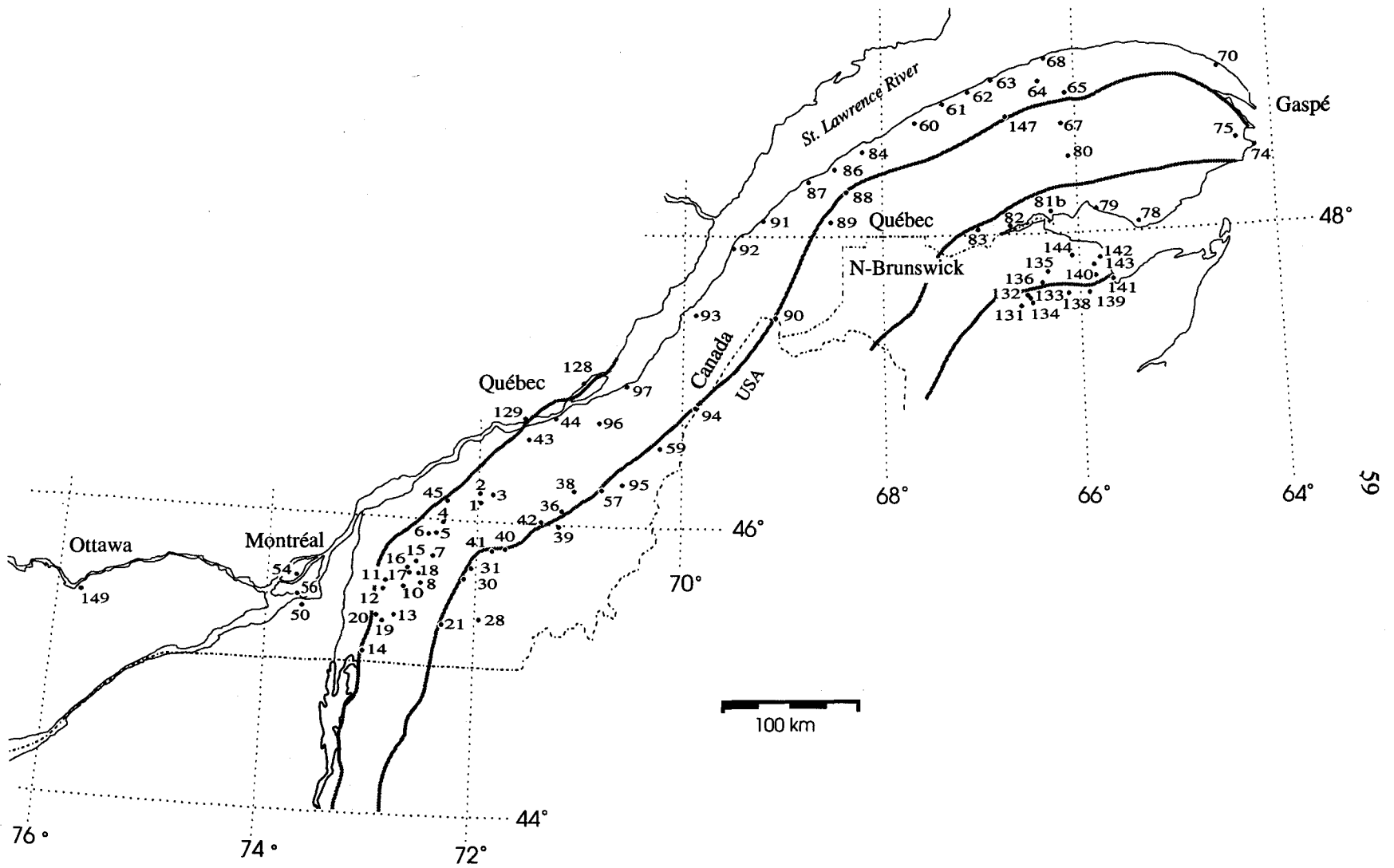


Figure 5.2: Site numbers and locations used for the paleostress analysis of this study.

**TABLE IV. Paleostress of Humber zone and St. Lawrence platform**

Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)	Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)
1	-1	18 116 09	207 06	329 80	0.51	46°08'	71°58'	45-1	20	297 07	027 03	138 82	0.45	46°08'	72°18'
	-2	22 104 05	207 67	012 22	0.53	"	"		-2	19 295 03	046 81	204 08	0.09	"	"
2		15 307 03	038 13	205 77	0.36	46°12'	71°59'	50	13	288 04	070 85	198 03	0.63	45°22'	73°39'
3	-1	22 297 01	028 13	202 77	0.50	46°11'	71°52'	54	20	281 03	028 80	191 09	0.31	45°35'	73°43'
	-2	13 290 09	158 77	022 09	0.39	"	"	56	13	299 06	187 74	030 14	0.11	45°27'	73°42'
4	-1	20 109 05	018 06	241 82	0.64	46°00'	72°20'	60	12	106 15	266 75	014 05	0.36	48°46'	67°35'
	-2	6 109 23	251 62	012 16	0.57	"	"	61	9	118 04	214 56	025 34	0.07	48°52'	67°22'
5	-1	20 111 09	019 10	241 77	0.45	45°55'	72°23'	62	6	304 01	037 75	214 15	0.22	48°57'	67°07'
	-2	10 291 02	028 73	201 17	0.25	"	"	63	9	312 04	221 13	060 77	0.43	49°03'	66°52'
6		6 309 11	041 14	182 73	0.43	45°54'	72°29'	64-1	11	154 00	244 27	064 63	0.21	49°01'	66°23'
7	-1	9 091 08	182 10	324 77	0.36	45°45'	72°25'		-2	11 288 15	171 60	026 26	0.23	"	"
	-2	5 290 04	196 43	025 47	0.34	"	"	65	18	291 01	024 70	201 20	0.35	48°57'	66°07'
8		7 120 04	029 18	222 71	0.36	45°49'	72°32'	68-1	28	318 10	048 03	158 80	0.31	49°11'	66°18'
10		7 099 01	009 17	191 73	0.63	45°32'	72°45'		-2	10 296 03	039 76	206 14	0.10	"	"
11		18 295 03	025 03	159 86	0.60	45°35'	72°52'	70	7	328 11	066 35	223 53	0.38	49°03'	64°30'
12-1		15 107 09	015 09	241 77	0.32	45°32'	72°55'	84	18	292 11	199 15	058 72	0.21	48°33'	68°08'
	-2	11 098 06	357 63	191 26	0.47	"	"	86-1	20	136 01	226 12	041 78	0.50	48°27'	68°28'
13		13 106 09	009 40	207 49	0.25	45°21'	72°47'		-2	5 134 03	253 86	044 06	0.20	"	"
14		15 291 12	197 21	049 65	0.28	45°06'	73°02'	87-1	18	114 07	022 12	231 76	0.28	48°23'	68°41'
15		15 290 07	058 78	198 09	0.27	45°43'	72°32'		-2	6 314 04	077 82	224 07	0.17	"	"
16		11 120 09	029 07	262 79	0.47	45°41'	72°40'	91-1	8	296 07	204 12	057 76	0.68	48°07'	69°12'
17		9 292 05	024 13	183 76	0.30	45°38'	72°39'		-2	9 306 05	057 77	215 12	0.39	"	"
18-1		14 283 13	189 18	046 68	0.42	45°38'	72°34'	92-1	7	291 02	200 34	024 56	0.16	47°52'	69°31'
	-2	7 282 02	180 79	012 10	0.39	"	"		-2	10 291 05	039 75	199 14	0.23	"	"
19		5 310 06	219 11	066 78	0.14	45°18'	72°53'	93	20	303 04	033 07	183 82	0.36	47°28'	69°53'
20		19 291 11	026 26	179 62	0.53	45°21'	72°56'	96	8	282 12	161 69	015 18	0.37	46°43'	70°53'
43		15 295 09	194 48	033 41	0.12	45°25'	71°27'	97	17	115 01	025 01	263 89	0.16	46°53'	70°36'
44-1		18 126 02	216 10	027 80	0.39	46°44'	71°17'	128	12	111 07	019 20	221 69	0.03	46°58'	71°02'
	-2	19 110 03	010 74	200 16	0.33	"	"	129	5	309 09	040 10	176 76	0.38	46°43'	71°35'
								149	4	123 04	026 63	215 26	0.12	45°25'	75°42'

Nb: number of faults per site  
 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$

Lt(N): Latitude      Lg(W): Longitude

**TABLE V. Paleostress of Dunnage zone and Gaspé Belt**

Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)
21	17	304 07	213 07	080 80	0.50	45°17'	72°19'
28	9	306 21	036 02	130 69	0.57	45°20'	71°57'
30	54	115 02	206 24	021 66	0.39	45°37'	72°07'
31	46	121 03	031 08	228 81	0.27	45°42'	72°02'
36	9	120 01	210 12	027 78	0.40	46°05'	71°08'
38	29	128 01	038 13	220 77	0.34	46°13'	71°07'
39	23	145 03	235 06	030 83	0.41	45°59'	71°14'
40	20	297 01	027 11	201 79	0.17	45°50'	71°42'
41	19	283 05	175 74	014 15	0.12	45°49'	71°50'
42	30	144 01	053 02	261 87	0.47	45°59'	71°23'
57	16	298 05	207 07	062 82	0.29	46°15'	70°49'
59	33	116 01	026 07	216 83	0.53	46°33'	68°13'
67	20	296 04	202 49	029 41	0.04	48°45'	66°08'
74	12	299 00	030 01	192 89	0.23	48°32'	64°14'
75	20	293 01	203 11	027 80	0.25	48°34'	64°21'
78	12	284 04	015 07	166 82	0.26	48°03'	65°23'
79	19	113 09	204 10	339 77	0.05	48°08'	65°49'
81b	13	106 03	201 59	014 31	0.45	66°18'	48°08'
82	20	324 01	054 07	226 83	0.51	48°03'	66°42'
83	12	108 05	005 69	200 21	0.25	48°02'	67°02'
88	5	126 05	217 12	016 77	0.52	48°18'	68°22'
89	21	127 02	037 09	230 81	0.46	48°06'	68°31'
90	10	292 08	023 06	151 80	0.23	47°28'	68°59'
94	8	125 01	215 06	030 84	0.71	46°51'	69°56'
95	13	302 05	212 01	115 85	0.36	46°17'	70°37'
131	11	292 01	202 02	045 88	0.36	47°30'	66°38'
132	26	113 05	022 12	223 77	0.19	47°35'	66°34'
133	4	295 09	045 65	202 23	0.12	47°34'	66°35'
134	15	293 05	202 08	052 81	0.27	47°32'	66°30'
135	5	314 14	053 34	205 53	0.39	47°43'	66°21'
136	23	120 08	211 02	313 82	0.26	47°39'	66°23'
138	5	309 06	199 72	041 17	0.18	47°35'	66°09'
139	30	104 04	200 57	012 33	0.07	47°35'	65°57'
140	6	115 15	023 10	260 72	0.08	47°41'	65°52'
141	16	298 01	208 04	042 86	0.09	47°40'	65°41'
142	8	281 24	108 66	012 03	0.23	47°49'	65°47'
143	13	134 06	225 09	010 79	0.60	47°46'	65°52'
144	14	310 05	047 51	216 39	0.17	47°49'	66°05'
147	17	290 06	030 58	197 31	0.29	48°50'	66°33'

Nb: number of faults per site

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

Lt(N): Latitude      Lg(W): Longitude

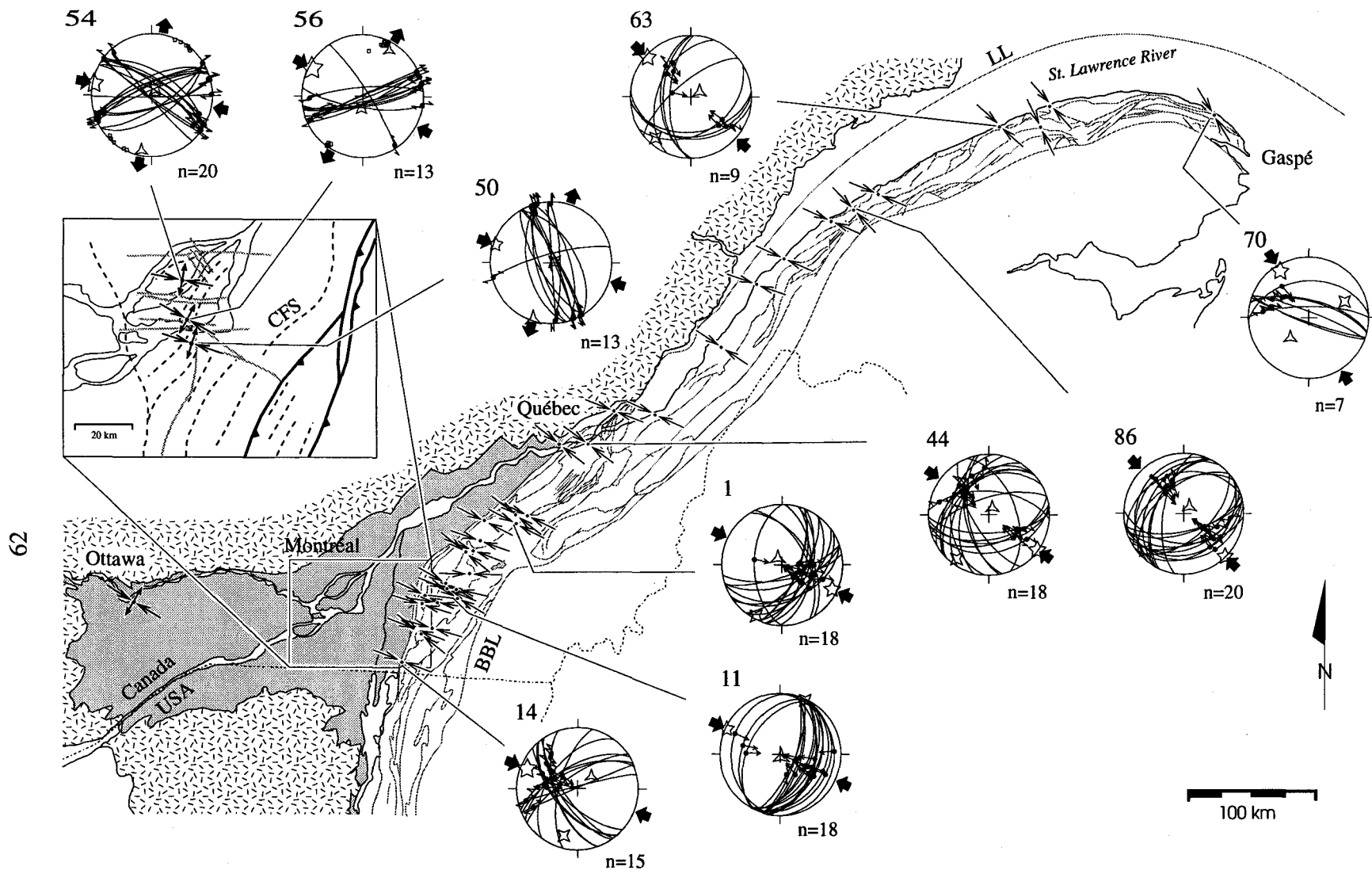


Figure 5.3: Orientations of paleostress axis for the Taconian ESE-WNW compression in the Humber Zone and Acadian ESE-WNW compression in St. Lawrence Platform (in gray). On stereograms (lower hemisphere, equal area), fault planes are shown as thin continuous lines, slickenside lineations are indicated by black dots with thin arrows (convergent arrows for reverse slip, double arrows for strike-slip). In inset: paleostress axis orientations for the Taconian ESE-WNW directed compression in Montréal area. Thick lines are Taconian thrusts, gray lines are Mesozoic normal faults, and dashed lines are fold axes. CFS: Chamby-Fortierville Syncline. Numbers in the upper left of stereograms refer to site locations in Fig. 2 and Table IV.



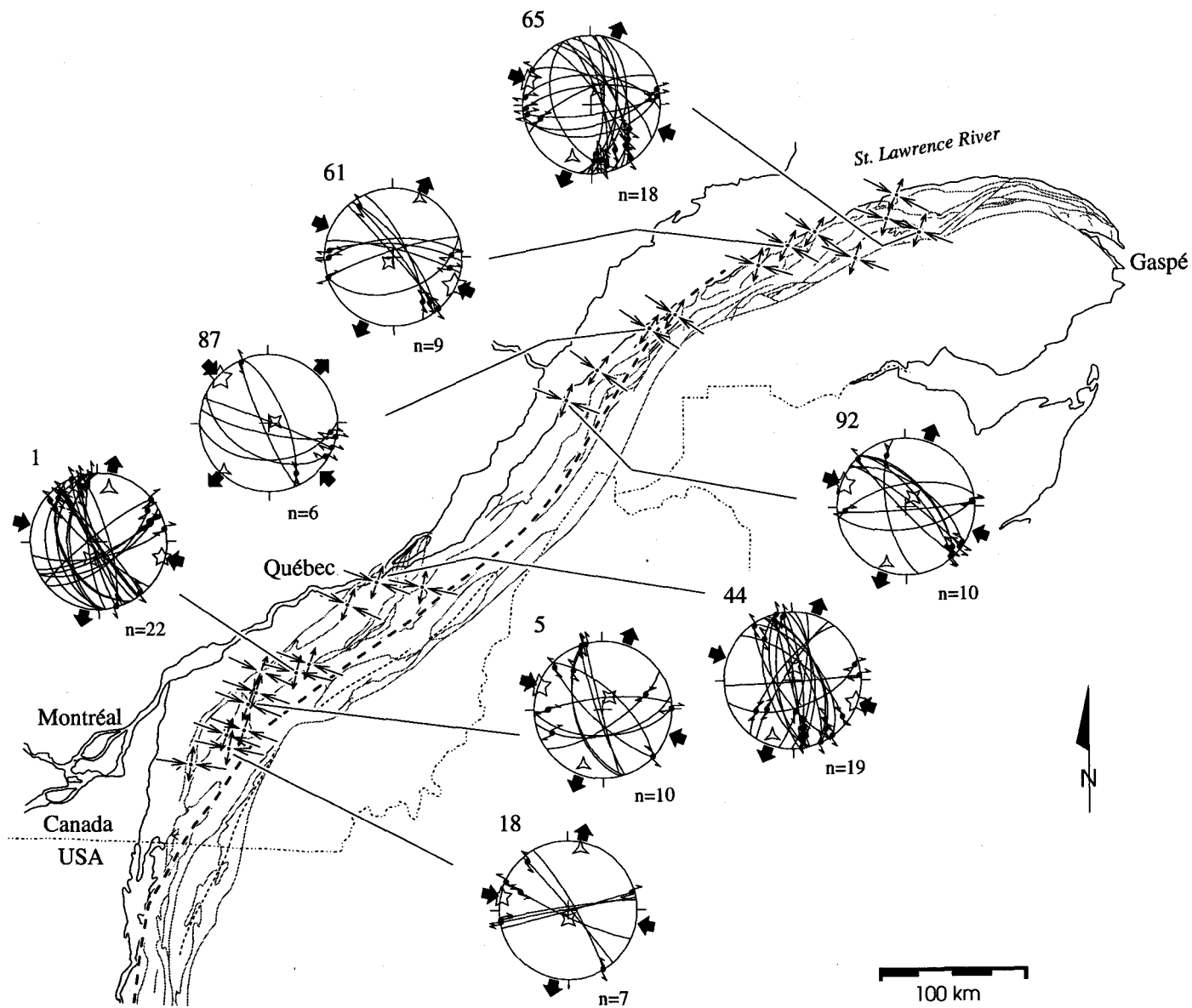


Figure 5.4: Paleostress axis orientations for the second (Acadian), ESE-WNW compression in the Humber Zone. Site numbers are shown in Fig. 2. Other symbols as in Fig. 3. Thick-dashed line is western limit of Acadian penetrative deformation. Fine dashed lines are regional Acadian fold axes.

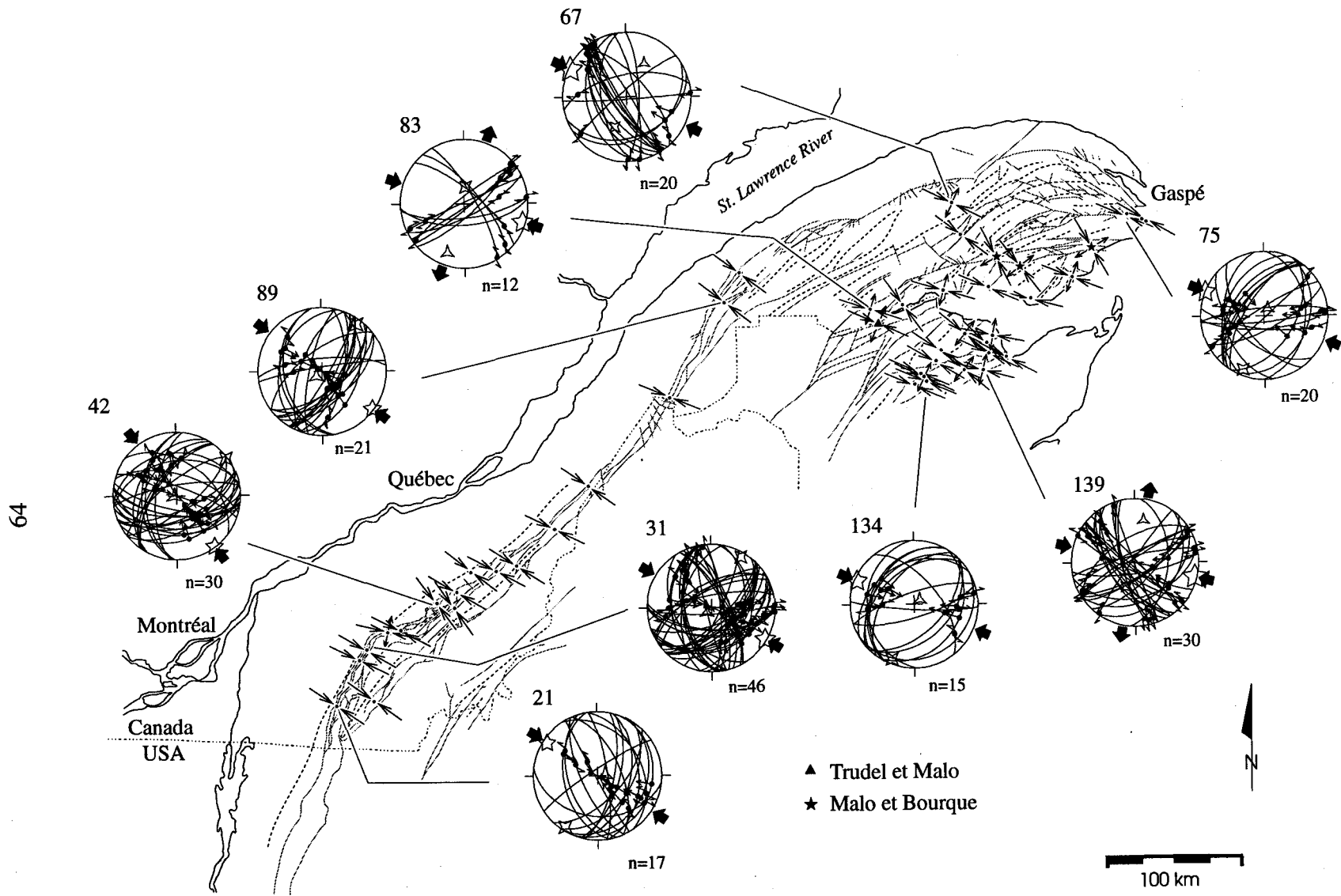


Figure 5.5: Paleostress axis orientations for the Acadian ESE-WNW directed compression in the Dunnage Zone and Gaspé Belt. Site numbers are shown in Fig. 2. Other symbols as in Fig. 3. Fine dashed lines are Acadian fold axes. More informations on Table V.

bedding-parallel thrust ramp associated with an open, upright anticline in the Taconian foreland is shown in Fig. 5.6a. Oblique slip also occurs on moderately dipping ( $40^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ), NW-SE and ENE-WSW conjugate fault sets. Strike-slip and steeply dipping ( $>70^{\circ}$ ) faults are common (Fig. 5.6b) and crosscut Taconian thrusts or folds in many locations. Fig. 5.6c shows this crosscutting relationship between a moderately inclined and open Taconian syncline crosscut by a dextral oblique-slip fault. The relative chronology between reverse and strike-slip faulting is, moreover, observed at a kilometer scale where Taconian thrusts are crosscut by steeply-dipping conjugate NW-SE sinistral and NE-SW dextral strike-slip faults (Paradis and Faure, 1994; Rhéaume and Schrijver, 1991). Crosscutting slickenside lineations have been observed on several fault planes at 7 sites. Dip-slip lineations on moderately dipping faults always represent the first movement, whereas oblique-slip lineations or strike-slip on same surfaces record a later movement. Site 44 (Fig. 5.3) is an example of where some SSE oriented and moderately W dipping faults have moved as reverse faults during the first compression but were reactivated as sinistral strike-slip faults during a later compressional stress regime (Fig. 5.4). At site 1 as well, ENE oriented oblique-reverse and moderately S dipping faults (Fig. 5.3) were reactivated during a second event as dextral strike-slip faults (Fig. 5.4).

The paleostress reconstruction in the Humber Zone is presented chronologically from the first recorded event, characterized by thrust faults, followed by a later event which was dominated by strike-slip faults.

The first compressional stress regime in the Humber Zone was determined at 32 sites using 448 striated faults. It is characterized by an ESE-WNW directed, pure reverse compression (Fig. 5.3; Table IV). The orientation of computed  $\sigma_1$  axes is very consistent throughout the Humber Zone, with an average direction of N118-N298.  $\sigma_1$  axes are nearly perpendicular to Taconian thrust faults in the southern and central parts of the Québec Appalachians, but they are oblique to those faults in Gaspé. Computed  $\sigma_3$  axes are nearly vertical in most sites, with an average plunge of  $75^{\circ}$  (see Table IV). The ratio  $\Phi$  varies from 0.03 to 0.68 with a mean value of 0.38.

The second compressional stress regime in the Humber Zone is characterized by strike-slip faults with the orientation of  $\sigma_1$  axes similar to those from the first

compressional event (Fig. 5.4). The strike-slip fault regime was determined at 23 sites. 15 of these sites record both the first compressional regime and the strike-slip fault regime, whereas the other 8 show only a strike-slip fault regime. The average direction of computed  $\sigma_1$  axes is N113-N293 and  $\sigma_3$  axes is N023-N203. Unlike the first compressional event,  $\sigma_3$  axes at all sites are nearly horizontal (except sites 7-2, 13, 43, and 61) indicating that a permutation between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes occurred through time. The ratio  $\Phi$  varies from 0.07 to 0.57 with an average of 0.29.

In summary, paleostress reconstruction and analysis of fault geometries and crosscutting relationships of mesoscopic and regional structures unambiguously indicate polyphase faulting with co-axial maximum compressional stress axes. Brittle faults of the Humber Zone were initially in a pure compressional regime ( $\sigma_3$  vertical) and were subsequently reactivated during a strike-slip fault regime ( $\sigma_3$  horizontal).

#### *5.3.2.3. Paleostress of the Dunnage Zone and Gaspé Belt in southern Québec Appalachians*

The main folding and faulting event in the Dunnage Zone and Gaspé Belt of the southern Québec Appalachians occurred during the Acadian Orogeny during the Middle Devonian (Cousineau and Tremblay, 1993; Malo and Bourque, 1993; Tremblay and Pinet, 1994a). Sites occur mainly in the Dunnage Zone (Fig. 5.5), the majority being located along the BBL and in the Mont-Orford, Asbestos, and Thetford Mines ophiolitic complexes (Fig. 5.1). Most sites occur in 100 m to km-wide blocks of massive, serpentinized ultramafic rocks and exhibit various fault orientations, slip movements and chrysotile veins. Slickenside lineations are well developed and consist mainly of brucite and antigorite fibers (Fig. 5.6d), or with lesser amounts of chrysotile, talc, picrolite, or iron carbonates. Special attention was taken during the collection of data in serpentinites because magnetite is sometimes abundant. Almost all paleostress reconstructions show a reverse fault regime with most  $\sigma_1$  axes oriented nearly perpendicular to the regional Acadian/Taconian structures, except at sites 40 and 41 where they are oblique to the E-W trending inflection of the BBL. Computed  $\sigma_1$  axes are very consistent along the BBL, with an average direction of N107-N287, except at sites 39 and 42 where they have a

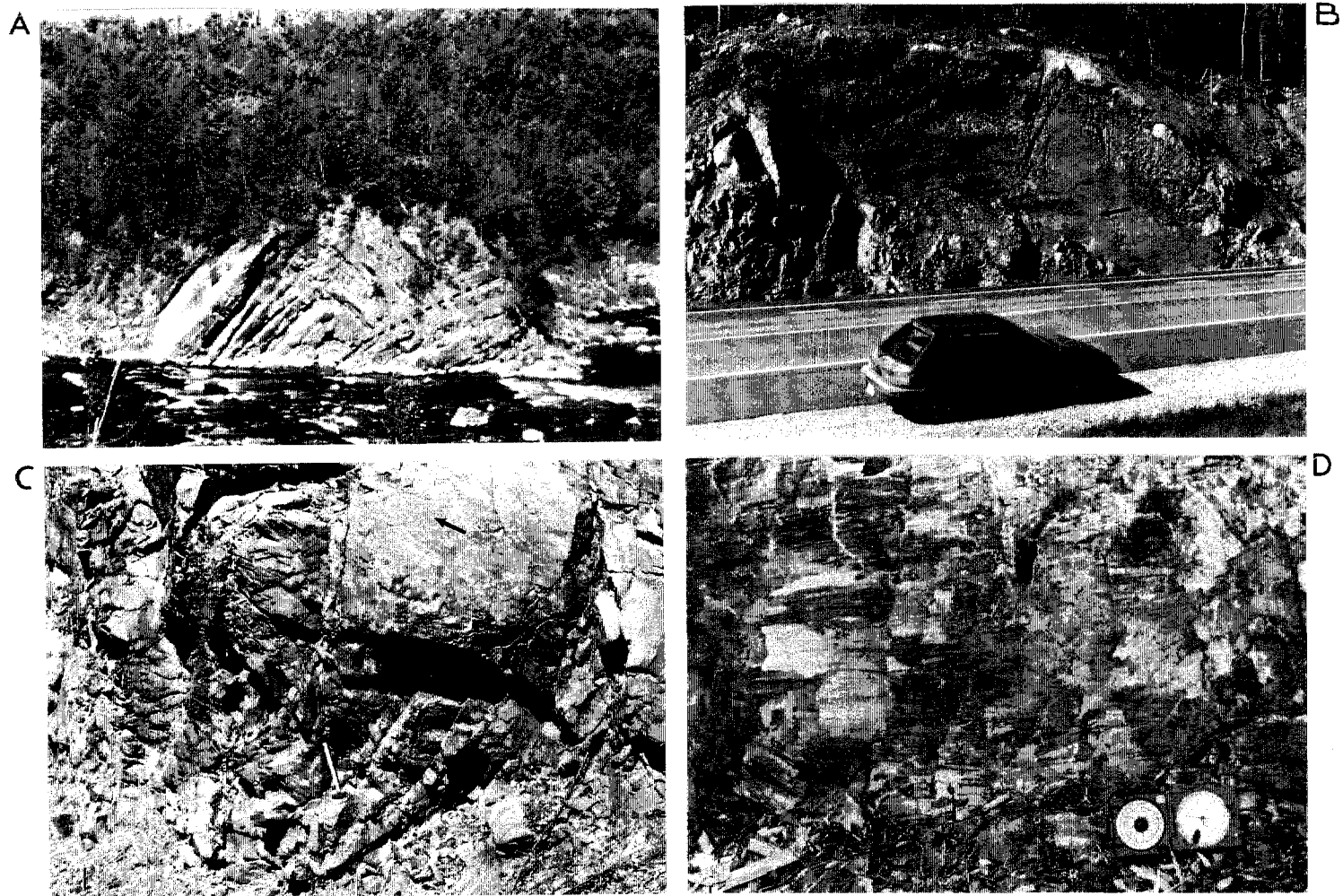


Figure 5.6: (a) Bedding-parallel thrust ramp (dashed line) associated to an open upright anticline in the Taconian foreland, near Québec City (site 44). (b) E-W trending, south dipping, dextral (black arrow) strike-slip fault at site 87 in the Humber Zone. (c) Open Taconian syncline crosscut by a dextral oblique-slip fault in the area of site 18. (d) Dextral strike-slip fault with slickenside lineations of brucite in serpentinized harsburgite at site 30.



more NW-SE direction. All  $\sigma_3$  axes (except at site 41) are nearly vertical. The ratio  $\Phi$  varies from 0.12 to 0.57 with an average of 0.35.

*5.3.2.4. Paleostress of the Dunnage Zone and Gaspé Belt in northern Québec Appalachians*

Sites in Gaspé and northern New Brunswick are mostly located in Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt (Fig. 5.5). Seven sites in New Brunswick occur in the Ordovician rocks of the Dunnage Zone, close to the Acadian Rocky Brook-Millstream fault. Trends and dips of mesoscopic faults for each site have been compiled on the regional compilation map presented on Fig. 5.7. Most subvertical ( $70^\circ$ - $90^\circ$ ) mesoscopic faults are nearly parallel to regional and adjacent local faults. Dextral shears are observed mainly on ENE-WSW to E-W trending faults, and sinistral shear on NNW-SSE trending faults. Moderately to shallow dipping faults show dip-slip slickenlines and occur mostly parallel to regional, reverse, NE-SW trending fault zones. The directions of  $\sigma_1$  axes are consistent from site to site and indicate a ESE-WNW compression with an average of N118-N298 (Fig. 5.5). The plunge of  $\sigma_1$  axes varies between  $0^\circ$  and  $24^\circ$ , with an average of  $06^\circ$  (Table IV).  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes are nearly vertical or horizontal depending on the stress state, although some sites show intermediate positions between reverse and strike-slip faulting (see Table IV). Faults at sites located close to NE-SW striking, regional, reverse faults mostly show a pure compressional stress regime ( $\sigma_3$  vertical), whereas a strike-slip fault regime is mainly observed along E-W and ENE-WSW trending fault zones.

No difference in the ratio  $\Phi$  occurs between the southern Québec and Gaspé-New Brunswick Appalachians. The  $\Phi$  ratio varies from 0.04 to 0.60 with an average of 0.26.

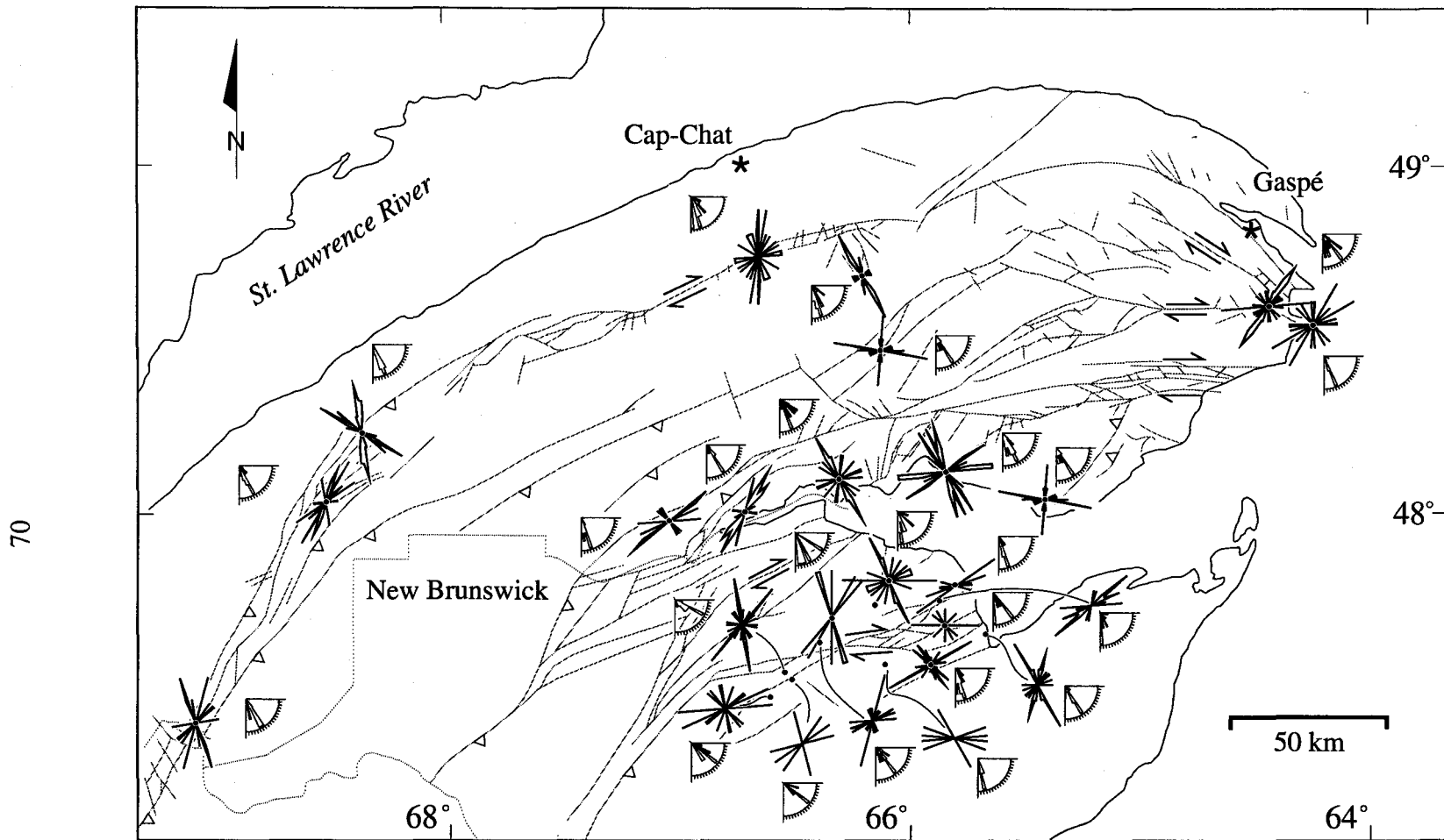


Figure 5.7: Geometry of Acadian mesoscopic and regional thrusts and strike-slip faults in the Gaspé Belt, northern Québec Appalachians. Rose diagrams and dip of striated faults used in this paper for the paleostress analysis. Site numbers are shown on Fig. 2. More details in text.



## 5.4. DISCUSSION

ESE-WNW oriented  $\sigma_1$  paleostress axes inferred in the Humber Zone and Dunnage Zone - Gaspé Belt domain are clearly co-axial. In the Humber Zone, two stress regime were determined: (1) an early, pure compressional regime followed by (2) a dominant strike-slip fault regime. In the Dunnage Zone - Gaspé Belt domain, only one phase of ESE-WNW directed compression was determined. In the following section we shall discuss the relationship between orogenic events (Acadian - Taconian) and directions of paleostress axes presented in this paper.

### 5.4.1. Taconian stress in the Humber Zone

In the Humber Zone, the first ESE-WNW compression is clearly associated with imbricated thrusts and folds of the Appalachian foreland. Structures consist mostly of shallowly dipping thrust faults, and fault-propagation folds which are characteristic of thin-skinned tectonics (Suppe and Medwedeff, 1990). Reconstructed paleostress axes are mechanically compatible with the 3-D geometry of regional and mesoscopic faults. The orientation of fault-slip herein determined are similar to regional Taconian thrusts, and the dips of mesoscopic faults are similar to those on shallow dipping regional thrusts interpreted on seismic profile (see Line 2001: St-Julien et al., 1983; Spencer et al. 1989).  $\sigma_1$  axes are nearly perpendicular to the regional trend of Taconian folds and faults and their directions are similar throughout the external domain. Directions of computed  $\sigma_1$  axes are similar to the direction of Taconian stretching lineations found in the internal part of the Humber Zone west of the BBL (Fig. 5.8). Along this zone, stretching lineations trend from E-W to NW-SE and are associated with the regional Taconian foliation. Unusual trends are due to reorientation by the later, regional Acadian folding event (Tremblay and Pinet, 1994a).

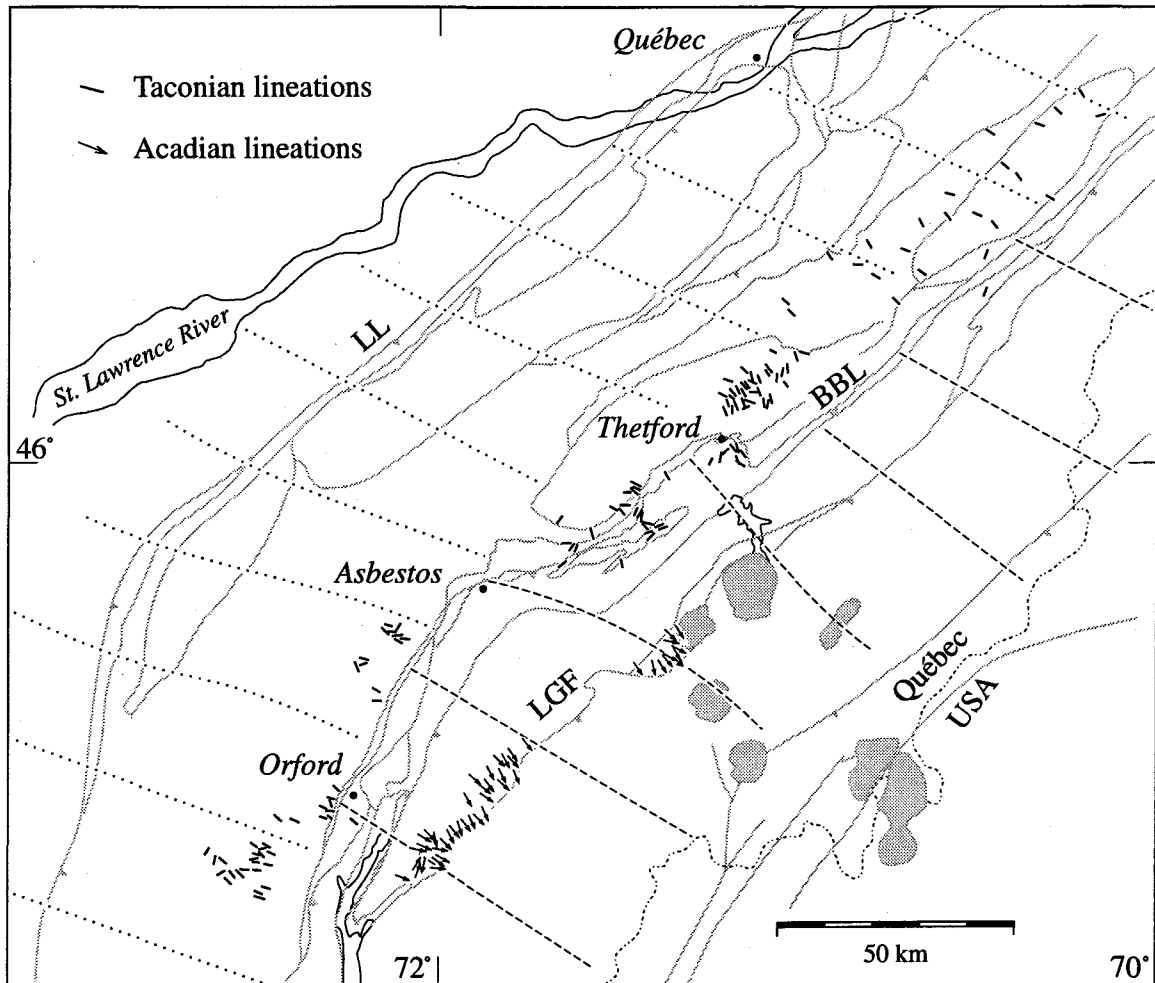


Figure 5.8: Compilation map of stretching lineations along the Baie Verte-Brompton line and the La Guadeloupe fault (from Tremblay and Pinet, 1994a, 1994b). Note the correspondance between the trajectories of  $\sigma_1$  axes (dotted line: Taconian, dashed line: Acadian) and the direction of stretching lineations along the BBL and the La Guadeloupe Fault (LGF).

The curvature of Taconian as well as Acadian structures in Gaspé is interpreted in term of collisional processes along the inherited geometry of the Québec Reentrant and St. Lawrence Promontory (Stockmal et al., 1990; Malo et al., *in press*). In the Humber Zone of Gaspé, the directions of computed  $\sigma_1$  axes are similar to those observed in central and southern Québec, but the bulk direction is oblique to ENE-WSW Taconian thrusts. This suggests that the initial geometry of the margin did not significantly influence the regional stress state during the Taconian Orogeny.

Conjugate and reverse striated faults in the Humber Zone were developed during a process of crustal shortening and represent a secondary fault system which is closely associated with ductile and brittle-ductile, east-dipping thrusts. Folds axes in the foreland are transected by regional thrusts (Paradis and Faure, 1994), indicating that the faulting event occurred during the latest stages of Taconian folding. This may explained why computed  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  or  $\sigma_3$  axes are nearly horizontal, and why fault sets were not subsequently disturbed by tilting or rotation. Paleostress axes reconstructed from brittle faults in the external part of the belt are interpreted as recording the bulk direction of westward convergence of Cambro-Ordovician terranes against the Laurentian margin.

#### **5.4.2. Acadian stress in Dunnage Zone and serpentinites of southern Québec**

Most computed paleostress tensors reconstructed in serpentinites of southern Québec indicate a pure compressional regime. Direction of  $\sigma_1$  axes are nearly perpendicular to regional folds and faults, including the BBL. Compressional stress axes are consistent with stretching lineations found within the La Guadeloupe fault (Fig. 5.8). Lineations in this ductile shear zone show a systematic SE dip and shear-sense indicators are consistent with NW-directed transport (Tremblay et al., 1989; Tremblay and Malo, 1991).

The measurement of fault-slip and determination of paleostress axes in serpentinites may conducted to hazardous interpretations. Blocks of ultramafic rocks within the shaly matrix of the Saint-Daniel Mélange are bounded by the subvertical NNE-SSW trending schistosity (Cousineau, 1991) or high strain shear zones in the ophiolitic

complexes (O'Hanley, 1986). Most mappable ultramafic blocks along the BBL in southern Québec are symmetrically elongated, and mesoscopic observations in the third dimension suggest that stretching and shortening directions lie respectively parallel and perpendicular to the regional cleavage. Curved slickenside lineations, which is a sign of block rotations (Twiss and Gefell, 1990; Twiss et al., 1991), are almost absent (<1% of the data). Thus, at a first approximation, the finite deformation seems to have been accommodated by pure constriction or flattening during co-axial deformation. Serpentinities in ultramafic blocks close to the contact with surrounding sedimentary rocks have a rough, disjunctive, and anastomosing cleavage typical of a phacoidal-shaped structure. Deformation decreases rapidly towards the interior of the blocks; inner parts are relatively unstrained and dominated by lozenge-shaped block patterns and planar surfaces.

Most measured faults in serpentinized ultramafic rocks occur in low strain zones without sign of internal rotation and are believed to be related to the final incremental deformation. Although that fault geometry is complex, the orientation of  $\sigma_1$  axes remains constant from site to site. As O'Hanley (1986) mentioned, the dimension of the ultramafic block can affect the internal rheology and was an important control on the formation of chrysotile veins at Thetford Mines and Asbestos. Once small blocks are serpentinized, they weaken, develop a foliation, and will not develop veins of chrysotile, whereas larger blocks will be less serpentinized and thus stronger, hence will develop fibrous veins. Chrysotile veins in the Thetford Mines ophiolite are not deformed, indicating that they formed during the latest phase of deformation. Almost all measured faults in the ophiolite crosscut these chrysotile veins, suggesting that brittle faults represent a late expression of the continental deformation.

#### **5.4.3. Acadian stress in the Gaspé Belt of northern Québec-northern New Brunswick Appalachians**

Acadian deformation in Gaspé and northern New Brunswick is related to a transpressional regime during the development of major strike-slip faults (Kirkwood and Malo, 1993; van Staal and Fyke, 1991; De Roo and van Staal, 1994). Regional structures

consist of (1) major NE-SW trending reverse faults, and (2) E-W, subvertical, dextral strike-slip faults that transect NE trending folds axes (Malo and Béland, 1989; Malo and Bourque, 1993). Regional faults are characterized by narrow bands (100 m) of highly strained rocks and are bounded by km-wide brittle-ductile, low strain zones (Kirkwood and Malo, 1993). Folds are open and upright between major fault zones, but are inclined and tighter close to regional faults where they have a clockwise rotation like the regional cleavage (Malo and Béland, 1989).

The difference or similarity in trend of mesoscopic faults and regional fault zones (Fig. 5.7) can be compared to evaluate the empirical self-similarity of faulting. Most measured faults trends are consistent with local and regional fault trends: subvertical mesoscopic fault sets are nearly parallel to E-W and ENE-WSW regional faults, whereas moderately dipping, striated faults are parallel to NE-SW regional reverse faults. Trends and shear sense at two different scales are similar, suggesting that the striated faults used in this paper represent a subsidiary fault system of the dextral Acadian transpressive tectonism. This self-similarity has an important implication because it can be used to determine the kinematics of a regional fault network, in which the sense of each fault is not always determinable in the field.

All faults measured in Gaspé occur in low strain zones. Directions of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes in sites located far from regional strike-slip faults (sites 67, 78, 79, 81a and 135) are similar to those determined in sites close to regional faults (sites 75, 133, 140, and 143). This similarity of direction over a wide area suggests that no significant rotation occurred during the folding-faulting events. If striated faults are assumed to have formed during transpressive tectonism, it implies that the transcurrent motion was localized in broad zones of high strain deformation. Because folding preceded the faulting event (Malo and Béland, 1989), we can consider that most striated faults formed during the latest stages of development of the belt, and consequently that they record one of the latest incremental deformations.

Direction of mesoscopic faults, and positions of  $\sigma_1$  axes relative to regional dextral shear zones agree with a theoretical, two-dimensional, strike-slip tectonic model. The orientation and sense of slip observed are, moreover, consistent with the various types of

secondary shear fractures expected in this model (Sylvester, 1988). In sites close to E-W and ENE-WSW trending regional faults, ENE-WSW to NE-SW trending slip-faults might be interpreted in terms of Riedel (R) and synthetic strike-slip faults (P) and NNW-SSE slip-faults as conjugated Riedel (R') faults. Orientations of  $\sigma_1$  axes relative to ENE-WSW and E-W trending, regional, dextral strike-slip faults, vary between  $30^\circ$  and  $50^\circ$ , which is consistent with the theoretical angle induced by fracturing in a Riedel model of right simple shear (Sylvester, 1988). In the southwestern sector of the belt,  $\sigma_1$  axes become more perpendicular to NE-SW to NNE-SSW oriented, regional reverse faults.

#### **5.4.4. Strike-slip fault in Humber Zone and St. Lawrence Lowlands: Taconian or Acadian?**

In the Humber Zone, the direction of  $\sigma_1$  axes belonging to the second compressional stress regime is the same as the bulk direction of compression determined for the first compression. The main difference is the attitude of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes: during the first compression,  $\sigma_3$  axes were nearly vertical, whereas they became nearly horizontal during the second compression. The origin of this stress permutation is, however, problematic because it may correspond either to a late stage tectonism related to the Taconian Orogeny, or may represent a far-field stress caused by the Acadian compression. The age of the later compression is moreover difficult to establish considering the fact that Silurian and Devonian rock cover in the Humber Zone is absent.

Permutation of stress axes and developement of strike-slip faults during mountain building are common (Letouzey, 1986; Hancock and Bevan, 1987; Glen, 1992). The permutation of stress axes could be related to various factors including plate kinematic changes, plate interactions and boundary conditions, thermo-mechanical conditions, local stress/strain perturbations, etc. One possible cause of the  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes permutation could be the decrease of the confining stresses due to a lateral escape parallel to the belt. However, in such context, strike-slip faults and linked faults are more ductile, the value of the acute angle between conjugate faults is higher than the average angle observed in the Appalachian foreland, and thrusts and strike-slip faults are mutually crosscutting

(Royden, 1983; Davison, 1994). Considering the second compression as a late expression of the Taconian compression, we would expect: (1) a transitional phase between the pure compressional and pure strike-slip stress regimes, and (2) intermediate positions during permutation of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes in reconstructed stress tensors. The absence of a transitional phase and intermediate positions is more compatible with two different states of stress and tectonic regimes.

Strike-slip faults in the Humber Zone foreland crosscut thrust faults indicating that they occurred after the main episode of shortening. Similar crosscutting relationships between strike-slip and Taconian thrusts have been observed in the New England foreland along the Champlain thrust (Stanley, 1974). Based on the small angle of shear failure from deduced position of  $\sigma_1$  axes, experimental compression tests, quartz deformation lamellae, and the mineralogical assemblage, Stanley (1974) suggested that strike-slip faults in this area were developed at depths of less than 1.8 km (550 b) and under a temperature of less than 200°C. The brittle behavior of the deformation and the shallow depth of strike-slip faulting, however, could be interpreted as a drastic change during the late stage development of the Taconian Orogeny or might be related to a completely different tectonic event.

The presence of Acadian cleavage in the internal part of the Humber Zone of southern Québec (Tremblay and Pinet, 1994a) unambiguously indicates that Taconian structures are overprinted by Acadian deformation. Taconian faults and folds in the external zone of Gaspé are crosscut by Acadian structures (De Romer, 1976; Slivitzky et al., 1991). The extent of the Acadian deformation in the external zone of southern Québec Appalachians is, however, more problematic. A late penetrative cleavage has been observed locally in the external zone (St-Julien and Hubert, 1975; Charbonneau, 1980; Vallières, 1984), but no other structures have been clearly assigned to the Acadian Orogeny. Taking into account that the eastern part of the Humber Zone suffered a second orogenic deformation, and that strike-slip faulting occurred under low temperature/pressure conditions, the strike-slip stress regime identified during this study is interpreted as a manifestation of a far-field stress related to an ESE-WNW Acadian compression rather than a late expression of the Taconian Orogen.

In the platformal sequence of the St. Lawrence Lowlands, most regional faults (Fig. 5.3) are normal and are related to the emplacement of the Monteregian Hills during Cretaceous time (Kumarapelli and Saull, 1966; Clark, 1972). However, mesoscopic strike-slip faults and ESE-WNW compression was observed at 4 sites, indicating that some of these regional faults could have developed under the ESE-WNW compressional event. The compression has been reconstructed in Ottawa region, at 225 km from the Appalachian tectonic front (Logan Line). This is the first evidence of compressional deformation found in this area. At site 50, a N166/70 sinistral fault that is mechanically compatible with this compression is crosscut by a Cretaceous sill indicating the Pre-Mesozoic age of strike-slip faults movement. The Chambly-Fortierville syncline and numerous fold axes in Montreal area (Fig. 5.3) are related to the westward progression of allochthonous nappes over the platformal sequence (Globenski, 1987). The folding event is inferred to have occurred during late stage development of the Taconian Orogeny because it affected Upper Ordovician, syn- to postorogenic flysch of the Queenston Group (Clark, 1972; Globensky, 1987). Fold axes were deflected according to their proximity to the Proterozoic Ottawa-Bonnechère Graben. This graben may have acted as an embayment which accommodated differential shortening relative to an adjacent buttress against the Adirondack and Grenville basements. The strike-slip fault tectonism in the Ordovician platform and computed ESE-WNW compressional axes are correlated with the Acadian compression because they are nearly parallel to the second ESE-WNW compressional axes recognized in the Humber Zone (inset Fig. 5.3). However, the ESE-WNW compression in the St. Lawrence Lowlands could also represent a far-field expression of the Taconian Orogeny into the foreland basin.



## 5.5. CONCLUSION

The analysis of fault-slip data in term of paleostress reconstruction contitutes a new insight and a complementary approach for the tectonic evolution of the Québec-New Brunswick Appalachians as well as in the St. Lawrence platform. The 3-D geometry of mesoscopic faulting in the Appalachians foreland and the states of stress have been established for the Taconian and Acadian orogens. This study illustrated how methods of paleostress reconstruction can be apply to a polydeformed belt and compared with regional ductile deformation.

In the St. Lawrence Lowlands, the brittle deformation and the ESE-WNW compression have been recognized far into the platform (225 km from Logan Line) and for the first time in the Ottawa region. The compression is dominated by strike-slip faulting and is attributed to the Acadian deformation.

In the Humber Zone, the polydeformed aspect of the brittle deformation is outlined for the first time. We have distinguished two co-axial ESE-WNW compressions with permutation of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes. In the external domain of the Humber Zone, the first deformation is associated with thin-skinned tectonics and is characterized by a thrust-dominated stress regime that develop synchronously with the Taconian regional folding-faulting event. The mode of fracturing evolves into a strike-slip-dominated stress regime which is characterized by a system of conjugate ENE-WSW dextral and NW-SE sinistral strike-slip faults which crosscut the thrust faults. The age of this later compression is not constrained, but based on mechanical considerations and the drastic change in the mode of faulting and state of stress, the second ESE-WNW compression is correlated to a far-field stress of the Acadian Orogeny.

In the Dunnage Zone and the Gaspé Belt of southern Québec Appalachians, the Acadian deformation is characterized by a pure compressional stress regime. Most paleostress tensors were reconstructed along the BBL in serpentinites of the Dunnage Zone. The similarity in direction of  $\sigma_1$  axes throughout this rock unit suggests that no significant rotation occurs during formation of slickenside lineations. Application of stress

inversion methods in such rocks is therefore useful to characterize brittle deformation that is otherwise difficult to document.

In Gaspé, the Acadian deformation is characterized by both strike-slip and pure compressional strike-slip stress regimes depending on the direction of regional and local faults. The geometry of mesoscopic faulting is more complex and variable than previously proposed (Malo and Béland, 1989). The direction of  $\sigma_1$  axes is constant throughout the Gaspé Peninsula, suggesting that observed faults occur during late stage development of the dextral transpressive tectonism.

### **Acknowledgements**

This study was supported by a doctoral fellowship of the FCAR (Fonds pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche) to S. Faure and by a NSERC operational grant (OGP 15029) to A. Tremblay. Discussions throughout this project with D. Kirkwood and P. Sack were appreciated. Thanks are due to K. Dewing for the reviewing of an earlier version of the manuscript.

## 5.6. References

- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 5835-5848.
- Angelier, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, **11**: 37-50.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, **103**: 363-376.
- Angelier, J. 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectoniques de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **312**: 1213-1218.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In Continental deformation. Edited by P.L. Hancock. Pergamon Press, Oxford*, pp. 53-100.
- Angelier, J., and Manoussis, S. 1980. Classification automatique et distinction de phases superposées en tectonique cassante. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris (D)*, **290**: 651-654.
- Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.T., and Lee, T.Q. 1990. Tectonic analysis and evolution of a curved collision belt: The Hsüehshan Range, northern Taiwan. *Tectonophysics*, **183**: 77-96.
- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions principales de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société géologique de France*. **11**: 729-737.
- Bergerat, F. 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**: 99-132.
- Bird, J.M., and Dewey, J.F. 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 1031-1060.
- Blès, J.L., and Gros, Y. 1991. Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, **194**: 265-277.
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, **96**: 109-117.

Bourque, P.-A., Brisebois, D., and Malo, M. 1995. Middle Paleozoic rocks of Québec and adjacent New Brunswick. *In The Appalachian/Caledonian region: Canada and Greenland. Edited by H. Williams. Decade of North American Geology volume F-1.*

Carey, E., and Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris (D)*, **279**: 891-894.

Charbonneau, J.M. 1980. Région de Sutton. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-681, 89 p.

Clark, T.H. 1972. Montréal area. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Geological Rapport RG-152, 244 p.

Colpron, M. 1990. Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber Zone, Brome Lake area, Quebec. M.Sc.Thesis, University of Vermont, Burlington.

Cousineau, P.A., and Tremblay, A., 1993. Acadian deformations in the southwestern Quebec Appalachians. *In The Acadian Orogeny: recent studies in new England, Maritime Canada, and Autochthonous Foreland. Edited by D.C. Roy and J.W. Skehan. Geological Society of America, Special Paper 275, pp. 85-99.*

Cousineau, P.A. 1991. The Rivière des Plante ophiolitic Mélanges: tectonic setting and mélange formation in the Québec Appalachians. *Journal of Geology*, **99**: 81-96.

Davison, I. 1994. Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional. *In Continental deformation. Edited by P.L. Hancock. Pergamon Press, Oxford, pp. 121-141*

De Romer, H.S. 1976. Age and style of mesostructures in north-central Gaspé, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**: 1537-1544.

De Roo, J.A., and van Staal, C.R. 1994. Transpression and extensional collapse: Steep belts and flat belts in the Appalachian Central Mobile Belt, northern New Brunswick, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **106**:541-552.

Dupin, J.-M., Sassi, W., and Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1033-1043.

Etchecopar, A, Vasseur, G., and Daignières, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**: 51-65.

Fleischmann, K.H., and Nemcok, M. 1991. Paleostress inversion of fault-slip data using the shear stress solutions of Means (1989). *Tectonophysics*, **196**: 195-202.

- Glen, R.A. 1992. Thrust, extensional and strike-slip tectonics in an evolving Paleozoic orogen - a structural synthesis of the Lachlan Orogen of southeastern Australia. *Tectonophysics*, **214**: 341-380.
- Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Mémoire MM 85-02, 63p.
- Guiraud, M., Laborde, O., and Philip, H. 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, **170**: 289-316.
- Hancock, P.L., and Bevan, T.G. 1987. Brittle modes of foreland extension. *In* Continental Extensional tectonics. *Edited by* M.P. Coward, J.F. Dewey, and P.L. Hancock. Geological Society of America, Special Publication 28, pp. 127-137.
- Hesse, R., and Dalton, E. 1991. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Québec Appalachians. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: 775-790.
- Kirkwood, D., and Malo, M. 1993. Across-strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Quebec Appalachians. *Canadian Journal Earth Sciences*, **30**: 1363-1373.
- Kumarapeli, P.S., and Saull, V.A. 1966. The St. Lawrence Valley system: A North American equivalent of the East African Rift system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **3**: 639-658.
- Laird, J., Lanphere, M.A., and Albee, A.L. 1984. Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. *American Journal of Science*, **284**: 376-413.
- Letouzey, J. 1986. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, **132**: 215-231.
- Malo, M., and Béland, J. 1989. Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Québec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1764-1777.
- Malo, M., Kirkwood, D., De Broucker, G., and St-Julien, P. 1992. A reevaluation of the position of the Baie Verte - Brompton Line in the Québec Appalachians: the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. *Canadian Journal Earth Sciences*, **29**: 1265-1273.
- Malo, M., and Bourque, P.A. 1993. Timing of the deformation events from Late Ordovician to mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *In* The Acadian Orogeny: recent

studies in new England, Maritime Canada, and Autochthonous Foreland. *Edited by D.C. Roy and J.W. Skehan. Geological Society of America, Special Paper 275, pp. 101-122.*

Malo, M., Tremblay, A., Kirkwood, D., and Cousineau, P. *in press.* Along-strike structural variations in the Acadian external zone of the Québec Appalachians: consequence of a collision along an irregular margin. *Tectonics.*

Marquis, R. 1989. L'anticlinorium des Monts Sutton, Richmond, Québec. Ph.D. Thesis, Université de Montréal, Québec.

O'Hanley, D.S. 1986. The origin of the chrysotile asbestos veins in southeastern Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences, 24:* 1-9.

Paradis, S., and Faure, S. 1994. Relations between deformation and cupriferous mineralization within the external nappe domain of the Quebec Appalachians. *Economic Geology, 89:* 936-943.

Rhéaume, P., and Schrijver, K. 1991. Structural analysis of Bic fault, a thrust-related strike-slip fault of the external domain of the Taconic Orogen, Appalachians, Quebec, and metallogenic implications. *Canadian Journal Earth Sciences, 28:* 788-799.

Rodgers, J. 1970. *The tectonics of Appalachians.* New York, Wiley-Interscience, 271p.

Royden, L. 1983. Evolution of the Pannonian basin system, 1. *Tectonics, 2:* 63-90.

Simonetti, A., and Doig, R. 1990. U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences, 27:* 881-892.

Slivitzky, A., St-Julien, P., and Lachambre, G. 1991. Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 88-14.

Spencer, C., Green, A., and Morel-à-l'Huissier, P. 1989. The extension of Grenville Basement beneath the Northern Appalachians: results from the Quebec-Maine seismic reflection and refraction surveys. *Tectonics, 8:* 677-696.

Stanley, R.S. 1974. Environment of deformation, Monkton Quartzite, Shelburne Bay, western Vermont. *Geological Society of America Bulletin, 85:* 233-246.

Stanley, R.S., and Ratcliffe, N.M. 1985. Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geological Society of America Bulletin, 96:* 1227-1250.

St-Julien, P., Hubert, C., Skidmore, B., and Béland, J. 1972. Appalachian structure and stratigraphy, Québec. 24<sup>th</sup> International Geological Congress, Montréal, 1972, Guidebook, AC-56. 99 p.

St-Julien, P., and Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, **275-A**: 337-362.

St-Julien, P., Slivitsky, A., and Feininger, T. 1983. A deep structural profil across the Appalachians of southern Quebec. *In Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains. Edited by R.D. Hatcher, Jr., H. William and I. Zietz. Geological Society of America, Memoire 158*, pp. 103-111.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., and Quinlan, G.M. 1987. Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1098-1107.

Suppe, J., and Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**: 409-454.

Sutter, J.F., Ratcliffe, N.M., and Musaka, S.B. 1985. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K-Ar data bearing on the metamorphic and tectonic history of western New England. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 123-136.

Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1666-1703.

Tremblay, A. 1992. Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, **292**: 229-252.

Tremblay, A., St-Julien, P., and Labbé, J.Y. 1989. Mise à l'évidence et cinématique de la faille de la Guadeloupe, Appalaches du Sud du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1932-1943.

Tremblay, A., and 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**: 1218-1229.

Tremblay, A., Malo, M., and St-Julien, P. 1995. Dunnage Zone-Quebec. *In The Appalachian/Caledonian region: Canada and Greenland. Edited by H. Williams. Decade of North America Geology volume F-1*.

Tremblay, A., and Malo, M. 1991. Significance of brittle and plastic fabrics in the Massawippi Lake fault zone, Canadian Appalachians. *Journal of Structural Geology*, **13**: 1013-1023.

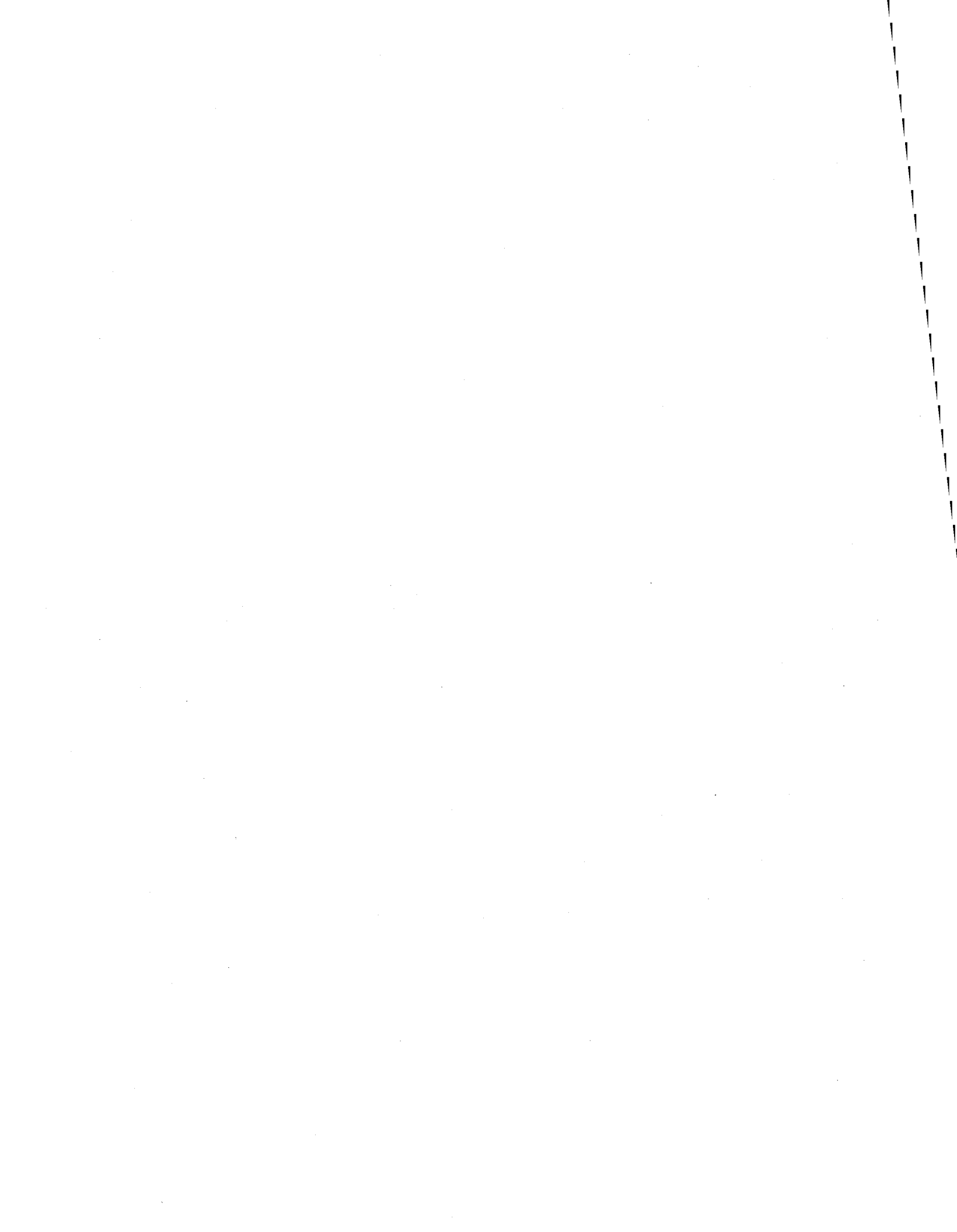
- Tremblay, A., and Pinet, N. 1994a. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 1172-1181.
- Tremblay, A., and Pinet, N. 1994b. Signification des linéations d'allongement dans les Appalaches du sud du Québec. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris (D)*, **319**: 1079-1084.
- Trudel, C., and Malo, M. 1993. Analyses des contraintes par méthodes graphiques dans une zone de coulissage: exemple de la région de Matapédia, Gaspésie, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 591-602.
- Twiss, R.J., and Gefell, M.J. 1990. Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. *Journal of Structural Geology*, **12**: 471-481.
- Twiss, R.J., Protzman, G.M., and Hurst, D. 1991. Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics*, **186**: 215-239.
- Vallières, A. 1984. Stratigraphie et structure de l'orogène taconique de la région de Rivière du Loup, Québec. Ph.D. thesis, Université Laval, Québec.
- van Staal, C.R., and Fyke, L.R. 1991. Dunnage and Gander Zones, New Brunswick: Canadian Appalachian region: New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mineral Resources, Geoscience Report 91-2, 39 p.
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, **59**: 118-130.
- Williams, H. 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 797-807.
- Williams, H., and Talkington, R.W. 1977. Distribution and tectonic setting of ophiolites and ophiolitic mélanges in the Appalachian orogen. *In North American Ophiolites, Geology and Mineral Industries Bulletin*, **95**: 1-11.
- Williams, H., and St-Julien, P. 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. *In Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. Edited by P. St-Julien and J. Béland. Geological Association of Canada, Special Paper 24*: 177-207.
- Williams, H., and Hatcher, R.D., Jr. 1982. Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen. *Geology*, **10**: 530-536.



Zoback, M.D., and Zoback, M.L. 1981. State of stress and intraplate earthquakes in the United States. *Science*, 213: 96-104.







## Chapitre 6

# **ALLEGHANIAN PALEOSTRESS RECONSTRUCTION IN THE NORTHERN APPALACHIANS: A MANIFESTATION OF INTRAPLATE DEFORMATION BETWEEN LAURENTIA AND GONDWANA**

**Stéphane Faure<sup>1</sup>, Alain Tremblay<sup>1</sup>, and Jacques Angelier<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut national de la recherche scientifique, INRS-Géoressources, 2700 rue Einstein,  
Ste-Foy, Québec, G1V 4C7

<sup>2</sup>Université P. et M. Curie, Laboratoire de Tectonique Quantitative, Tour 26-25, E1, 4  
place Jussieu, 75252 Paris, Cedex 05, France

Manuscrit soumis le 28 janvier à *Geological Society of America Bulletin*

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

Faure, S., Tremblay, A. et Angelier, J. (2006). Alleghanian paleostress reconstruction in the northern appalachians : a manifestation of intraplate deformation between laurentia and gondwana. *Bull. Geol. Soc. America*. 108(11): 1467-1480.



## Chapitre 7

### PALEOSTRESS ANALYSIS OF ATLANTIC RIFTING IN THE QUEBEC - NEW ENGLAND APPALACHIANS

**Stéphane Faure<sup>1</sup>, Alain Tremblay<sup>1</sup>, and Jacques Angelier<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut national de la recherche scientifique, INRS-Géoressources, 2700 rue Einstein,  
Ste-Foy, Québec, G1V 4C7 Canada

<sup>2</sup>Université P. et M. Curie, Laboratoire de Tectonique Quantitative, Tour 26-25, E1, 4  
place Jussieu, 75252 Paris, Cedex 05, France

Manuscrit soumis le 7 décembre 1994 à la *Revue canadien des sciences de la Terre*



**Résumé**

Une étude microtectonique à partir de failles normales striées et de dykes jurassiques a permis de reconstituer l'orientation des paléocontraintes reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique dans les Appalaches du Québec et de la Nouvelle-Angleterre. L'analyse numérique par inversion des populations de failles a permis d'identifier, dans les Appalaches du Québec et dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, deux extensions orientées E-O et NO-SE. Ces deux extensions sont comparables à la direction moyenne de l'extension déduite à partir de l'orientation des dykes jurassiques en Nouvelle-Angleterre. Ces extensions sont interprétées comme le résultat de la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique au cours de la fragmentation de Pangea à la fin du Trias - début Jurassique. Le champ de contraintes correspondant serait relié au mouvement divergent entre ces deux continents. Les failles protérozoïques qui bordent le réentrant de Québec et les structures taconiques et acadiennes orientées N-S et NE-SO des Appalaches du Québec semblent avoir joué un rôle important sur la distribution des contraintes dans les parties supérieures de la lithosphère. Dans le sud du Québec, certaines failles normales régionales sont interprétées comme étant reliées à la formation de bassins sédimentaires mésozoïques au Massachusetts et au Connecticut et comme étant synchrones de la mise en place de dykes d'âge Jurassique inférieur et moyen dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre.

## 7.1. INTRODUCTION

Structural and sedimentological features related to the opening of the north Atlantic Ocean are well recorded along the east coast of Maritimes Canada and USA. Seismic and marine geology, oil-exploration and DSDP studies provided essential information concerning the development and evolution of continental crust fragmentation processes that led to the formation of this major ocean. Sedimentary basins and normal faults related to Late Triassic - Jurassic extension are well documented by the offshore geology. Onland, extensional features are however limited to a broad (100 km-wide) region along the northeastern edge of North America (Fig. 7.1). In the Québec Appalachians, the effect of Jurassic extension is recorded by dykes found at distances as great as 300 km to the west of the continental edge (Fig. 7.1), but no other type of structures have been clearly assigned to such extensional regime.

In this paper, we address the problem of Atlantic-type rifting through an extensive paleostress analysis of normal faults that are chronologically and mechanically consistent with extension of the north Atlantic Ocean. In Québec Appalachians, the presence of such brittle faults and dykes imply that intraplate deformation occurred in Jurassic times, and that faults and dykes record deformational processes that are otherwise difficult to document. Our results are also compared to extension directions deduced from the geometry of rift basins and dykes swarms in northeastern America and from paleostress analysis elsewhere in the northern Appalachians.

## 7.2. REGIONAL GEOLOGY

The Québec Appalachians include three principal lithotectonic assemblages: 1) Cambro-Ordovician rocks belonging to the St. Lawrence Lowlands, and to the Humber and Dunnage zones (St-Julien and Hubert 1975; Williams 1979), 2) Upper Ordovician to Devonian rocks of the Gaspé Belt (Bourque et al. 1995), and 3) Carboniferous cover rocks of the Maritimes Basin (Bradley 1982).

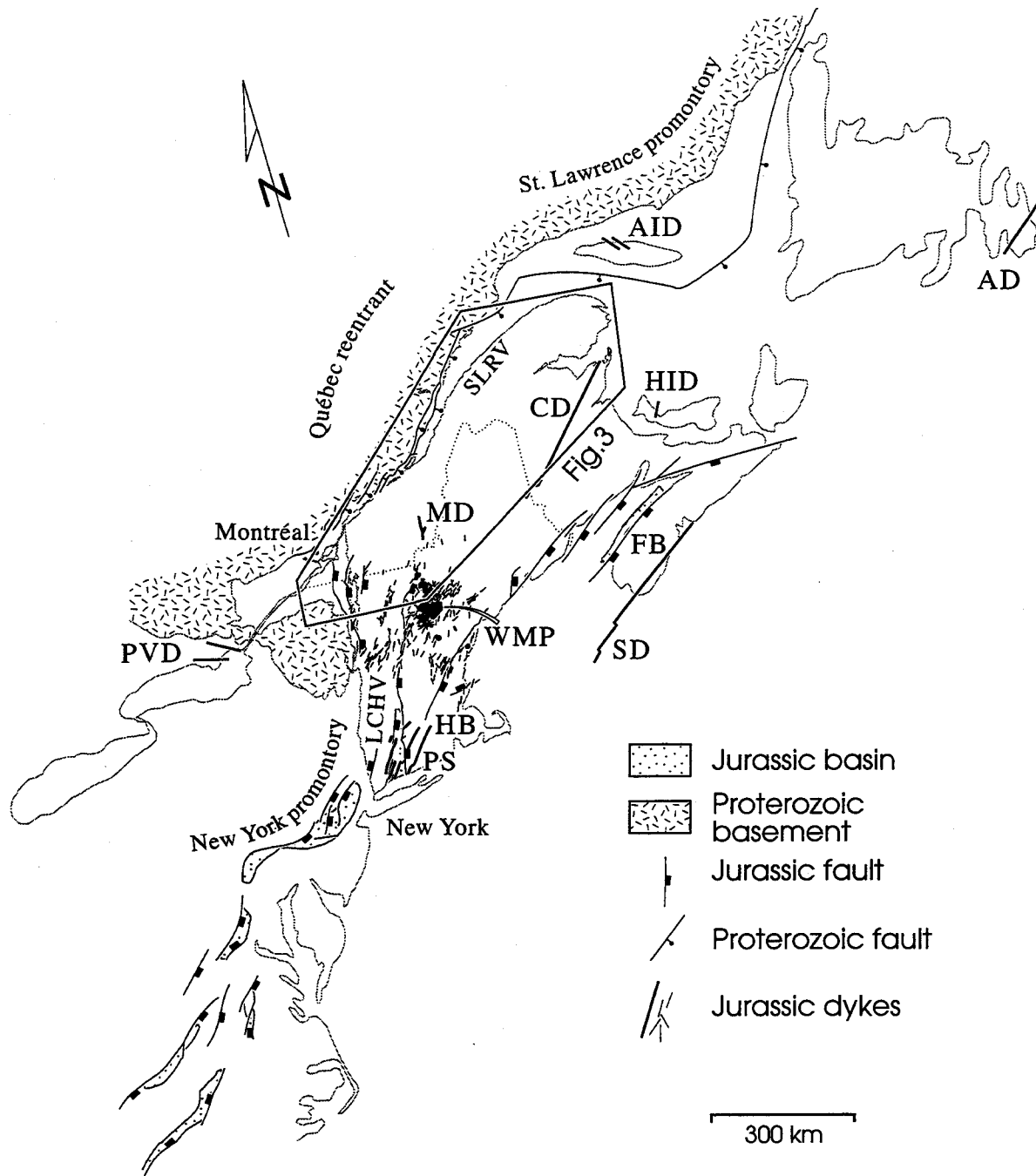


Figure 7.1: Distribution of Late-Triassic - Jurassic plutons, dykes, rift-basins, and faults in the northern Appalachians and adjacent regions. AID; Anticosti Island dikes, AD; Avalon dike, CD; Caraquet dyke, FB; Fundy basin, HB; Hartford basin, HID; Hog Island dike, LCHV; Lake Champlain - Hudson River valleys, MD; Mégantic dike; PVD; Picton and Varty Lake dikes, PS; Palisade sills, SD; Shelburne dike, SLRV; St. Lawrence River valley, WMP; White Mountains plutons.

In the northern Appalachians (Fig. 7.1), the present-day location of the Québec Reentrant and the New York and St. Lawrence promontories is interpreted as an inherited geometry of the western margin of early Paleozoic Iapetus ocean (Stockmal et al. 1987). In late Precambrian time, rift-related normal faults trending approximately N-S and NE-SW developed along the Laurentian craton, respectively parallel to the Lake Champlain - Hudson River valleys and to the St. Lawrence River valley. Since that time, these deep seated-structures played a major role in the tectonic evolution of the Appalachian mountain belt. Some of these normal faults were reactivated as thrust faults in southern Québec (St-Julien et al. 1983; Spencer et al. 1989) and serve as weakness planes for the development of major structures related to the Taconian (Middle-Late Ordovician) and/or the Acadian orogenies (Middle Devonian). Since the end of the Acadian orogeny, the Québec Appalachians essentially suffered from intracratonic brittle deformation related to Laurentia-Gondwana collision (Faure et al. submitted) during the Alleghanian orogeny (Early Permian), the youngest tectonic pulse of the Appalachian Belt (Williams and Hatcher 1983).

In Mesozoic time, the overall Appalachian belt was submitted to an extensional stress regime associated to Late Triassic - Early Jurassic break-up of Pangea and related Cretaceous magmatism (McHone et al. 1987; Manspeizer et al. 1989). The existence of  $178 \pm 8$  Ma dykes on Anticosti Island (Wanless and Stevens 1971) and of a  $195.5 \pm 1.4$  Ma dyke in southern Québec (Roddick et al. 1992) are the only evidence for Jurassic extension in the Québec Appalachians. Cretaceous magmatism belonging to Montereian plutons is confined to southern Québec and represents the youngest magmatic event (McHone 1978; Foland et al. 1986). However, the St. Lawrence River and Champlain Lake - Hudson River valleys are presently among the most seismically active regions in northeastern North America (Zoback et al. 1986; Hasegawa 1991).

### 7.3. PALEOSTRESS TENSOR ANALYSIS

Inversion of tectonic data through a compute based method was applied to striated faults of the Québec Appalachians of inferred post-Alleghanian age (Faure et al. 1994).

To determine the paleostress orientations from fault slip data, the numerical inversion method developed by Angelier (1984, 1989, 1994) was used. Results are expressed in terms of reduced stress tensors that give the attitude of the maximum ( $\sigma_1$ ), intermediate ( $\sigma_2$ ) and minimum ( $\sigma_3$ ) compressional stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , with pressure considered positive) and in terms of  $\Phi$  ratio [ $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ] that quantifies the variation in principal stress magnitudes.  $\Phi$  varies from 0 ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) to 1 ( $\sigma_1 = \sigma_2$ ), values that correspond respectively to prolate (cigar-shaped) and oblate (pie-shaped) stress ellipsoids. The average angle of the largest possible values of computed shear allow determination of the quality of the results for each data set and the consistency of each fault slip datum with the mean stress tensor is checked using individual misfit. For a discussion concerning calculation methods and their accuracy, see Etchecopar et al. (1981), Angelier (1984, 1989, 1990, 1994), Guiraud et al. (1989) and Dupin et al. (1993).

Qualitative determination of  $\sigma_3$  axes from dyke trends furnished complementary informations to characterize the paleostress directions. Extensional axes deduced from faults and dykes are compiled in order to reconstruct a paleostress map. Smoothed  $\sigma_3$  stress trajectories were determined using a computed distance-weighting method that take into account the effect of local stress deviations of the regional stress field (Lee and Angelier 1994).

### 7.3.1. Faults description and paleostress reconstruction

In the Québec Appalachians, most striated faults represent reactivated weakness planes, such as pre-existing faults, veins, joints or cleavages. Such faults commonly show irregular surfaces and are sealed by quartz, calcite, iron-carbonates, phyllosilicates and oxides minerals. The complexity of fault populations geometry commonly increases with the abundance of reactivated faults. Crosscutting or overprinting relationships between different generations of striae on a single fault surface are common. Neofomed faults usually affect most competent lithologies such as limestones, sandstones or basalts, and their fault-slip data sets are geometrically simple. Neofomed conjugate faults are mainly found in the St. Lawrence Lowlands and in Silurian and Devonian limestones. Fault

planes are filled by milky quartz (in sandstones) or carbonates minerals (in limestones) with minor amount of chlorite and/or white micas. Fault planes are commonly thin and planar, and show well-developed slickenside fibers and accretion steps. The offset along a single fault varies from a few centimeters to 1 m but some faults show offsets larger than 10 m. A typical example of neoformed fault crosscutting Ordovician limestones of the St. Lawrence Lowlands is shown in Fig. 7.2. In several sites, a network of subvertical extensional veins and joints are found in close association with normal faults.

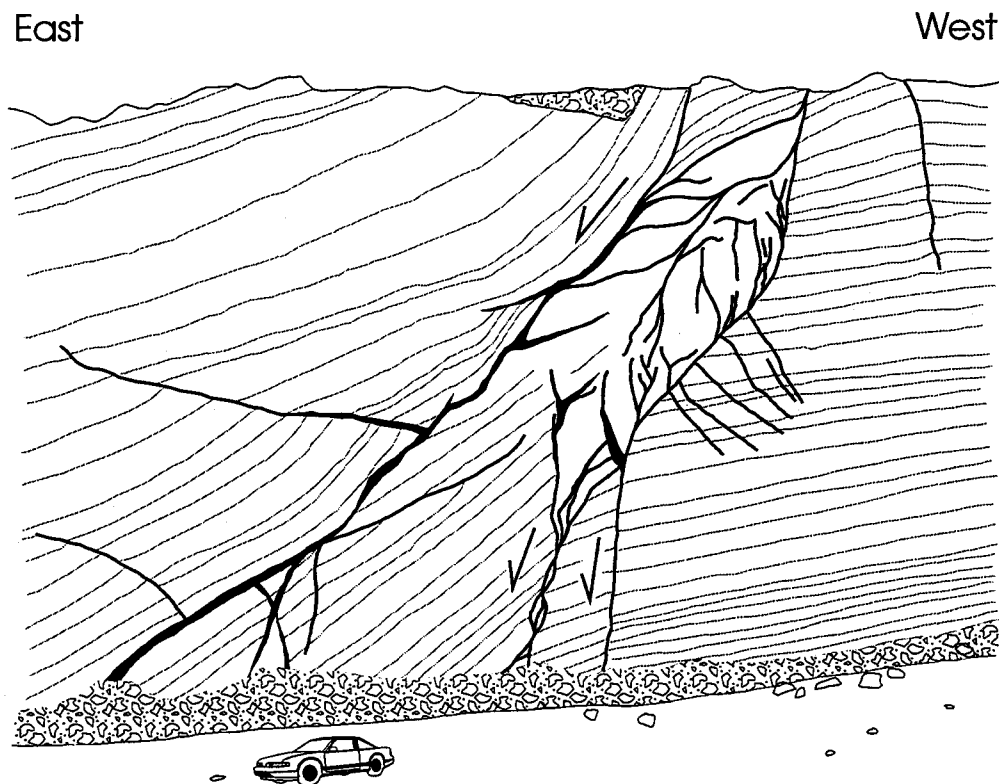


Figure 7.2: Neoformed normal faults in Ordovician limestones of the St. Lawrence Lowlands. Site 49 on figure 3, Saint-Isidore Station. Faults are black lines and bedding is marked by thin gray line.

A stress analysis has been applied in 28 sites using 224 striated faults showing similar kinematic and chronological relationships and orientations. Site locations, reference numbers, and the direction of Triassic-Jurassic  $\sigma_3$  axes determined at each site are shown in Fig. 7.3. Table VII summarizes, for each site, the most important parameters in these determinations: the number of striated faults used to compute the stress tensor, the orientation and dip of principal axes  $\sigma_3$  and  $\sigma_1$ , the  $\Phi$  values, and the average angles estimator (Ang). Most sites are located in southern Québec (Fig. 7.3). This geographic distribution is mainly controlled by the quality and density of outcrops and the road access possibilities, and does not reflect the real extent of this normal faulting. Most sites are characterized by conjugate sets of normal faults forming horst and graben structures. Most mesoscopic faults trend NNE-SSW and dip between  $50^\circ$  and  $70^\circ$  (Figs. 7.4a and 7.4b). Dips of reactivated faults are more variable ( $30^\circ$  to  $80^\circ$ ). Most slickenside lineations are nearly normal dip-slip, with pitch values varying from  $70^\circ$  to  $90^\circ$  (Figs. 7.4c and 7.4d), although few slickenside lineations on E-W trending faults show shallower plunges indicating a significant strike-slip component. In Gaspé Peninsula (Fig. 7.3), numerous mesoscopic normal faults are parallel to secondary structures which are related to older Acadian dextral strike-slip faults (Malo and Bourque 1993; Kirkwood and Malo 1993). Most of these faults are inherited, so that the geometry of fault surfaces does not accurately reflect the orientation of tectonic stress known from tensor determination (Table VII)

The orientation of calculated  $\sigma_3$  axes varies from E-W to NNW-SSE (Fig. 7.3, Table VII). Most  $\sigma_3$  axes are nearly perpendicular to major Taconian and Acadian faults, except in some sites of the Gaspé Peninsula where  $\sigma_3$  axes are oblique or parallel to major E-W trending structures. Two preferential orientations of  $\sigma_3$  axes are distinguished; (1) E-W (azimuth N100) and (2) SE-NW (azimuth N130). Most E-W to ESE-WNW oriented  $\sigma_3$  axes are found in the Montréal area, whereas SE-NW trending  $\sigma_3$  axes are mainly found in southeastern Québec. The direction of  $\sigma_3$  axes is locally consistent as shown for instance in sites 8, 9, 11, 15, 16 near Montréal, but it is also regionally consistent as in the Gaspé peninsula where widely distributed sites show very similar  $\sigma_3$

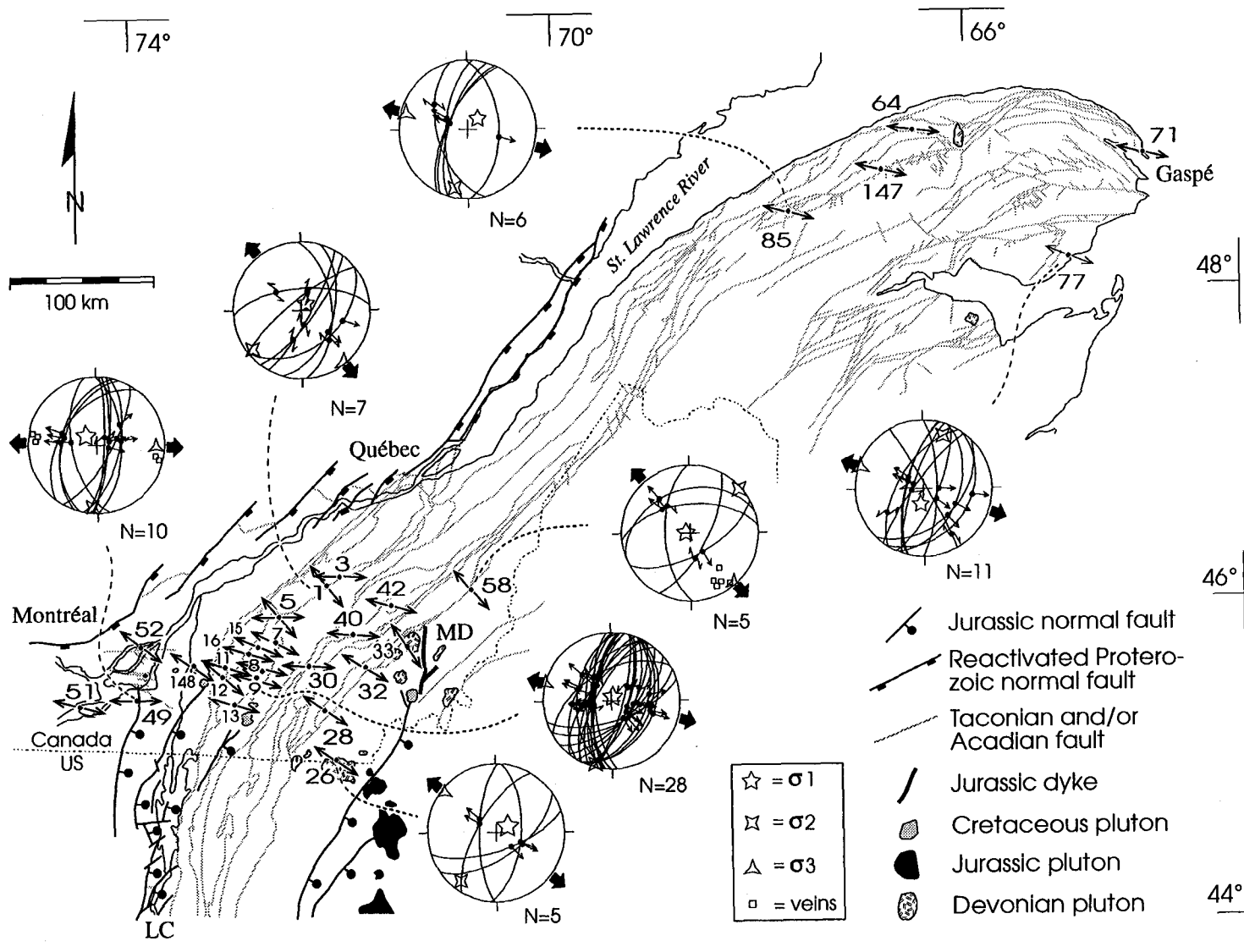


Figure 7.3: Jurassic  $\sigma_3$  paleostress axis orientations in Québec Appalachians and St. Lawrence Lowlands with corresponding site numbers. In stereographic projections, fault planes are shown as thin line, slickensides are indicated by black dots with arrows (divergent for normal slip, double arrows for normal-oblique slip). Taconian and Acadian faults are shown as gray lines. MD; Megantic dyke, LC; Lake Champlain.



TABLE VII. Results of paleostress determinations using faults-slip data sets in the Québec Reentrant

Site	Nb	$\sigma_3$	$\sigma_1$	$\Phi$	Ang	Lat(N)	Long(W)	
1	7	142 03	036 80	0.55	15	46°08'	71°58'	
3	7	271 17	084 73	0.64	10	46°11'	71°52'	
5	-1	21	270 00	180 88	0.55	14	45°55'	72°23'
	-2	8	320 02	204 85	0.70	12	"	"
7	5	117 01	020 82	0.24	16	45°45'	72°25'	
8	5	285 17	164 60	0.31	6	45°49'	72°32'	
9	28	285 00	020 85	0.38	11	45°32'	72°35'	
11	5	288 03	097 87	0.50	6	45°35'	72°52'	
12	5	311 12	099 76	0.26	2	45°32'	72°55'	
13	14	107 10	232 72	0.51	12	45°21'	72°47'	
15	6	113 07	358 74	0.43	15	45°43'	72°32'	
16	19	286 01	022 80	0.55	11	45°41'	72°40'	
26	5	300 02	039 79	0.25	8	45°02'	71°50'	
28	4	124 07	228 65	0.35	7	45°20'	71°57'	
30	4	093 08	323 77	0.43	7	45°37'	72°07'	
32	6	301 09	175 76	0.33	11	45°38'	71°37'	
33	4	326 00	057 78	0.54	14	45°45'	71°13'	
40	4	105 12	240 73	0.51	3	45°50'	71°42'	
42	5	109 05	259 84	0.34	6	45°59'	71°23'	
49	10	092 13	310 73	0.36	6	45°21'	73°39'	
51	8	104 01	352 88	0.38	11	45°17'	74°11'	
52	4	127 15	298 75	0.35	3	45°41'	73°37'	
58	5	139 04	275 85	0.47	3	46°07'	70°40'	
64	4	096 12	216 66	0.81	24	49°01'	66°23'	
71	4	106 04	004 71	0.66	6	48°47'	64°12'	
77	11	290 03	190 71	0.59	15	48°12'	64°56'	
85	6	285 08	044 73	0.58	5	48°32'	67°33'	
147	5	096 02	207 85	0.42	11	48°50'	66°33'	
148	5	305 12	090 76	0.29	2	45°35'	73°10'	

Nb: number of faults per site

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

Ang: Average angles of the largest possible values of computed shear

Lat(N): Latitude

Long (W): Longitude.

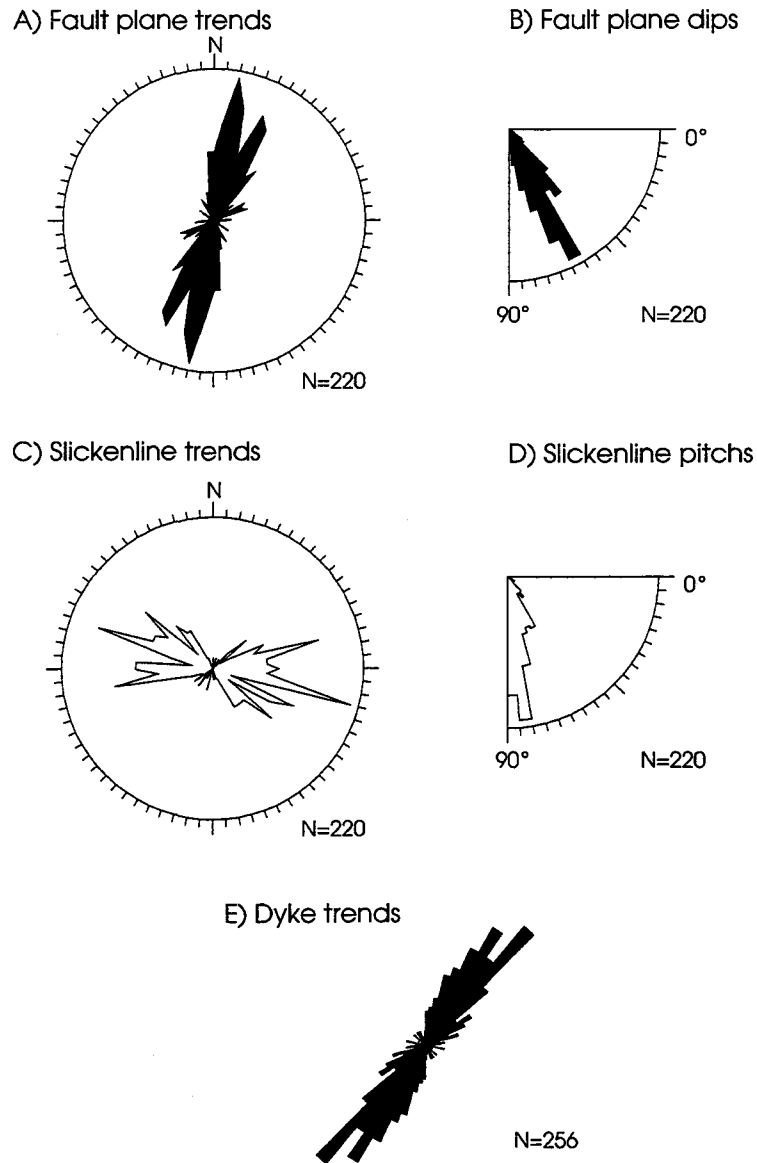


Figure 7.4: Rose diagrams for normal faults and slickensides of this study; A) Fault trend and B) dips of fault planes, C) Slickenside trend and D) pitches of slickenside lineations, E) trend of Jurassic dykes in New England and southern Québec.

trends (Fig. 7.3). The average dip of Triassic-Jurassic  $\sigma_3$  axes is nearly horizontal, varying from  $0^\circ$  to  $17^\circ$  with a mean value of  $6^\circ$  (Table VII). Calculated  $\sigma_1$  axes are nearly vertical (plunges being generally steeper than  $70^\circ$ , see Table VII), which is consistent with pure extensional stress regimes.  $\Phi$  ratios vary between 0.2 and 0.8 with an average value of 0.46 (Table I). Such  $\Phi$  values indicate that the majority of stress ellipsoids are triaxial ( $\Phi$  being close to 0.5) and that good confidence can thus be attributed to the orientation of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  stress axes. Regional  $\sigma_3$  trajectories determined from striated faults (dashed lines) in southern Québec are shown on Fig 7.5.

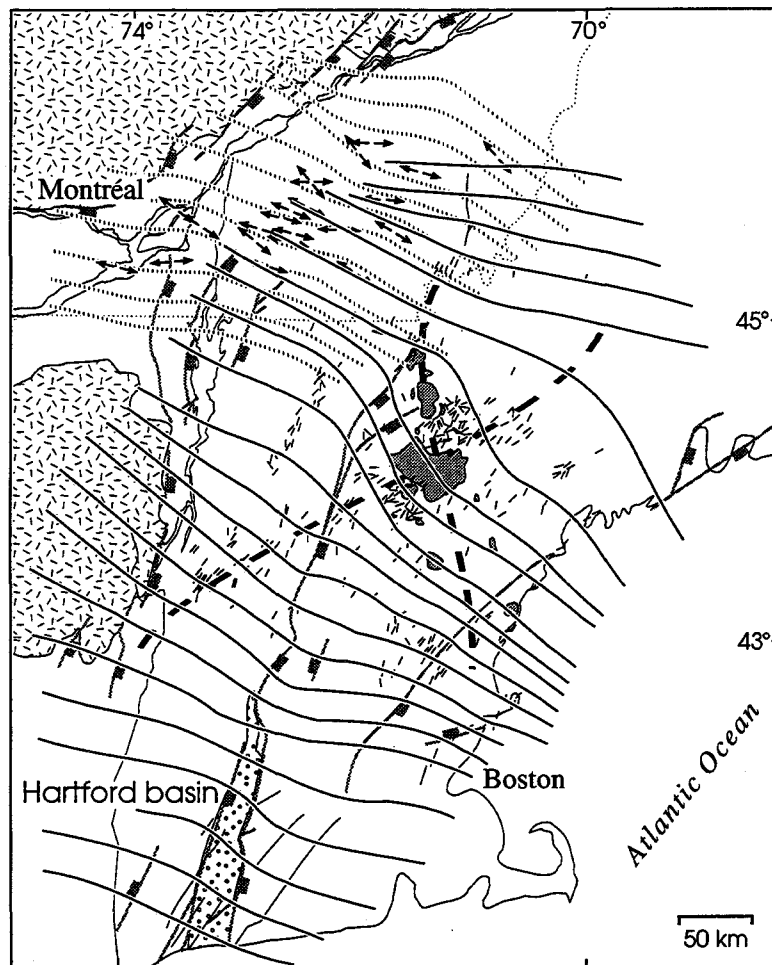


Figure 7.5: Paleostress trajectories of  $\sigma_3$  axes constructed from striated fault-slip data (dashed lines) in southern Québec and from dyke trends (black line) in New England. Neoformed or reactivated normal faults of Jurassic age are shown as gray lines. Possible deep-seated basement faults are shown as heavy dashed lines. Dyke trends from McHone (1984).

### 7.3.2. Paleostress determined from dyke trend

Dykes swarms commonly cover large areas and their average trend is almost perpendicular to the least compressive principal stress direction ( $\sigma_3$ ) at the time of intrusion (Anderson, 1942; Pollard 1987). The stress state of the crust is mainly controlled by lithospheric scale deformation and/or deep-seated structures, but in the upper crust it can be locally disturbed by pre-existing anisotropy (weakness planes). In order to compare the normal faulting event considered herein with the Jurassic magmatic event, we have determined the paleostress field using trends of Late Triassic - Jurassic dykes in New England and southern Québec, which are statistically consistent (Figs. 7.4e and 7.5). Trajectories of  $\sigma_3$  axes deduced from dyke orientations suggest a SE-NW extension and are fairly consistent with  $\sigma_3$  trajectories calculated from our fault-slip stress analysis (Fig. 7.5). The clockwise deviation of  $\sigma_3$  axes in the White Mountain plutons area may be attributed to a particular deviatoric stress state induced by the plutons themselves, or by a NE-SW oriented fault zone in the basement which could have controlled the emplacement of dykes along such trend (Fig. 7.5).

## 7.4. DISCUSSION

### 7.4.1. Timing of extension

Brittle faulting associated with continental rifting occurred at least during two periods in the northern Appalachians, in late Precambrian and in Early Mesozoic. The age of normal faulting is difficult to determine precisely in the Québec Appalachians because related structures occur in rocks varying in age from Late Cambrian to Early Carboniferous. However, the relative chronology of faulting can be established on faults that show crosscutting slickenside lineations. Normal slip motions are observed on several fault surfaces which developed as reverse or strike-slip faults under an earlier compressional stress regime related to the Taconian or the Acadian orogenies (Faure et al. 1994). In the Humber Zone, these faults are mainly inherited from the Taconian

orogeny whereas in the Dunnage Zone and the Gaspé Belt they developed later during the Acadian orogeny (Tremblay and Pinet 1994). In 12 sites, preexisting faults developed under NNW-SSE and NNE-SSW compressions attributed to the Alleghanian orogeny (Faure et al. submitted), have also been reactivated as normal faults, which indicates a lower age limit in Middle Permian times for the extensional event. The relative chronology established from these 12 sites is systematic and can be extrapolated to all sites shown in Fig. 7.3, which is a reasonable hypothesis considering the consistent orientation of paleostress axes over large areas (Figs. 7.4 and 7.5). Unfortunately, we did not observe crosscutting relationships between the different generations of normal slickenside lineations, so that the relative chronology between E-W and SE-NW extensions remains unknown.

In the Québec Appalachians, the existence of Jurassic dykes can be used to constrain the age of an extensional stress regime. In southern Québec, a diabase dyke cropping out to the northeast of the Cretaceous Mont Mégantic (Fig. 7.3) yielded an age of  $195.5 \pm 1.4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on biotite; Roddick et al. 1992). The dyke is vertical and is expressed as a prominent N-S magnetic anomaly of more than 50 km long (Geological Survey of Canada aeromagnetic maps #C21066G and C21067G 1985a, 1985b) that crosscuts the Acadian structural trend. The trend of this dyke suggests that its emplacement was controlled either by E-W oriented extension or by a deep-seated N-S trending weakness zone (Late Proterozoic normal fault). Two  $178 \pm 8$  Ma quartz-tholeiite dykes crop out on Anticosti Island in the Gulf of St. Lawrence (Fig. 7.1; Wanless and Stevens 1971; Bédard 1992). These dykes strike parallel to a NW-SE oriented set of post-Taconian normal faults (Bertrand 1987). In southern Ontario, two dykes trending ESE-WNW (Fig. 7.1) yielded ages of 170 and 173 Ma (K-Ar on phlogopite; Barnett et al. 1984) and their emplacement was attributed to reactivated Proterozoic basement faults (Barnett et al. 1984). The latter dykes represent the westernmost expression of known Jurassic features in northeastern America. In central New England, plutons belonging to the White Mountain Magma Series (Figs. 7.1 and 7.5) yielded radiometric ages varying from 200 to 155 Ma (Foland and Faul 1977). Their broad trend is N-S, parallel to the Champlain Lake - Hudson River and Connecticut River valleys and occur along strike to the north with Devonian and

Cretaceous plutons, thus emphasizing the hypothesis of a genetic link between plutons emplacement and inherited deep-seated N-S oriented basement fault (Figs. 7.3 and 7.5). Evidence for SE-NW extension has been found in a 158 Ma granite of central New England (Hardcastle and Albaugh 1990), suggesting that the extensional regime was active up to Late Jurassic time.

The upper age limit for these normal faults is defined by N-S extension inferred from the trend of Cretaceous plutons and dyke swarms of the Montereian magmatic province (McHone 1988). E-W trending faults in southern Québec are assigned to Cretaceous magmatism and crosscut N-S trending normal faults in the St. Lawrence Lowlands (Clark 1972). Such timing (Middle Permian-Late Jurassic) corresponds to the break-up of Pangea and to the opening of the Atlantic Ocean. Finally, one may observe that in all sites, the orientation of calculated  $\sigma_1$  axes is nearly vertical while that of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  is horizontal (see Table VII); this suggests that stress tensors were not disturbed or rotated by subsequent deformation, which indirectly support the late age of the extensional deformation considered herein.

#### **7.4.2. Regional correlations**

Regional correlations between calculated paleostress axes with youngest structures of the northern Appalachians provide a basis for comparison of our results. Considered with caution, the orientation and distribution of Late-Triassic - Early Jurassic rift basins and dykes give a convenient approximation of the mean direction of extension that prevailed during this time. The comparison between stress tensors determined in this paper and other stress studies in the northern Appalachians is consistent with the interpretation that E-W and ESE-WNW extensions found in the Québec Appalachians are an intraplate and far-field manifestation of opening of the North Atlantic Ocean.

##### *7.4.2.1. Orientation of Jurassic basins, dykes and regional faults*

Triassic-Jurassic rift basins are distributed along the eastern edge of the Appalachians belt along a NNE-SSW orientation with right-stepping offsets (Fig. 7.1).

Most of these rift basins represent half graben bounded by listric normal faults and were formed where the extension direction was at high angle to preexisting structures (Manspeizer et al. 1988). Preexisting faults that were oblique to the extension direction show a significant component of strike-slip motion (Schlische 1993). A dominant ESE-WNW extension is commonly inferred for the formation of these basins (McMaster et al. 1980; Manspeizer and Cousminer 1988). In southern Québec, N-S to NE-SW oriented normal faults (Figs. 7.1 and 7.5) have been mapped in the St. Lawrence Lowlands by Clark (1972) and in the Humber Zone by Charbonneau (1980) and Colpron (1990) and were assigned to a post-Taconian deformation event. These faults are up to ten kilometres long and their apparent displacements have been estimated to be approximately 500 to 800 m. Their orientations and dip are similar to those of mesoscopic normal faults used in paleostress tensor determination presented in this paper. These regional-scale normal faults correspond along strike to the Champlain Lake and Hudson River valleys and are located less than 300 km north of the Jurassic Hartford basin (Fig. 7.1). They could represent the northward extension of the Newark and Connecticut Valley rift-related fault systems. A similar interpretation was proposed by Hatch (1988) for the Mesozoic reactivation of the Acadian Monroe Line in eastern Vermont and western New Hampshire.

NE-SW trending, Late Triassic to Early Jurassic dykes are common along the east coast of Newfoundland, Maritimes Canada, and New England (Fig. 7.1; de Boer et al. 1988; Pe-Piper et al. 1992). They are longer and wider than the ones found in Québec or central New England. Such dykes are believed to be parallel to the rift that separated America from Africa and led to the opening of the North Atlantic Ocean (McHone 1988).

#### *7.4.2.2. Other paleostress tensor analysis*

In the U.S. Appalachians, recent studies of striated faults were used to determine the orientation of paleostress axes related to the opening of the North Atlantic Ocean (Wise 1988; Hardcastle 1989; Hardcastle and Albaugh 1990; de Boer 1992). In central New England, Hardcastle (1989) and Hardcastle and Albaugh (1990) found two sets of normal faults, and computed paleostress axes suggest both an E-W and a SE-NW oriented extension. The paleostress states and related faults are attributed to thermal doming and/or

crustal attenuation associated to the opening of the Atlantic ocean. The SE-NW extension was found in a 158 Ma pluton of the White Mountain Magma Series, suggesting that the extension was still active or renewed in Late Jurassic time. Similar extensional directions have been found in Jurassic rift basins of southern New England (Wise 1988; de Boer 1992) and Nova Scotia (de Boer 1992). Paleostress studies from the Hartford and Fundy basins (Fig. 7.1) and inferred directions of  $\sigma_3$  axes respectively indicated ESE-WNW and SE-NW extensions.

#### **7.4.3. Tectonic interpretation**

Two hypotheses should be considered in order to explain the widespread E-W and SE-NW oriented extensional paleostress trends determined in Québec, New England and Maritimes Canada.

(1) Stress partitioning during a single phase of extension: The initial geometry of the Appalachian belt partly influenced the direction of extensional forces. In southern Québec, the orientation of pre-existing N-S structures in the Champlain Lake valleys and NE-SW structures of the St. Lawrence River valley may have influenced the younger stress distribution. Numerous striated faults mentioned in this study show similar orientation with Taconian and Acadian faults, and most calculated  $\sigma_3$  axes are nearly perpendicular to the regional structural trend (Figs. 7.3 and 7.5). Consequently, the E-W and SE-NW extensions could have been contemporaneous, and the distribution of our computed paleostress tensors represents the regional partitioning of a broadly ESE-WNW oriented extension locally influenced by earlier fault networks.

(2)-Two successive extensional events: Jurassic stress axes were mainly controlled by the relative plate motion between America and Africa and represent, at least in first approximation, true directions of extension. According to Klitgord and Schouten (1986) and Klitgord et al. (1988), the rifting related to the opening of the Atlantic Ocean included two phases. The early (Late Triassic) rifting phase is characterized by E-W



directed plate motion and by the formation of major rift basins in the Bay of Fundy and South Georgia to which the Coastal New England plutonic suite is believed to be synchronous (McHone and Butler 1984). During a subsequent rifting phase (Early Jurassic), the crustal extension rotated toward an ESE-WNW direction due to the fact that the central Atlantic rift system became linked to the Ligurian Tethys rift (Klitgord et al. 1988). In southern Québec, the distribution of computed paleostress axes into two trend classes, E-W and NW-SE, can be interpreted as the result of these two phases of extension.

These two hypothesis are however complementary. As proposed by several authors (Le Pichon et al. 1977; Swanson 1986; Manspeizer and Cousminer 1988; McHone and Shake 1992; Schlische 1993), regional irregularities of the Paleozoic margin of North America (promontories and reentrants) probably correspond to major zones of weakness that contributed to localize the Triassic-Jurassic continental fragmentation. Late Precambrian normal faults as well as Taconian and Acadian faults zones of the Québec Appalachians thus formed potential failure zones that could have been selectively and preferentially reactivated during the opening of the Atlantic Ocean. Such weakness planes certainly played a significant role in determining the magnitude and style of subsequent crustal extension.

We suggest that regional normal faults in southern Québec (shown on Figs. 7.3 and 7.5) represent the northward continuation of faults bounding the Jurassic Hartford basin in Massachusetts and Connecticut. Brittle deformation in the northwestern part of the Atlantic rift system (Québec Appalachians) was mostly localized in the upper part of the lithosphere, where small faults individually account for little extension although that cumulative extension may be not negligible considering the large numbers of such faults. However, these Jurassic faults do not seem to be rooted at deep in the Grenvillian basement of the Appalachians (see seismic line 2001: St-Julien et al. 1983; Spencer et al. 1989), and the magmatic activity as well as the rate of subsidence related to this event in the studied area can be considered as negligible. Jurassic dykes located in the westernmost part of the North Atlantic rift system (Anticosti and southern Ontario dykes) represent fairly small intrusive volumes. Their trends are scattered and their orientations

are mechanically inconsistent with the regional minimum stress field reconstructed herein. These dykes occur far into the continent interior and their emplacement was probably mostly controlled by local weakness planes. In contrast, the southeastern part of the North Atlantic rift system suffered higher rate of extension and subsidence, faults were rooted into the lower part of the crust, and magmatic activity and the formation of rift basins were predominant (Manspeizer et al. 1989). Most related dikes represent large volumes, are rectilinear and consistent in trend; they were emplaced along deep-seated crustal structures, as such their geometry is believed to reflect that of the regional extensional stress field.

## **7.5. CONCLUSION**

In the Québec Appalachians, Triassic - Jurassic E-W and NW-SE extensions determined from brittle normal faults are interpreted as the result of rift-related stress associated to the separation of North America and Africa during the early stage of Late-Triassic - Jurassic fragmentation of Pangea. The paleostress field configuration is believed to reflect the direction of divergent plate motion although that pre-existing Late Proterozoic normal faults and Taconian and Acadian structures played a significant role. These brittle faults are interpreted as kinematically linked to regional faults bounding Mesozoic rift basins in Massachusetts and Connecticut, and are considered to be synchronous with the emplacement of Early and Middle Jurassic dykes in southern Québec and New England Appalachians. The absence of rift basins in central New England and Québec probably indicates a higher topographic elevation induced by thermal arching of the White Mountains Magma Series in Early Jurassic time.

## **Acknowledgements**

This study was supported by a doctoral fellowship of the FCAR (Fonds pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche) to S. Faure and by a NSERC operational grant (OGP 15029) to A. Tremblay. Discussions with J.G. McHone, R. Marquis and J.H. Bédard were helpful.

## 7.6. References

- Anderson, E.M. 1942. *The Dynamics of faulting* (1st edition). Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 5835-5848.
- Angelier, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, **11**: 37-50.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, **103**: 363-376.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In Continental deformation. Edited by P.L. Hancock*. Pergamon Press, Oxford, pp. 53-100.
- Barnett, R.L., Arima, M., Blackwell, J.D., Winder, C.G., Palmer, H.C., and Hayatsu, A. 1984. The Picton and Varty Lake ultramafic dikes: Jurassic magmatism in the St. Lawrence Platform near Belleville, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 1460-1472.
- Bédard, J.H. 1992. Jurassic quartz-normative tholeiite dikes from Anticosti Island, Québec. *In Eastern North American Mesozoic magmatism. Edited by J.H. Puffer and P.C. Ragland*. Geological Society of America, Special Paper 268, pp. 161-167.
- Bertrand, R. 1987. Maturation thermique et potentiel pétrologène des séries post-taconiennes du nord-est de la Gaspésie et de l'île d'Anticosti. Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel, France.
- Bourque, P.A., Brisebois, D., and Malo, M. 1995. Middle Paleozoic rocks of Québec and adjacent New Brunswick. *In The Appalachian/Caledonian region: Canada and Greenland. Edited by H. Williams*. Decade of North American Geology, vol. F-1, 1995.
- Bradley, D.C. 1982. Subsidence in Late Paleozoic basins in the northern Appalachians. *Tectonics*, **1**: 107-123.
- Charbonneau, J.M. 1980. Région de Sutton. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-681, 89 p.
- Clark, T.H. 1972. Montreal area. Ministère des Richesses Naturelles. Geological Report 152, 244 p.

- Colpron, M. 1990. Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber Zone, Brome Lake area, Québec. M. Sc. thesis, University of Vermont, Burlington, Vermont.
- de Boer, J.Z. 1992. Stress configurations during and following emplacement of ENA basalts in the northern Appalachians. *In Eastern North American Mesozoic magmatism. Edited by J.H. Puffer and P.C. Ragland. Geological Society of America, Special Paper 268, pp. 361-378.*
- de Boer, J.Z., McHone, J.G., Puffer, J.H., Ragland, P.C., and Whittington, D. 1988. Mesozoic and Cenozoic magmatism. *In The Atlantic Continental Margin: U.S. Edited by R.E. Sheridan and J.A. Grow. Geological Society of America, Geology of North America, vol. I-2, pp. 217-241.*
- Dupin, J.M., Sassi, W., and Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of structural Geology, 15: 1033-1043.*
- Etchecopar, A., Vasseur, G., and Daignières, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. *Journal of Structural Geology, 3: 51-65.*
- Faure, S., Tremblay, A., and Malo, M. 1994. Paleostress tensor analysis in the northern Appalachians. *Geological Society of America, Northeastern Section Abstracts and Programs 26: p. 16.*
- Faure, S., Tremblay, A., and Angelier, J. Submitted. Alleghanian paleostress reconstruction in the northern Appalachians: a manifestation of intraplate deformation between Laurentia and Gondwana. *Geological Society of America Bulletin.*
- Foland, K.A., and Faul, H. 1977. Ages of the White Mountain intrusives - New Hampshire, Vermont, and Maine, USA. *American Journal of Science, 277: 888-904.*
- Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A., and Jiang-Feng, C. 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for plutons of the Montereian Hills, Québec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geological Society of America Bulletin, 97: 966-974.*
- Geological Survey of Canada. 1985a. Scotstown Québec. Geological Survey of Canada Geophysical Series (Aeromagnetic total field) Map C21066G.
- Geological Survey of Canada. 1985b. Disraeli Québec. Geological Survey of Canada Geophysical Series (Aeromagnetic total field) Map C21067G.
- Guiraud, M., Laborde, O., and Philip, H. 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics, 170: 289-316.*

- Hardcastle, K.C. 1989. Possible paleostress tensor configurations derived from fault-slip data in eastern Vermont and western New Hampshire. *Tectonics*, **8**: 265-284.
- Hardcastle, K.C., and Albaugh, D.S. 1990. Stress and timing relationships of a fault-related, paleohydrothermal system in central New Hampshire: Record of a mesozoic stress change in New England? *Tectonics*, **9**: 623-639.
- Hasegawa, H.S. 1991. Four seismogenic environments in eastern Canada. *Tectonophysics*, **186**: 3-17.
- Hatch, N.L. jr. 1988. New evidence for faulting along the "Monroe Line", eastern Vermont and westernmost New Hampshire. *American Journal of Science*, **288**: 1-18.
- Kirkwood, D., and Malo M. 1993. Across-strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Québec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1363-1373.
- Klitgord, K.D., and Schouten, H. 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. *In The Western North Atlantic Region. Edited by P.R. Vogt and B.E. Tucholke. Geological Society of America, Geology of North America, vol. M, pp. 351-378.*
- Klitgord, K.D., Hutchinson D.R., and Schouten, H. 1988. U.S. Atlantic continental margin; Structural and tectonic framework. *In The Atlantic Continental Margin: U.S. Edited by R.E. Sheridan and J.A. Grow. Geological Society of America, Geology of North America, vol. I-2, pp.19-55.*
- Lee, J.C., and Angelier, J. 1994. Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "Lissage" program. *Computers and Geosciences*, **20**: 161-191.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.C., and Francheteau, J. 1977. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **38**: 169-209.
- Malo, M., and Bourque, P.A. 1993. Timing of the deformation events from Late Ordovician to mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *In The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland. Edited by D.C. Roy and J.W. Skehan. Geological Society of America, Special Paper 275, pp. 101-122.*
- Manspeizer, W., and Cousminer, H.L. 1988. Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic margin. *In The Atlantic Continental Margin: U.S. Edited by R.E. Sheridan and J.A. Grow. Geological Society of America, Geology of North America vol. I-2, pp. 197-216.*

Manspeizer, W., de Boer, J., Costain, J.K., Froelich, A.J., Coruh, C., Olsen, P.E., McHone, G.J., Puffer, J.H., and Prowell, D.C. 1989. Post-Paleozoic activity. *In* The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States. *Edited by* R.D.Jr. Hatcher, W.A. Thomas, and G.W. Viele. Geological Society of America, Geology of North America, vol. F-2, pp.319-374.

McHone, J.G. 1978. Distribution, orientations and ages of mafic dikes in central New England. *Geological Society of America Bulletin*, **89**: 1645-1665.

McHone, J.G. 1984. Mesozoic igneous rocks of northern New England and adjacent Québec: summary, description of map, and bibliography of data sources. *Geological Society of America, Map and Charts Series MC-49*, 5 p.

McHone, J.G. 1988. Tectonic and paleostress patterns of Mesozoic intrusions in eastern North America. *In* Triassic-Jurassic rifting, Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins. *Developments in Geotectonics 22. Edited by* W. Manspeizer. Elsevier, pp. 607-620.

McHone, J.G., and Butler, J.R. 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, **95**: 757-765.

McHone, J.G., Ross, M.E., and Greenough, J.D. 1987. Mesozoic dykes swarms of eastern North America. *In* Mafic dyke swarms. *Edited by* H.C. Halls, and W.F. Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper 34, pp. 279-288.

McHone, J.G., and Shake, S.N. 1992. Structural control of Mesozoic magmatism in New England. *In* Basement tectonics 7. *Edited by* R. Mason. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 399-407.

McMaster, R.L., de Boer, J., and Collins, B.P. 1980. Tectonic development of southern Narragansett Bay and offshore Rhode Island. *Geology*, **8**: 496-500.

Pe-Piper, G., Jansa, L.F., and Lambert, R.St.J. 1992. Early Mesozoic magmatism on the eastern Canadian margin: Petrogenetic and tectonic significance. *In* Eastern North American Mesozoic magmatism. *Edited by* J.H. Puffer and P.C. Ragland. Geological Society of America, Special Paper 268, pp. 13-36.

Pollard, D.D. 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. *In* Mafic dykes swarms. *Edited by* H.C. Halls, and W.F. Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper 34, pp. 5-24.

Roddick, J.C., Quigg, F.B., and Hunt, P.A. 1992. Miscellaneous  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages and analytical procedures. *In Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 6. Geological Survey of Canada, Paper 92-2*, pp. 171-177.

Schlische, R.W. 1993. Anatomy and evolution of the Triassic-Jurassic continental rift system, eastern North America. *Tectonics*, **12**: 1026-1042.

Spencer, C., Green, A., Morel-à-l'Huissier, P., Milkereit, B., Luetgert, J., Stewart, D., Unger, J., and Phillips, J. 1989. The extension of Grenville basement beneath the northern Appalachians: results from the Québec-Maine seismic reflection and refraction surveys. *Tectonics*, **8**: 677-696.

St-Julien, P., and Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. *American Journal of Sciences*, **275-A**: 337-362.

St-Julien, P., Slivitsky, A., and Feininger, T. 1983. A deep structural profile across the Appalachians of southern Québec. *In Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains. Edited by R.D. Hatcher, Jr., H. Williams, and I. Zietz. Geological Society of America, Memoire 158*, pp. 103-111.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., and Quinlan, G.M. 1987. Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1098-1107.

Swanson, M.T. 1986. Preexisting fault control for Mesozoic basin formation in eastern North America. *Geology*, **14**: 419-422.

Tremblay, A., and Pinet, N. 1994. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 1172-1181.

Wanless, R.K., and Stevens, R.D. 1971. Note on the age of diabase dikes, Anticosti Island, Québec. *Geological Association of Canada Proceedings*, **23**: 77-78.

Williams, H. 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 792-807.

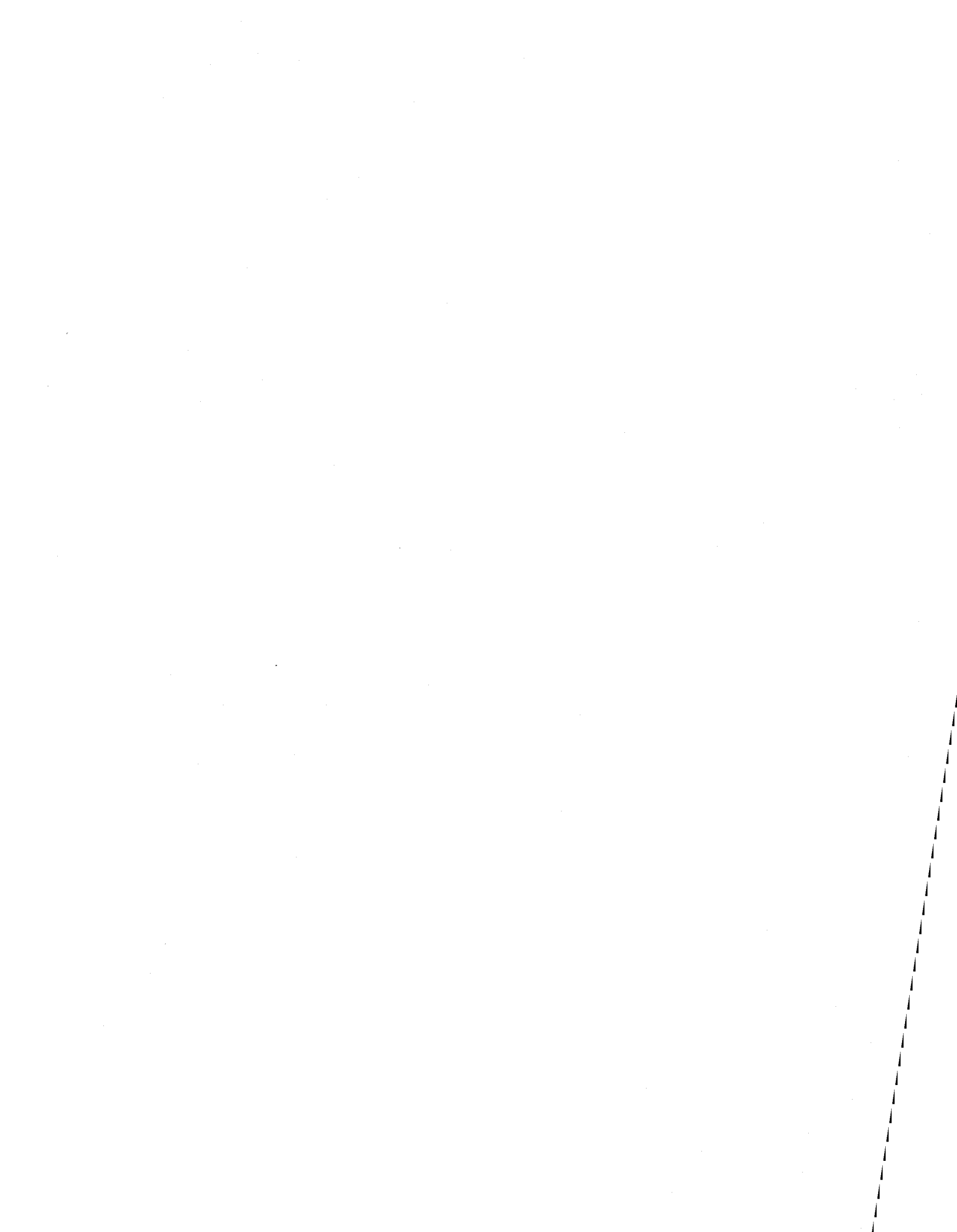
Williams, H., and Hatcher, R.D.Jr. 1983. Appalachians suspect terranes. *In Contributions to the tectonics and Geophysics of Mountain chains. Edited by R.D. Hatcher, Jr., H. Williams and I. Zietz. Geological Society of America, Memoir 158*, 33-53.

Wise, D.U. 1988. Mesozoic stress history of the upper Connecticut valley at Turners Falls, Massachusetts. *New England and Intercollegiate Geological Conference*, pp. 351-372.

Zoback, M.L., Nishenko, S.P., Richardson, R.M., Hasegawa, H.S., and Zoback, M.D. 1986. Mid-plate stress, deformation, and seismicity. *In* The geology of North America, the Western North Atlantic region. *Edited by* P.R. Vogt and B.E. Tucholke. Geological Society of America, vol. M, 297-312.









## Chapitre 8

# STATE OF INTRAPLATE STRESS AND TECTONISM OF NORTHEASTERN AMERICA SINCE CRETACEOUS TIME, WITH PARTICULAR EMPHASIS ON THE NEW ENGLAND-QUEBEC IGNEOUS PROVINCE

**Stéphane Faure<sup>1</sup>, Alain Tremblay<sup>1</sup>, and Jacques Angelier<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institut national de la recherche scientifique, INRS-Géoresources, 2700 rue Einstein,  
Ste-Foy, Québec, G1V 4C7 Canada  
Phone: 418-654-2647  
Fax: 418-654 2615

<sup>2</sup>Université P. et M. Curie, Laboratoire de Tectonique Quantitative, Tour 26-25, E1, 4  
place Jussieu, 75252 Paris, Cedex 05, France  
Phone: (33) 1 44 27 58 57  
Fax: (33) 1 44 27 50 85

Soumis à Tectonophysics le 30 janvier 1995

### Résumé

Des états de contraintes du Crétacé au Récent ont été reconstitués à partir de failles striées et de dykes crétacés dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent. Deux directions d'extension ont été déterminées et interprétées comme étant reliées au magmatisme d'âge crétacé dans un rift intraplaque. Une extension précoce ( $\approx 140$  Ma) orientée NE-SO a été reconnue sur l'ensemble de la région étudiée, et une extension N-S synchrone au magmatisme montérégien ( $\approx 125$  Ma) a été documentée dans le sud du Québec seulement. Ces deux extensions sont comparables aux directions des axes  $\sigma_3$  déduits à partir de l'orientation des dykes et l'alignement des plutons dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre. L'extension précoce NE-SO aurait induit une rotation anti-horaire du champ de contraintes vers une position N-S, perpendiculaire aux structures protérozoïques du Graben d'Ottawa-Bonnechère. L'extension N-S aurait favorisé l'intrusion de magmas le long de failles de socle réactivées et la mise en place d'intrusions parallèlement à des failles E-W néoformées régionales dans les roches de couverture.

A la fin du Crétacé - début Tertiaire, le régime en extension N-S a fait place à une compression orientée ENE-OSO. Cette phase tectonique est interprétée comme la plus récente compression enregistrée dans les roches du réentrant de Québec. L'orientation des contraintes maximales associées à cette compression est comparable au champ de contrainte actuel dans le NE de l'Amérique du Nord.

Les directions d'extension déterminées au Québec et en Nouvelle-Angleterre sont attribuées à une distension entre le Labrador et le Groenland au Crétacé précoce. La variation du taux d'extension au niveau de la ride médio-Atlantique et les conditions aux limites des plaques à la fin du Crétacé - début Tertiaire auraient produit une inversion des contraintes à l'est de l'Amérique du Nord et l'établissement d'un régime compressif permanent encore présent aujourd'hui.

## 8.1. INTRODUCTION

The emplacement of intracontinental anorogenic linear chains of alkaline rocks can be related either to tensional forces induced by rifting or by mantle plume and hot spot-related magmatic activity (Sykes, 1978; Neugebauer, 1983; Turcotte and Emerman, 1983; Bédard, 1985; Kazmin, 1987). In the rift model, the location of rifts is controlled by the regional stress distribution as well as by the presence of inherited lithospheric weaknesses. Later, extensional stress across plate margins may occur due to ridge push and trench pull, membrane stress, or to the geometry and the relative motion of plates. In such setting, magmatism is a direct consequence of lithospheric extension and related structures either predate the plutonic activity or are contemporaneous. Rifting commonly occurs during episodic extensional pulses of short duration and the dimension of the rift zone is relatively small (<500 km long). In the mantle plume model, tensional forces are induced by gravitational instabilities and lateral flows at the base of the lithosphere, due to the isostatic uplift of the asthenosphere. In such case, the igneous activity should be considered a cause rather than a consequence of the extension in the upper crust. The lithosphere must be linked to the energy source for a long period of time (50-75 Ma) and rifting would consequently occur within a stable or slowly moving plate, and would be followed by a major period of subsidence. The dimensions of rift zones are commonly wider and longer (>1000 km) than for tensionally-induced rifting. Hot spots are mostly characterized by radial structures and not structurally-controlled by deep-seated fractures.

In northeastern America, the Cretaceous Québec-New England igneous province (McHone and Butler, 1984) provides the opportunity to study such a linear chain of alkaline plutonic rocks. Plutons and lamprophyre dykes that belong to this province occur in the Monteregian Hills of southern Québec and over a wide area in New England (Fig. 8.1a). They represent almost the youngest expression of tectonothermal activity in eastern North America. For several decades, the petrological and tectonic significance of these rocks has raised the interest of geoscientists (Adams, 1903; Bowen, 1922; Finley, 1930, Poitevin and Cooke, 1946). This igneous province has been interpreted either as the result of magmatism along lithospheric fracture zones (Kumarapeli 1970; Foland and Faul, 1977;

McHone, 1978; Bédard, 1985) or from a fixed mantle plume heat source below the North American plate (Morgan, 1971, 1983; Burke et al., 1973, Crough, 1981). Both hypothesis are mostly based on the overall alignment between the Montereigians system of plutons and dykes and that of the younger New England seamounts of the Atlantic coast (Duncan, 1984). Major faults and deep-seated crustal fractures related to Cretaceous plutonism were proposed to exist in Québec and New England (Kay 1942, Kumarapelli and Saull 1966, Clark 1972, Philpotts 1974, McHone and Shake 1992); however, no attempt was made to define the relation of pluton-dyke injection to the regional evolution of faults and structures of the area.

In this paper, we first present a numerical analysis of fault-slip data from Québec and the northern New Brunswick Appalachians, in order to reconstruct the orientation of extensional stresses during the Cretaceous. We compare the trajectory of paleostress axes thus deduced from tectonic data with the stress orientations inferred from the statistical analysis of Cretaceous dyke trends in southern Québec and New England. In addition, the brittle deformation of these dykes allows identification of the post-Cretaceous tectonic regime, which will be shown to be very similar to the present-day stress state of northeastern America. Finally, a model associating plate configuration and kinematics with the intraplate stress states of northeastern North America since the Cretaceous time is presented.

## 8.2. REGIONAL GEOLOGY

Cretaceous plutons and dykes of the Québec-New England igneous province (Fig. 8.1a) are found within the Paleozoic rock units of the Appalachian belt and St. Lawrence Lowlands (Fig. 8.2). Plutonic rocks are commonly bimodal in type (syenite-gabbro) and alkalic in composition (Philpotts, 1974). Lamprophyric dykes are abundant and widely distributed. Most plutons were emplaced at a depth of 3 to 4 km (Doherty and Lyons, 1980; Currie et al., 1986). In southern Québec, the Montereigian Hills consist of ten plutons with related plugs and dyke swarms oriented approximately E-W (Figs. 8.1a and 8.2).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  radiometric and paleomagnetic age data for Montereigian intrusions indicate

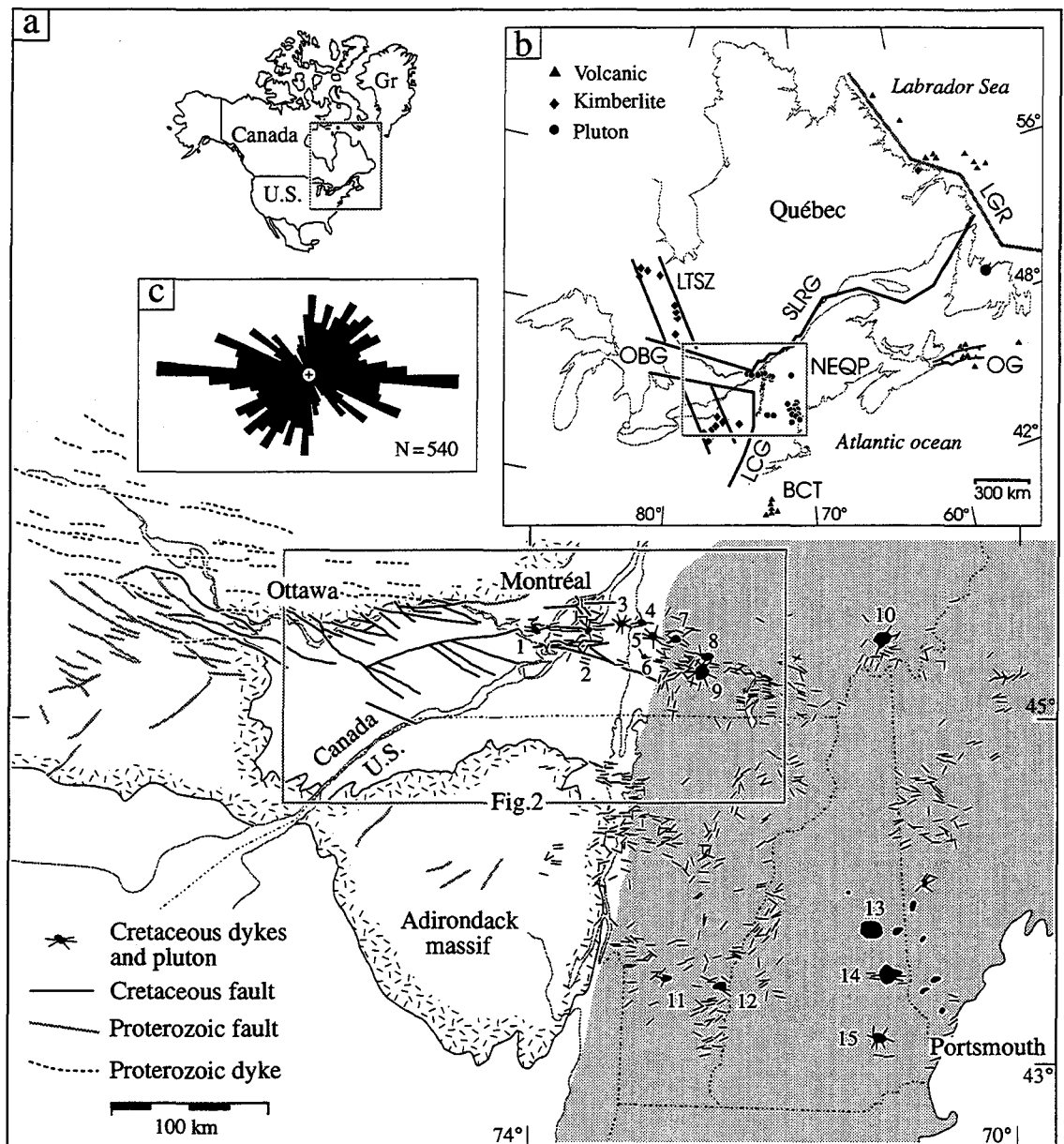


Figure 8.1: a) Distribution of Cretaceous magmatism and faults in the Québec - New England magmatic province (regional geology modified from Baer et al., 1977). b) Major crustal structures and magmatism in northern Appalachians and adjacent regions. c) Rose diagram shows orientations of Cretaceous dykes. Dykes and plutons: data from Hodgson (1968), McHone (1984) and Gold et al., (1986). BCT; Baltimore Canyon Trough, LCG; Lake Champlain graben, LGR; Labrador-Greenland rift, LTSZ; Lake Timiskaming Structural Zone, OBG; Ottawa-Bonnechère graben; OG; Orpheus graben, SLR; St. Lawrence River graben, NEQP; New England-Québec Igneous Province. 1: Oka; 2: Mont-Royal, 3: Saint-Bruno, 4: Saint-Hilaire, 5: Rougemont, 6: Saint-Grégoire, 7: Yamaska, 8: Shefford, 9: Brome; 10: Mégantic, 11: Cuttingsville, 12: Ascutey, 13: Ossipee, 14: Merrymeeting, 15: Pawtuckaway.



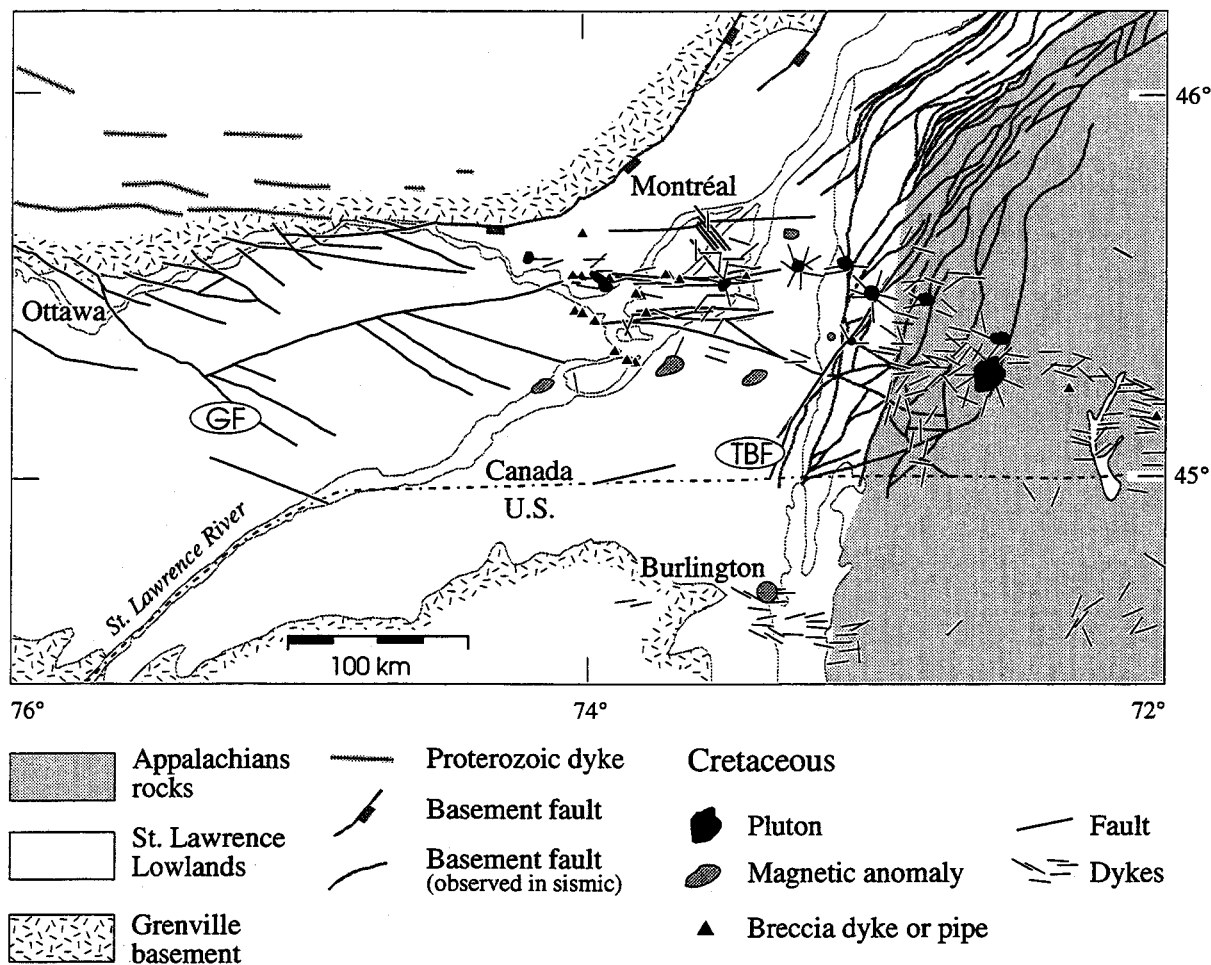


Figure 8.2: Cretaceous structures and magmatic features in southern Québec. Data sources as for Fig. 8.1. Basement faults from seismic compilation map (SOQUIP, 1984). GF; Gloucester fault, TBF; Tracy Brook Fault.

a restricted age range of 123 Ma to 127 Ma (Foland et al., 1986; Foster and Symons, 1979; Currie, 1987). However, associated dykes were emplaced over a longer period of time, ranging from 139 Ma to 107 Ma with peak activities at 139-129 Ma, 121-117 Ma and 110-107 Ma (K-Ar; Eby, 1985).

In New England, Cretaceous plutons and dykes occur between the Champlain-Connecticut Valley to the west and the Atlantic Ocean to the east. Plutons are mostly found in southern New Hampshire and southern Maine, and are aligned along an E-W and NW-SE trend whereas dyke orientations vary from ENE-WSW to ESE-WNW (Fig. 8.1a). The northwestern part of the Québec-New England igneous province coincides with the triple junction of a Late Proterozoic to Cambrian rift system marked by the Ottawa-Bonnechère, the St. Lawrence River, and Lake Champlain Valley grabens (Fig. 8.1b; Kumarapeli and Saull, 1966; Kumarapeli, 1985). The Ottawa-Bonnechère graben is interpreted as an aulacogen, whereas grabens corresponding to the St. Lawrence River and Lake Champlain valley are believed to represent vestiges of graben structures that led to the formation of Iapetus ocean in lower Paleozoic time (Williams, 1979). It has been suggested that the geometry of this paleorift system strongly influenced the subsequent structural history and morphology of the northern Appalachians, controlling the orientation and intensity of structures developed during both the Taconian (Middle to Late Ordovician) and Acadian (Middle Devonian) orogenies (Thomas 1977; Stockmal et al., 1987; Malo et al., *in press*), and more recently during the opening of the Atlantic Ocean (Manspeizer and Cousminer, 1988).

### **8.3. DEFORMATION RELATED TO CRETACEOUS MAGMATISM**

#### **8.3.1. Deformation related to intrusions**

Cretaceous plutons form plug-like intrusions with steeply-dipping contacts that extend to a significant depth (Philpotts, 1974). Their diameter varies from a few hundreds of meters in smaller intrusions to approximately 15 km in larger ones. In the St. Lawrence Lowlands, surrounding sedimentary rocks were thermally metamorphosed into hornfelses

or marbles that vary from 100 m to 1 km in thickness (Philpotts, 1976; Currie et al., 1986). Most intrusions are characterized by steeply-dipping foliations and strongly-plunging lineations (Philpotts, 1968, 1976). In hosting rocks, deformation progressively increases toward intrusions. Typical structures of metamorphic aureoles include the development of a flow foliation, folded, boudinaged and brecciated dykes and beds of country rocks. In the St. Lawrence Lowlands, the sub-horizontal bedding of the sedimentary sequence is typically tilted into a sub-vertical orientation toward the contact with intrusions.

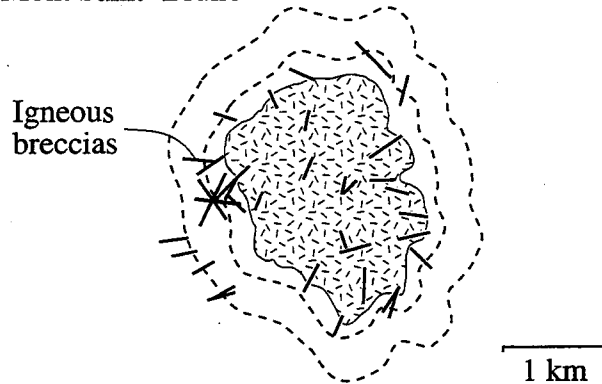
### 8.3.2. Dyke emplacement

In southern Québec and New England, most dykes trend ESE-WNW and ENE-WSW (Fig. 8.1c) and occur mainly within three E-W trending dyke swarms, approximately 75 km wide and 300 km long (Fig. 8.1a). Dykes commonly crosscut competent lithologies such as limestones, sandstones, and volcanic or plutonic rocks. Most dykes are subvertical and their thicknesses usually range between 0.5 m and 2 m, with a few dykes up to 20 m thick. Several dykes have been mapped more than 1 km along strike and show no evidence for *en-échelon* geometry (Hodgson, 1968). Southwest of Mont Brome and around Mont Mégantic (Fig. 8.1a), dykes are found within foliated rocks and trend mostly N-S or NE-SW, sub-parallel to regional fabrics related either to the Taconian or the Acadian orogeny. N-S and NE-SW oriented Triassic to Jurassic dykes (McHone and Butler, 1984; Roddick et al., 1992) that were attributed to the opening of the North Atlantic Ocean (McHone, 1988) are also found elsewhere in southern Québec and eastern New England.

In areas surrounding Cretaceous plutons, most dykes are sub-vertical and narrower than elsewhere. Despite some azimuthal dispersion, these dykes are radially distributed and commonly perpendicular to contacts with hosting sedimentary rocks (Fig. 8.3a). In some plutons however, crosscutting dykes clearly show a dominant E-W trending orientation (Figs. 8.3a and 8.3b). A minor proportion of sills, stockwerks, dyke breccias, and ring dykes are also found. The occurrence of folded and boudinaged dykes around

most Cretaceous plutons suggests that some injections occurred prior to the major phase of magmatism.

A) Mont Saint- Bruno



B) Mont Rougemont

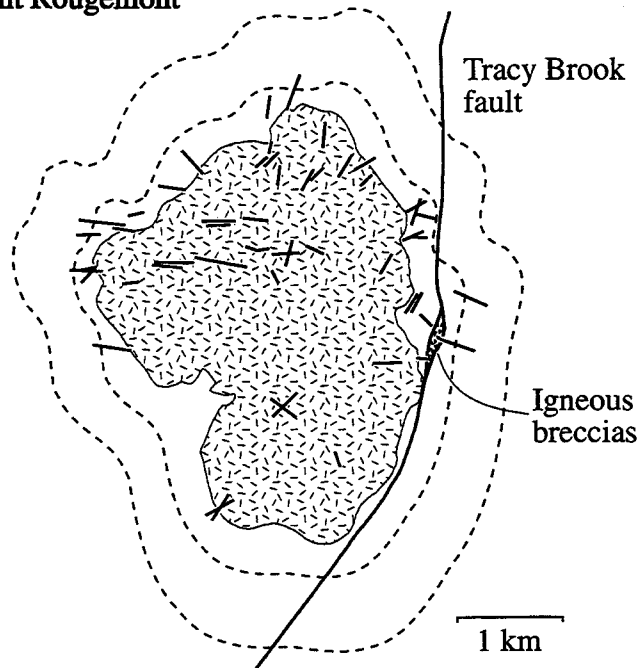


Figure 8.3: Distribution of dykes around (A) Mont Saint-Bruno and (B) Mont Rougemont. Dykes shown as black lines and inferred trajectories of  $\sigma_3$  axis as dashed lines. Geology from Philpotts (1976).

### 8.3.3. Regional and mesoscopic faults

In the Ottawa and Montreal areas, several Cretaceous normal faults (Kumarapelli and Saull, 1966; Clark, 1972; Williams and Telford, 1987) crosscut the sedimentary sequence of the St. Lawrence Lowlands (Fig. 8.2). These faults form two distinctive sets in the Ottawa-Bonnechère Graben and the southern part of the St. Lawrence Lowlands: 1) E-W trending, and 2) NW-SE to WNW-ESE trending.

The first set is predominant in the Montreal area. Faults trend parallel to the graben boundaries and to the axis of the Monteregians Hills and related breccia pipes, diatremes and alnôites. Along the Ottawa-Bonnechère graben, they mark the contact between Paleozoic rocks to the south and Grenvillian basement to the north. The length of these faults reaches up to 100 km, with offsets varying between 100 and 430 m (Wilson, 1964; Clark, 1972). NW-SE to WNW-ESE trending faults are oblique to graben boundaries. Their lengths are smaller than for E-W trending faults and vary from 5 to 30 km, but locally reach 75 km. Corresponding offsets are commonly less than 100 m although a displacement of 520 m has been defined for the Gloucester fault in the Ottawa area (Fig. 8.2; Wilson, 1964; Williams and Telford, 1987). E-W trending faults appear to be younger because they commonly crosscut NW-SE trending faults. However, mutually crosscutting relationships are locally found, suggesting that both sets are contemporaneous or that some NW-SE trending faults could have been reactivated as conjugate structures during the formation of E-W trending faults. In the St. Lawrence Lowlands, the Tracy Brook fault (Figs. 8.2 and 8.3b) is a NE-SW trending Taconian fault (Philpotts, 1976) that contains blocks of Cretaceous igneous rocks which indicate that it was reactivated in Cretaceous time.

Mesoscopic normal and strike-slip faults are abundant in southern Québec and New England. In the St. Lawrence Lowlands, most of these normal faults are neoformed and show well-developed carbonate or quartz slickensided fibers. In some sites, subvertical NW-SE or E-W striking extensional veins (Fig. 8.4) were formed during normal faulting. The vein thickness commonly ranges between 0.5 and 5 cm, and carbonate veins display coarse-grained mosaic or syntaxial growth textures perpendicular to their walls. In southern Québec Appalachians, mesoscopic normal faults frequently

reactivated pre-existing weakness planes such as cleavage, fractures, veins or lithological contacts, as well as older faults related to the Taconian or the Acadian deformation (Faure et al., 1994). Such fault surfaces are commonly irregular and slickensided fibers are typically developed on mm-thick quartz or carbonate coating.

Brittle faulting or intense E-W trending jointing have been observed in several Cretaceous plutons and dykes (Phillipotts, 1976; Manning and deBoer 1989). In southern Québec, mesoscopic normal faults are closely associated with dyke emplacement. The orientation of dykes is similar to the orientation of faults and extensional veins, and is mechanically consistent with computed stress axes (see below; Figs. 8.4 and 8.5). In some sites, dykes occur parallel to E-W trending networks of subvertical veinlets suggesting that the emplacement was controlled by a pre-existing zone of weakness. Dykes are also locally crosscut by normal faults (site 50; Fig. 8.6a). Normal faults, extensional carbonate-quartz veins and joints also crosscut dykes at sites 29, 47, 49, 50 and 53 (site location on Fig. 8.4). At these sites, fault surfaces and extensional veins show filling minerals and textures similar to those observed in fractures and cavities found in neighbouring dykes, suggesting that these structures had similar fluid composition. In summary, we propose that the emplacement of dykes has been more or less contemporaneous with the extensional deformation that led to the formation of Cretaceous faults.

Conjugate sets of NE-SW dextral and ESE-WNW sinistral strike-slip faults and reverse NNW-SSE trending faults are found in almost all sites in the St. Lawrence Lowlands and Québec - New Brunswick Appalachians. At site 55 (Fig. 8.6b), a NNW-SSE trending dextral strike-slip fault crosscuts an E-W trending dyke. Strike-slip faults have been also observed in Mont Saint-Hilaire (Site 148), Mont Saint-Bruno and Mont-Royal plutons (Gélard et al., 1992). In New England, some Mesozoic dykes are cut by faults (McHone 1984, 1987; Manning and deBoer 1989), and slip commonly occurred within the dykes along subvertical cooling joints. These faults indicate that a late compressional stress regime occur after the emplacement of Cretaceous intrusions.

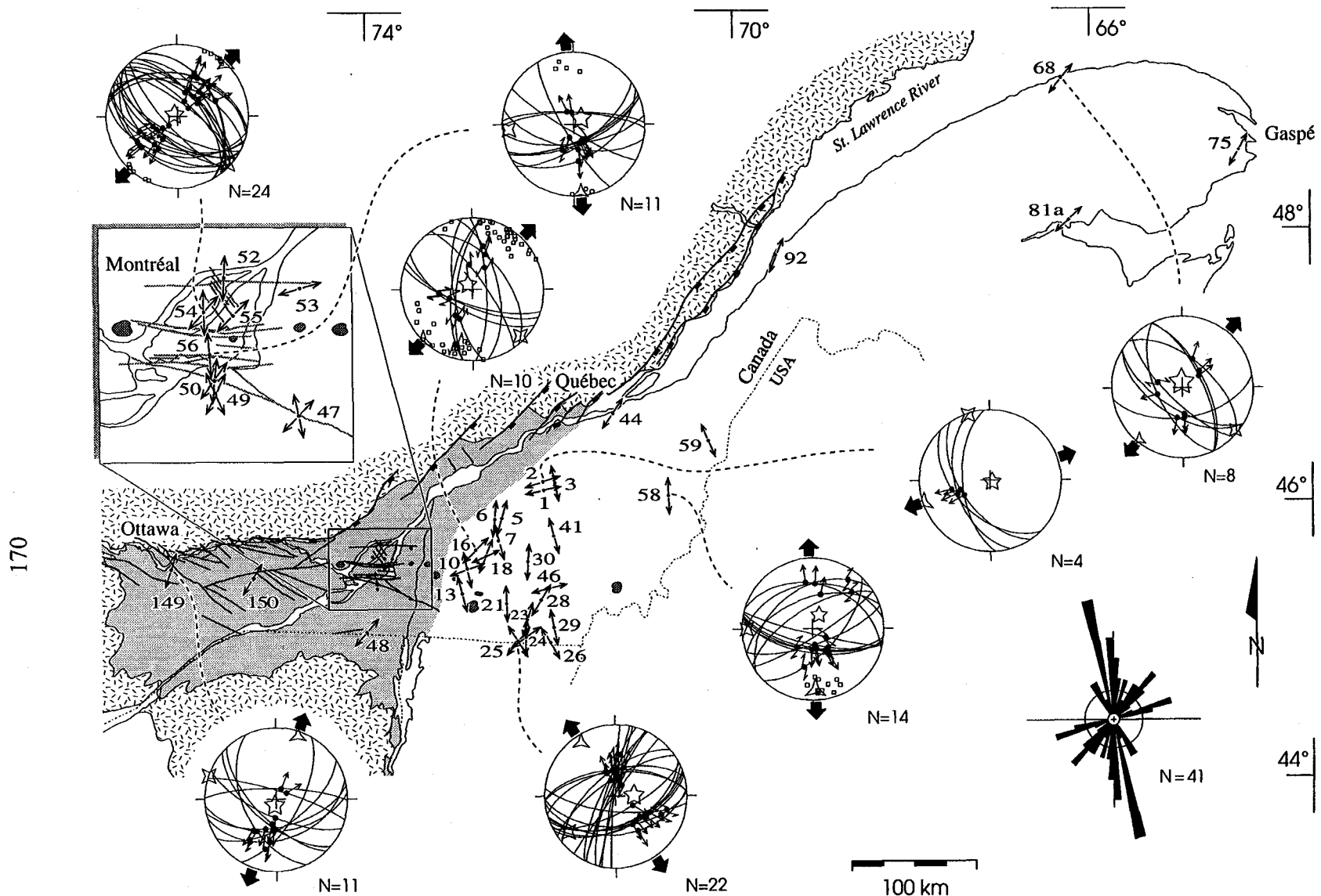


Figure 8.4: Reconstruction of the Cretaceous extensional stress regime in the Québec Appalachians and St. Lawrence Lowlands. Computed  $\sigma_3$  axis (double opposite arrows) shown with corresponding site numbers. In stereoplots, fault planes shown as thin lines, slickensides lineations indicated by black dots with arrows (divergent for normal slip, double arrows for normal-oblique slip),  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  shown as 5-, 4- and 3-pointed stars respectively (see Table VIII for details). Large black arrows indicate computed directions of extension. Poles of extensional veins indicated by empty squares. Cretaceous faults shown as black lines and basement faults as black line with squares. Rose diagram illustrates trends of  $\sigma_3$  axes.

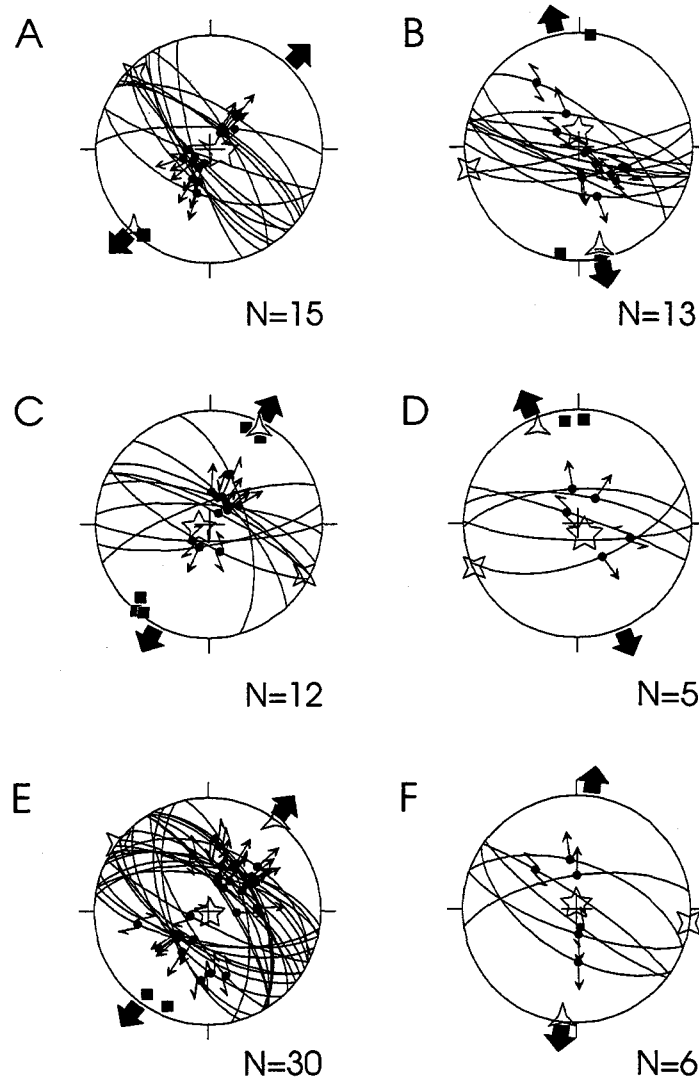


Figure 8.5: Fault geometry at sites 47 (A,B), 49 (C,D), and 50 (E,F) and corresponding computed stress analysis, location in Fig. 8.4. Note the correspondence of dyke poles (black squares) with calculated  $\sigma_3$  axis. Key as in Fig. 8.4.



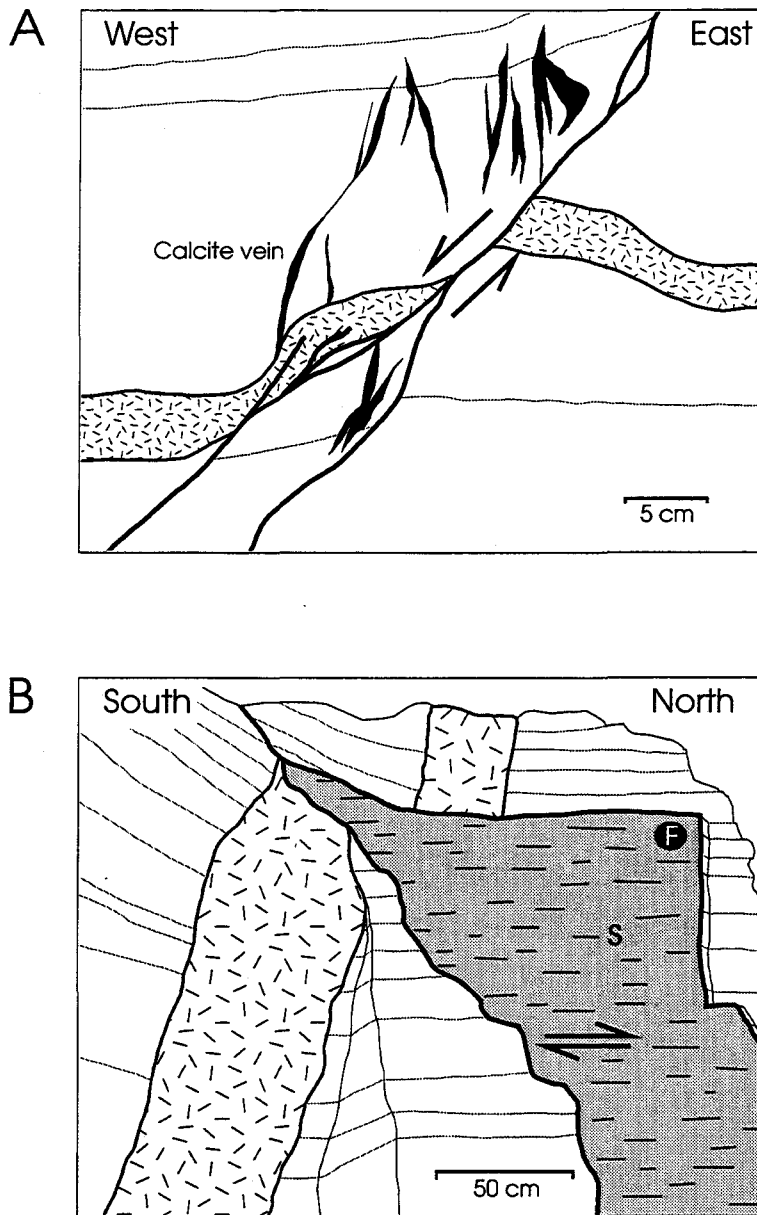


Figure 8.6: A) Cross-section of a Cretaceous sill crosscut by a NW-SE trending normal fault in the limestone of the Chazy Group at Caughnawaga, site 50 (location in Fig. 8.4). B) Cross-section illustrating a dyke cut by a dextral strike-slip fault in limestone of the Trenton Group at Miron quarry, site 55 (location in Fig. 8.4). F is fault and S is slickenside lineation.

## 8.4. PALEOSTRESS TENSOR ANALYSIS

### 8.4.1. Methodology

The methods used to determine paleostress tensors from fault-slip data sets are based on some hypotheses which can be verified on the basis of data consistency after computations and geological observation at data collection sites. One assumes that (1) the stress field was homogeneous within the site studied for the tectonic event considered, (2) slip occurred in the direction of the maximum resolved shear stress along the fault plane and corresponds to the measured striae, (3) faults move independently but consistently with a single and common stress tensor during the tectonic event, and (4) fault displacement is small relative to the fault surface area (Angelier, 1984; Gephart and Forsyth, 1984; Yin and Ranalli, 1993). In this study, paleostress tensors are calculated according to the method of Angelier (1984, 1989, 1994). Assuming that the direction of the maximum shear stress is parallel to the observed striae, the direction of slip on a fault plane depends on the orientation of the maximum ( $\sigma_1$ ), intermediate ( $\sigma_2$ ), and minimum ( $\sigma_3$ ) principal stress axes and on the ratio  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_2)$ . Note that the principal stresses are  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ , pressure being noted positive.

In addition, the statistical analysis of extensional veins provides information for a qualitative determination of the orientation of  $\sigma_3$  axes, which is compared to that inferred from independent tensor calculations. Paleostress state orientation deduced from dyke orientation is not as rigorous as it is for fault slip data. However, with basic and geometrical assumptions, the analysis of dykes is as useful as veins for the determination of  $\sigma_3$  axes. Statistically, the space for dyke emplacement is provided by tensional movement roughly perpendicular to their margins, although oblique opening may occur (Anderson, 1951; Pollard, 1987). The orientation of a dyke is mainly controlled by the interplay of magmatic pressures and regional stress directions, but can be influenced by localized stresses and weakness planes such as faults, joints, foliations or lithological contacts (Delaney et al., 1986). With increasing depth, the orientation of dykes become

more homogeneous, however, as pre-existing fractures are sealed, and is mainly influenced by the regional stress state (Halls, 1987).

Paleostress field reconstruction allows a 2-D representation of the stress state for the depth at which faults were formed and dykes were emplaced. A paleostress map can be constructed in order to show the regional distribution of principal stress axes trajectories. The compilation of such maps involves interpolation methods using a power function of distance weighting (Lee and Angelier, 1993) that take into account local misfits in the determination of the regional stress pattern. Finally, numerical stress tensor analyses of striated fault planes can be used for paleostress field reconstruction in the upper part of the lithosphere and for plate kinematic interpretations (Guiraud et al., 1989).

#### **8.4.2. Paleotress determined from fault-slip data**

Paleotress tensor analyses have been conducted in the St. Lawrence Lowlands and Québec Appalachians. Based on crosscutting and geometrical relationships between faults and dykes, we have shown that normal faulting occurs almost synchronously with dyke emplacement. Strike-slip faults crosscut several dykes in southern Québec and in New England and indicate that compressional deformation also occurred after magmatism. As a consequence, in the following description, fault-slip data related to paleostress axes attributed to syn-magmatic extension (Fig. 8.4) and those attributed to post-magmatic compression (Fig. 8.7) will be presented separately. In Fig. 8.4, calculated axes of extreme principal stresses ( $\sigma_3$  and  $\sigma_1$ ) are shown as paleostress maps with arrows for each site, whereas some typical fault-slip data sets are shown as examples in stereoplots, with the complete stress axes orientations calculated in three dimensions. Tables VIII and IX present respectively for the extensional and compressional stress regimes the number of faults at each site, the orientation of stress axes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ), the ratio  $\Phi$  defined above, and the geographic coordinates.

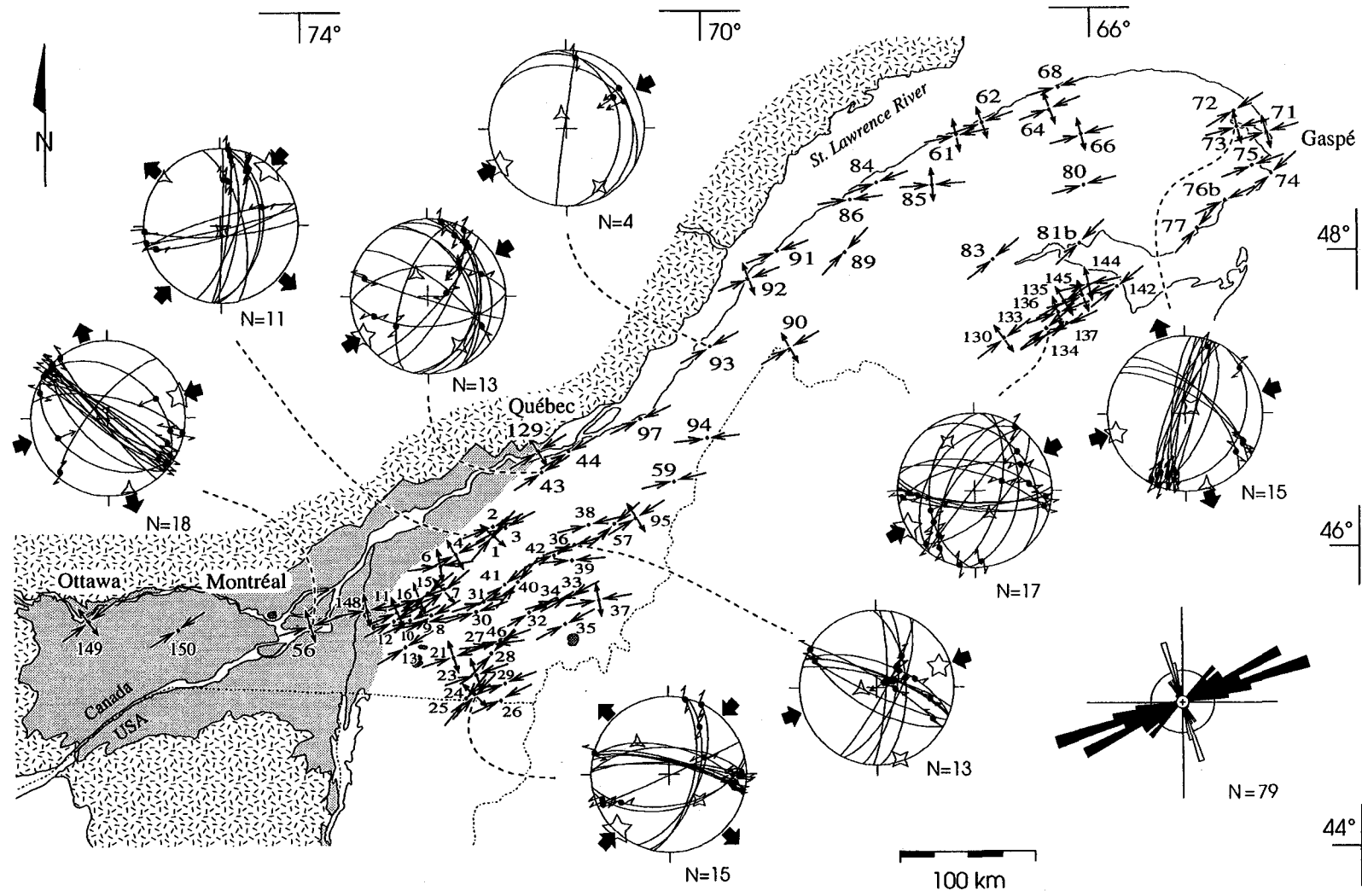


Figure 8.7: Reconstruction of Cretaceous compressional stress regime in Québec Appalachians and St. Lawrence Lowlands. Computed  $\sigma_1$  axes (double convergent arrows) and  $\sigma_3$  axes (double divergent arrows) with corresponding site numbers. Key as in Fig. 8.4.

TABLE VIII. Paleostress axes for N-S and NE-SW extensions

Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)
1	4	329 70	170 19	078 07	0.27	46°08'	71°58'
2	4	129 87	342 02	252 02	0.57	46°12'	71°59'
3	5	071 68	260 22	168 03	0.56	46°11'	71°52'
5	4	258 69	110 18	017 10	0.66	45°55'	72°23'
6	6	262 55	103 33	066 10	0.48	45°08'	72°29'
7	4	069 71	256 19	165 02	0.58	45°45'	72°25'
10-1	12	295 71	074 15	168 12	0.50	45°32'	72°45'
10-2	4	017 57	151 24	251 21	0.54	"	"
13	5	047 83	267 06	176 05	0.34	45°21'	72°47'
16	10	317 82	135 08	225 00	0.57	45°41'	72°40'
18-1	9	279 68	114 21	022 05	0.59	45°38'	72°34'
18-2	7	166 69	335 21	066 04	0.55	"	"
21	4	306 69	084 16	178 13	0.63	45°17'	72°19'
23	14	149 84	286 04	016 04	0.33	45°12'	72°05'
24-1	4	085 83	324 04	234 06	0.70	45°03'	72°05'
24-2	13	225 75	095 10	003 11	0.35	"	"
25-1	14	307 69	130 21	039 01	0.38	45°01'	72°10'
25-2	22	089 69	234 17	327 11	0.42	"	"
26	5	039 79	210 11	300 02	0.25	45°02'	71°50'
28	10	268 76	122 12	031 08	0.47	45°20'	71°57'
29	6	043 78	260 10	169 07	0.43	45°08'	71°48'
30	7	284 61	090 28	183 06	0.74	45°37'	72°07'
41	6	088 69	253 21	345 05	0.77	45°49'	71°50'
44	7	104 72	306 17	214 07	0.24	46°44'	71°17'
47-1	15	102 82	314 07	224 04	0.32	45°18'	73°19'
47-2	13	358 79	259 02	168 11	0.49	"	"
48	8	130 81	312 09	222 00	0.42	45°01'	73°45'
49-1	12	250 82	118 05	027 06	0.35	45°21'	73°39'
49-2	5	149 81	247 01	337 09	0.30	"	"
50-1	30	142 88	307 02	037 00	0.52	45°22'	73°39'
50-2	6	356 86	097 01	187 04	0.45	"	"
52	10	315 84	091 05	182 05	0.43	45°41'	73°37'
53	7	209 75	342 10	074 11	0.52	45°40'	73°21'
54-1	24	303 86	133 04	043 01	0.50	45°35'	73°43'
54-2	13	213 80	090 05	359 08	0.43	"	"
55	4	072 80	316 05	225 09	0.49	45°34'	73°37'
56	11	051 79	266 09	175 06	0.36	45°27'	73°42'
58	14	025 73	270 08	178 16	0.70	46°07'	70°40'
59	4	283 65	062 19	157 15	0.24	46°33'	68°13'
68	8	352 83	130 05	220 04	0.13	49°11'	66°18'
75	7	285 83	120 07	030 02	0.45	48°34'	64°21'
81a	12	350 80	137 08	228 05	0.36	48°07'	66°11'
92	8	140 86	293 03	023 02	0.90	47°52'	69°31'
149	11	193 83	289 01	019 07	0.44	45°25'	75°42'
150	9	138 73	299 17	031 05	0.33	45°21'	74°52'

Nb: number of faults per site

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

TABLE IX. Paleostress axes for ENE-WSW compression

Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)	Site	Nb	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	Lt(N)	Lg(W)
1	11	041 03	165 84	311 05	0.03	46°08'	71°58'	59	23	256 02	165 23	351 67	0.15	46°33'	68°13'
2	7	068 14	331 26	184 60	0.58	46°12'	71°59'	61	10	078 10	336 50	176 38	0.58	48°52'	67°22'
3	18	063 04	153 09	308 80	0.48	46°11'	71°52'	62	13	070 05	179 74	339 15	0.22	48°57'	67°07'
4	8	242 01	118 88	332 02	0.17	46°00'	72°20'	64	7	249 10	011 72	157 15	0.49	49°01'	66°23'
6	6	262 25	133 54	004 25	0.62	45°54'	72°29'	66	24	255 03	348 45	162 45	0.11	48°52'	66°06'
7	5	229 12	082 76	320 08	0.06	45°45'	72°25'	68	6	074 14	173 32	324 54	0.27	49°11'	66°18'
8	5	060 09	328 08	196 78	0.11	45°49'	72°32'	71	4	254 07	355 60	160 30	0.19	48°47'	64°12'
9	4	078 08	343 34	179 55	0.28	45°32'	72°35'	72	4	239 04	148 21	359 69	0.62	48°52'	64°30'
10	6	243 11	153 02	052 79	0.17	45°32'	72°45'	73	15	255 08	042 81	164 05	0.39	48°50'	64°32'
11	7	068 12	307 67	163 19	0.77	45°35'	72°52'	74	14	229 06	137 21	335 68	0.45	48°32'	64°14'
12	7	241 08	335 22	132 66	0.42	45°32'	72°55'	75	6	070 09	164 24	320 64	0.32	48°34'	64°21'
13	6	059 08	324 33	161 56	0.11	45°21'	72°47'	76b	27	243 02	333 10	142 80	0.23	48°22'	64°39'
15	5	230 04	139 17	332 73	0.35	45°43'	72°32'	77	19	040 09	307 17	156 71	0.39	48°12'	64°56'
16	16	250 02	358 83	160 07	0.54	45°41'	72°40'	80	8	255 10	354 42	154 46	0.05	48°31'	66°03'
21	35	251 02	158 56	343 34	0.21	45°17'	72°19'	81b	7	227 04	318 13	121 77	0.60	66°18'	48°08'
23	6	071 04	331 69	163 21	0.39	45°12'	72°05'	83	4	052 05	143 12	300 77	0.51	48°02'	67°02'
24	15	223 03	130 48	316 42	0.07	45°03'	72°05'	84	16	250 06	157 31	349 59	0.33	48°33'	68°08'
25	20	216 01	126 27	308 63	0.48	45°01'	72°10'	85	6	085 01	349 84	175 06	0.43	48°32'	67°33'
26	17	064 01	334 26	156 64	0.04	45°02'	71°50'	86	4	082 02	352 11	181 79	0.31	48°27'	68°28'
27	5	262 07	166 37	001 52	0.55	45°23'	71°57'	89	4	224 16	127 23	346 62	0.26	48°06'	68°31'
28	14	223 03	314 15	120 75	0.38	45°20'	71°57'	90	4	240 24	054 66	149 02	0.45	47°28'	68°59'
29	6	250 05	343 32	153 57	0.94	45°08'	71°48'	91	5	249 09	157 12	015 75	0.20	48°07'	69°12'
30	39	071 12	336 25	183 62	0.36	45°37'	72°07'	92	6	249 03	147 76	339 14	0.25	47°52'	69°31'
31	15	072 05	165 33	334 57	0.40	45°42'	72°02'	93	4	242 03	151 16	341 74	0.19	47°28'	69°53'
32	11	240 05	148 13	349 76	0.11	45°38'	71°37'	94	16	264 01	173 43	355 47	0.25	46°51'	69°56'
33	14	062 07	154 13	305 76	0.20	45°45'	71°13'	95	7	058 23	287 57	158 22	0.23	46°17'	70°37'
34	21	073 01	164 37	341 53	0.31	45°43'	71°19'	97	4	065 06	333 17	176 72	0.46	46°53'	70°36'
35	8	242 05	149 28	341 61	0.85	45°34'	71°15'	129	7	239 04	347 75	148 18	0.37	46°43'	71°35'
36	13	072 16	163 03	262 74	0.33	46°05'	71°08'	130	6	053 05	156 69	321 21	0.23	47°30'	66°57'
37	27	080 09	338 55	176 34	0.35	45°44'	70°56'	133	9	051 00	141 14	321 76	0.36	47°34'	66°35'
38	6	256 12	349 15	129 71	0.23	46°13'	71°07'	134	17	241 01	332 29	150 61	0.08	47°32'	66°30'
39	4	084 16	175 05	282 73	0.55	45°59'	71°14'	135	8	238 05	117 81	329 08	0.31	47°43'	66°21'
40	16	040 13	133 13	266 72	0.36	45°50'	71°42'	136	19	251 02	344 56	160 34	0.34	47°39'	66°23'
41	12	052 03	143 15	310 75	0.26	45°49'	71°50'	137	11	245 04	154 19	346 70	0.25	47°35'	66°19'
42	27	246 02	155 23	340 67	0.23	45°59'	71°23'	142	6	232 01	142 20	326 70	0.54	47°49'	65°47'
43	13	238 02	148 26	332 64	0.28	45°25'	71°27'	144	6	078 19	306 63	175 19	0.52	47°49'	66°05'
44	13	060 00	150 15	329 75	0.26	46°44'	71°17'	145	5	070 18	266 72	161 05	0.45	47°46'	66°08'
46	9	070 01	161 23	339 67	0.57	45°26'	71°52'	148	4	259 03	161 72	349 18	0.29	45°35'	73°10'
56	18	073 04	309 83	164 06	0.23	45°27'	73°42'	149	4	053 05	222 85	323 01	0.08	45°25'	75°42'
57	11	229 01	139 13	321 78	0.28	46°15'	70°49'	150	5	237 04	145 24	335 65	0.07	45°21'	74°52'

Nb: number of faults per site

 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ 

Lt(N): Latitude Lg(W): Longitude.

#### 8.4.2.1. Extensional stress regime

Fault data indicating extensional deformation were found in 36 sites (Fig. 8.4). Detail results are shown in Table VIII. Most of these sites occur in southern Québec, which is consistent with the regional distribution of Cretaceous plutons (Fig. 8.2) and with the location of major extension in the Monteregians Hills area. In the St. Lawrence Lowlands, fault populations are geometrically simple and consist of two systems, NW-SE and E-W trending, of conjugate normal faults, so that extensional trends are either NE-SW or N-S depending on the site (Fig. 8.4). The orientation of dykes in sites 47, 49, and 50 near Montréal (Fig. 8.4) suggests a genetic relationship with faulting, the dyke trends being perpendicular to extension (Fig. 8.5). NW-SE trending dip-slip faults (Fig. 8.5a, c, e) are associated with ESE-WNW trending oblique-slip faults (Fig. 8.5b, d, f). Calculated  $\sigma_3$  axes are sub-horizontal and strike NE-SW for normal faults and N-S to NNW-SSE for oblique-slip faults, such orientations being close to poles of associated dykes (Fig. 8.5). For the Québec Appalachians, the geometry of the two major fault sets is rather homogeneous from north to south, but oblique-slip faults are more abundant, suggesting frequent reactivation of earlier weakness planes. However, faults recording N-S extension are only found in the St. Lawrence Lowlands and southern Québec (24 sites) whereas faults recording NE-SW extension are found everywhere in Québec (21 sites). The average orientations of  $\sigma_3$  axes are N355 for N-S extension and N045 for NE-SW extension (Fig. 8.4). Fig. 8.8a shows that  $\sigma_3$  stress trajectories for NE-SW extension vary between NNE-SSW in the Ottawa-Montréal and Québec areas and ENE-WSW in southeastern Québec. N-S extension shows a homogeneous stress field orientation over the area, trajectories of  $\sigma_3$  axes varying slightly from N-S to NNW-SSE (Fig. 8.8b). Several NW-SE dip-slip faults related to NE-SW extension have been reactivated in oblique-slip faults during N-S extension (Fig. 8.5), suggesting that the latter is youngest. As Table VIII shows, there is no significant change in  $\Phi$  values between the two sets of data for extension ( $\Phi$  varies from 0.13 to 0.9 with an average value of 0.5, most values ranging between 0.4 and 0.6).

#### 8.4.2.2. *Post-intrusive compressional stress regime*

Compressional deformation has been defined by using 880 faults from 79 sites in the Québec and northern New Brunswick Appalachians (Fig. 8.7; Table IX). The geometry of these fault populations is complex and varies from site to site. Oblique faulting is common because most slip movements were initiated along pre-existing fault planes (Faure et al. 1994): a situation which allows better determination of stress tensors, especially  $\Phi$  ratio, than for conjugate faults. For instance, several NE-SW trending thrust faults of the Taconian foreland of southern Québec have been reactivated into oblique-slip dextral faults. In the St. Lawrence Lowlands, sub-vertical WNW-ESE extensional veins and normal faults formed during NE-SW extension have been reactivated into sinistral faults (site 56, Fig. 8.7). Pure compressional regime ( $\sigma_3$  vertical with horizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ ) is found in 32 sites whereas pure strike-slip regime ( $\sigma_2$  vertical with horizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ ) occurs in 22 sites, the directions of compressions ( $\sigma_1$ ) are however similar. In other sites,  $\sigma_1$  axes are mostly horizontal with the same general trend but  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  plunges vary between  $30^\circ$  and  $60^\circ$  (Table IX). Low  $\Phi$  values (average 0.3), which are consistent with easy permutations between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  or obliquity are consequently found in most sites, and indicate a situation of mechanical instability between reverse and strike-slip faulting. This dispersion should not be interpreted in terms of independent events, because the orientation of  $\sigma_1$  axes still remains relatively homogeneous for the whole area. The trends of  $\sigma_1$  axes effectively cluster near the N060-N240 azimuth (Fig. 8.7). In more detail, northeast of the Montréal area,  $\sigma_1$  axes rotate toward an E-W trend, whereas near the U.S. border, the rotation occurs toward a NNE-SSW direction. Such rotation of  $\sigma_1$  axes can be attributed to the Adirondack Massif (Fig. 8.1a) which probably acted as a buttress during the NE-SW compressional deformation.

#### 8.4.3. **Palestress determination from dyke trends**

A major point regarding the tectonic setting of Cretaceous plutons concerns the distinction between tectonic stresses related to lithospheric processes and stresses induced by the intrusion. In order to clarify this problem, one must separate local stress effects and



regional far-field stresses, the latter more likely representing the influence of lithospheric stresses.

The distance at which tensional effects related to pluton emplacement vanish is difficult to define. However, leucocratic dykes occur closer to Cretaceous plutons whereas lamprophyre dykes are found independently of plutonic intrusions and strike parallel to regional dyke swarms (Hodgson, 1968). The abundance of leucocratic dykes decreases away from plutons, and they usually disappear within 3 or 4 km from intrusion margins. It is reasonable to infer that this distance also grossly represents the disappearance of structural features related to individual plutons, and that the attitudes of  $\sigma_3$  axes surrounding plutons can be approximately deduced from the attitude of leucocratic dykes. For example, at Mont Saint-Bruno and Mont Rougemont, most dykes are sub-vertical and radially distributed in surrounding rocks (Fig. 8.3). Corresponding stress field patterns of  $\sigma_3$  axes are mostly circular whereas  $\sigma_1$  axes are nearly perpendicular to the intrusion contacts, which is consistent with the fact that associated structures were mainly controlled by the shape of magma chambers instead of the regional stress field.

Away from Cretaceous plutons, most N-S to NE-SW trending dykes occur in mudstones and strike parallel to the regional foliation. Their emplacement is here considered to have been mainly controlled by the pre-existing anisotropy in cleaved rocks so that their attitude poorly reflects the paleostress orientation. In contrast, dykes crosscutting competent lithologies and unfoliated rocks are attributed to neofomed tension fractures initiated perpendicular to the minimum stress axis so that their attitude is closely related to the regional tectonic stress field. For this reason, we have considered the orientations of dykes mostly in competent and unfoliated lithologies in order to estimate the regional stress field.

We separately analysed NW-SE trending and E-W trending dykes in order to avoid orientation misfits in statistical analysis. Paleostress field reconstruction for NW-SE trending dykes is shown in Fig. 8.8a and was obtained from 63 dyke orientations compiled from existing maps. Inferred  $\sigma_3$  axes are clearly homogeneous and indicated NE-SW extension with a slight clockwise rotation in the Montreal area. Paleostress field reconstruction for E-W trending dykes (Fig. 8.8b), determined from 305 dykes, indicates

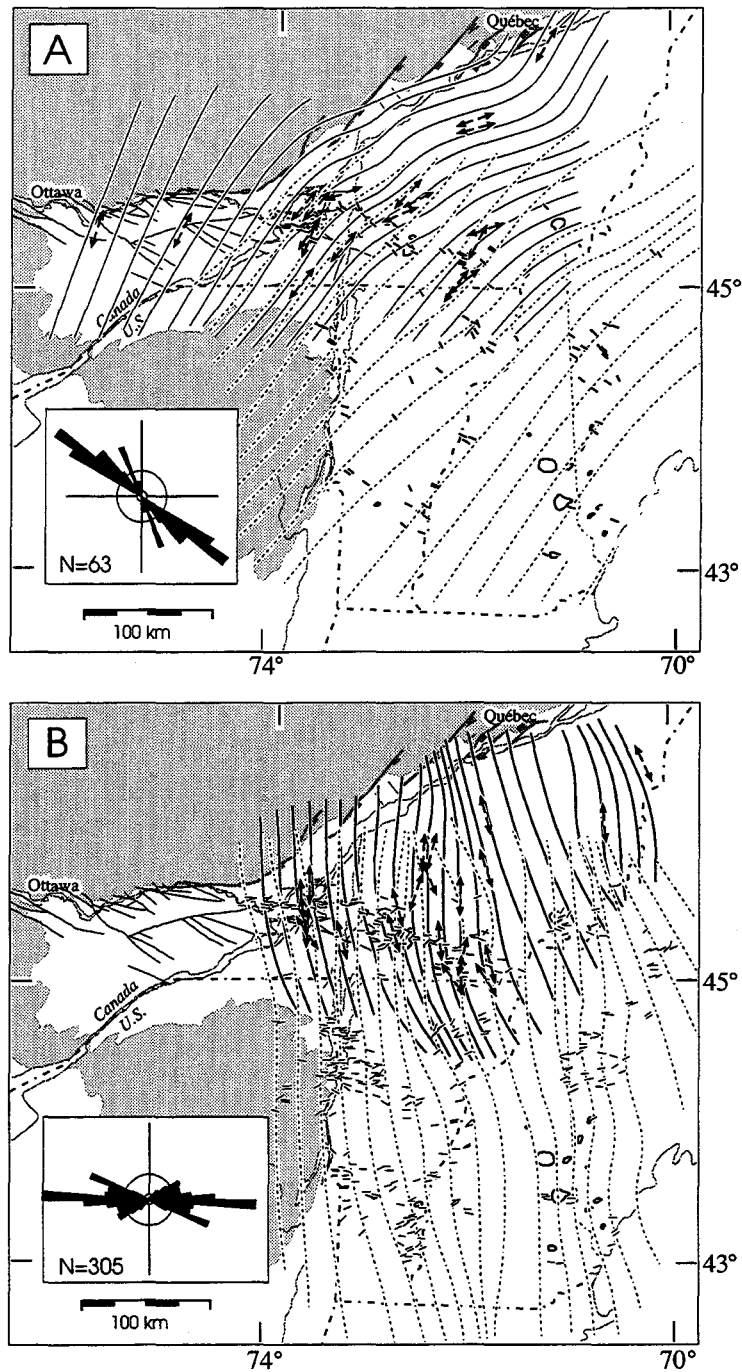


Figure 8.8: Computed  $\sigma_3$  trajectories reconstruction based on the results of stress tensor analyses from fault-slip data (continuous line) in southern Québec and from dyke trends (dashed lines) in New England. (a) NE-SW extension; (b) N-S extension. Double opposite arrows are local computed directions of  $\sigma_3$  axes and dykes are shown as small black bars. Rose diagrams show dyke trends. Location and trends of dykes from McHone (1984) and Gold et al. (1986).

a N-S extension. Some local variations are tentatively attributed to the presence of buried intrusions or to local strain/stress heterogeneities. Both paleostress fields fit well with regional stress distribution deduced from fault slip data (Fig. 8.8). This consistency strongly supports the inferred kinematic link between fault slips and dyke injections in the Québec-New England Cretaceous igneous province.

## 8.5. DISCUSSION

Mesozoic intrusions are widely distributed around the Atlantic Ocean margins (Fig. 8.1b). In northeastern North America, Cretaceous alkaline rocks also occur in the Late Cretaceous Labrador-Greenland rift system, the Newfoundland coast, the New England and Newfoundland seamounts, and the Orpheus Graben and Baltimore Canyon Trough (Jansa and Pe-Piper, 1985; de Boer et al., 1988; Pe-Piper et al., 1994). Late Jurassic-Early Cretaceous kimberlite dykes occur within the Lake Timiskaming Structural Zone, a Proterozoic failed rift related to the Ottawa-Bonnechère Graben (Brummer et al., 1992).

In lithospheric fracture models, the Cretaceous plutonism is attributed to magma emplacement along pre-existing fracture zones formed during periods of major variations of sea-floor spreading in the Atlantic ocean (Bédard, 1985; McHone et al., 1987; Pe-Piper et al., 1994). In the hot spot model, the Québec-New England Cretaceous magmatic province represents an onland equivalent of the younger New England Seamounts that are interpreted to be the result of a hot spot magmatic activity at depth below the North American plate (Morgan 1971, 1983; Crough, 1981; Duncan, 1984). The eastward age progression of seamounts represents a major argument in favor of such a model but radiometric ages for plutons in New England and southern Québec do not indicate consistent along-strike variations (Foland et al., 1977; Eby, 1984).

Both models have been discussed and debated (Crough, 1981; Duncan, 1984; Foland et al., 1986; deBoer et al., 1988); the most controversial is the hot spot model, because several Mesozoic intrusions and volcanic seamounts in eastern North America show ages, spatial distributions and geochemical features inconsistent with this interpretation (deBoer et al., 1988). Hot spot tracks predicted by Duncan (1984) imply a

NW-SE directed translation for the North American plate which is not compatible with E-W trending plutons in southern Québec and New England. However, large uncertainties are still present because both relative plate motions and ages of hot spot trails could not be accurately defined for the Early Cretaceous (Müller et al., 1993). Age variations of some seamounts have been also attributed to a southeastward migration of crustal fracture tips along their transition from continental to oceanic lithosphere (Jansa and Pe-Piper, 1988; McHone and Shake, 1992). Recently, it has been suggested that some Mesozoic seamounts and intrusions correspond to hot spot tracks whereas others are related to deep-seated fracture zones (Foland et al. 1986; Pe-Piper and Jansa, 1987; de Boer et al., 1988; Pe-Piper et al., 1994).

#### **8.5.1. Evidence for a fracture model**

The regional paleostress orientation and the distribution of Cretaceous intrusions in southern Québec and New England are certainly more consistent with the lithospheric fracture model. Paleostress analysis of normal fault and dyke orientations suggests that in Mesozoic time two distinct phases of extension have occurred, with NE-SW and N-S trending extensions. Calculated  $\Phi$  values range between 0.4 and 0.6, close to 0.5, which indicates that the stress ellipsoids were typically triaxial and far from oblate or prolate types. A regional circular  $\sigma_3$  pattern and low (0.1) or high (0.9)  $\Phi$  values consistent with revolution stress ellipsoids were not observed as it should have been expected according to hot spot or thermal doming models. Summarizing, the stress distribution and especially the values of the stress difference ratio,  $\Phi$ , are more consistent with a model of far-field tectonic extension reactivating fracture zones and facilitating magmatic activity.

In southern Québec, the relative chronology between Mesozoic normal fault sets suggests that most NW-SE oriented structures are older than E-W trending ones, so that many NW-SE mesoscopic faults underwent reactivation during the N-S extension. The NE-SW extension is widely distributed in the Québec Appalachians, suggesting that it was related to a more extensive stress regime. However, magmatism associated to this extension appears to be relatively minor (as suggested by the low abundance of related

dykes), thus suggesting that it probably preceded the main magmatic phase. In northeastern Ontario and adjacent U.S.A. (Fig. 8.1b), NE-SW extension is related to kimberlite dykes and diatremes that were emplaced parallel to the regional structure of the Lake Timiskaming Graben between 147 and 159 Ma (Brummer et al., 1992). In contrast, N-S extension is confined to southern Québec where it has been coeval to a main phase of Mesozoic magmatism. Age data suggest a short period of intrusion and the fast cooling of individual plutons at circa 125 Ma (Foster and Symons, 1979; Foland et al., 1986). E-W trending faults controlled the emplacement of magmas as indicated by similar trends of most plutons, pipes and dykes (Fig. 8.2).

In southern Québec, the alignment of Montereian Hills parallel to the Ottawa-Bonnechère Graben emphasizes the importance of pre-existing basement structures for the location of Cretaceous intrusions and related supracrustal faults. Most plutons were emplaced at triple junctions of Late Proterozoic-Early Cambrian rift faults, as suggested by Fig. 8.2 which shows the extent of such faults in the Grenvillian basement and underneath the Paleozoic rock cover. NE-SW, N-S and E-W trending basement faults are parallel to the St. Lawrence, Lake Champlain and Ottawa-Bonnechère grabens respectively. E-W trending faults also occur westward into the Grenville (Kumarapelli and Saull, 1966) and eastward below the Appalachian belt (Fig. 8.2). The emplacement of Cretaceous plutons was controlled by magmatic plumbing along pre-existing Proterozoic basement faults and by tensional stress perpendicular to the Ottawa-Bonnechère Graben. On a larger scale, Montereian plutons are in strike with the Orpheus Graben in Maritimes Canada (Fig. 8.1b) which is an E-W oriented Jurassic rift basin formed along the Cobequid-Chedabucto Fault Zone and reactivated in Cretaceous time (Jansa et al., 1993). Extensive volcanism took place in the Orpheus graben at 120 Ma and has been coeval with volcanic rocks found in several localities of the Scotian Shelf, the Grand Banks and the Baltimore Canyon (Jansa and Pe-Piper, 1985, 1988).

In New England, Mesozoic intrusions broadly form two E-W trending zones (Fig. 8.1a). In the northern zone, dykes are at high angle to pre-existing structures. Dykes are abundant in this zone and closely associated to E-W trending joints (Wise et al., 1988; McHone and Snake, 1992). In the southern zone, magmatic rocks are volumetrically much

more abundant and plutons occur along NNW-SSE and E-W trends. NNW-SSE oriented plutons represent the prolongation of the Jurassic White Mountain Series and coincide with intense fracturing in hosting rocks (McHone and Snake, 1992). E-W trending plutons and dykes of the southern zone are parallel to well-developed joints and quartz-calcite-limonite veins (Wise et al., 1988). To the west, these plutons correspond structurally to several Mesozoic kimberlites (Fig. 8.1b) which were emplaced along reactivated basement faults (Meyer, 1976; Parrish and Lavin, 1982; Manspeizer et al., 1989, Plate 5A).

In summary, NE-SW extension extends far beyond the northern limit of N-S extension. Timing constraints and the distribution of N-S extension suggest that the Ottawa-Bonnechère Graben and associated basement faults in southern New England acted as transfer zones in the early stage of Cretaceous extension. The favorable orientation of the graben in respect to imposed NE-SW tensional forces can be viewed as the starting point to crustal breakup along pre-existing E-W fractures and to the reorientation of the regional stress field leading to the formation of localized zones of N-S directed extensional stress deformation.

### **8.5.2. The ENE-WSW compression**

In southern Québec and New England, strike-slip faults related to ENE-WSW compression crosscut Mesozoic dykes (Fig. 8.7, see also McHone, 1987; Manning and de Boer, 1989; Gélard et al., 1992) and represent the youngest tectonic event of the area. In New England, such a compression orientation has been documented in the White Mountain Plutonic Series (Hardcastle and Albaugh, 1990) and in the Jurassic Hartford and Fundy basins (Wise, 1988; de Boer, 1992). Intrusive rocks of 124 to 96 Ma studied by Foland and Faull (1977), McHone and Butler (1984) and Eby (1985) are affected by ENE-WSW oriented compression, thus indicating that this deformation is Late Cretaceous or younger. In our study, most sites recording this compression are characterized by a pure reverse or strike-slip regime. Moderately plunging  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes and low  $\Phi$  values for homogeneous  $\sigma_1$  attitudes are found for approximately one third of these sites, which suggests the existence of  $\sigma_2$ - $\sigma_3$  permutations during faulting. Similar permutations of  $\sigma_1$ -

$\sigma_2$  axes have also probably occurred in southern Québec, as suggested by NNW-SSE trending  $\sigma_3$  axes associated with strike-slip faults that coincide with  $\sigma_3$  axes related to normal faults. Because the direction of extreme horizontal stresses are the same for both situations (compressional and extensional) it is likely that these stress fields were not independent. Consistent orientations of  $\sigma_3$  axis and inferred stress axes permutations suggest local preservation of transitional stress states between N-S extension and ENE-WSW compression. In addition, the transition from extensional to compressional stress deformation throughout a time-constant orientation of  $\sigma_3$  is consistent with data and interpretations presented by Hardcastle and Albaugh (1990) for New England and de Boer (1992) for Maritimes Canada.

It should be pointed out that the ENE-WSW oriented compression determined in this study is parallel to the present day maximum compressive stress in northeastern America (Fig. 8.9; Zoback and Zoback, 1981, 1991; Ebel and Kafka, 1991). Active seismogenic zones in Québec and New England are concentrated along pre-existing weakness zones belonging to the St. Lawrence paleorift system (Sykes, 1978; Barosh, 1986; Hasegawa, 1991; Adams and Bell, 1991). Most stress indicators are characterized by strike-slip or reverse faulting and show a uniform compressional stress field with horizontal maximum principal stress axes ( $\sigma_1$ ) oriented NE-SW or ENE-WSW. This compression is attributed to the mid-Atlantic ridge pushing and basal drag induced by decoupling of the lithosphere and the asthenosphere in a direction essentially parallel to the absolute plate motion and nearly perpendicular to its axis (Zoback et al., 1986). Similar orientations between Mesozoic and present day stress axes suggest that plate driving forces related to the Atlantic Ridge have been fairly constant since the plate reorganization in Late Cretaceous-Early Tertiary time. ENE-WSW compression during such time interval led to sinistral shearing along major transform faults and to the formation of the New England (de Boer et al. 1988) and Fogo Seamounts (Pe-Piper et al., 1994).

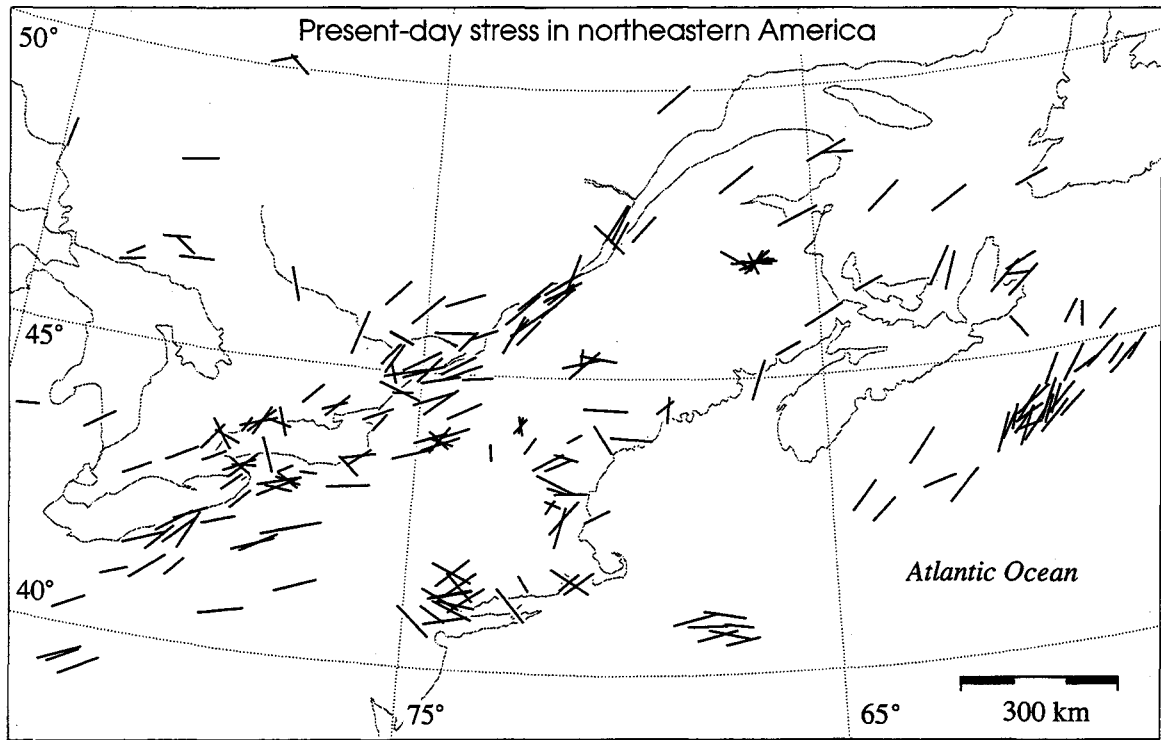


Figure 8.9: Contemporary stress map of eastern Canada and northeastern U.S. showing deviatoric compression vectors determined from hydraulic fracturing stress measurements, borehole breakout data, and P-nodal solutions of small and large shallow (< 9 km) earthquakes. Bar length proportional to data quality (From Adams and Bell, 1991).

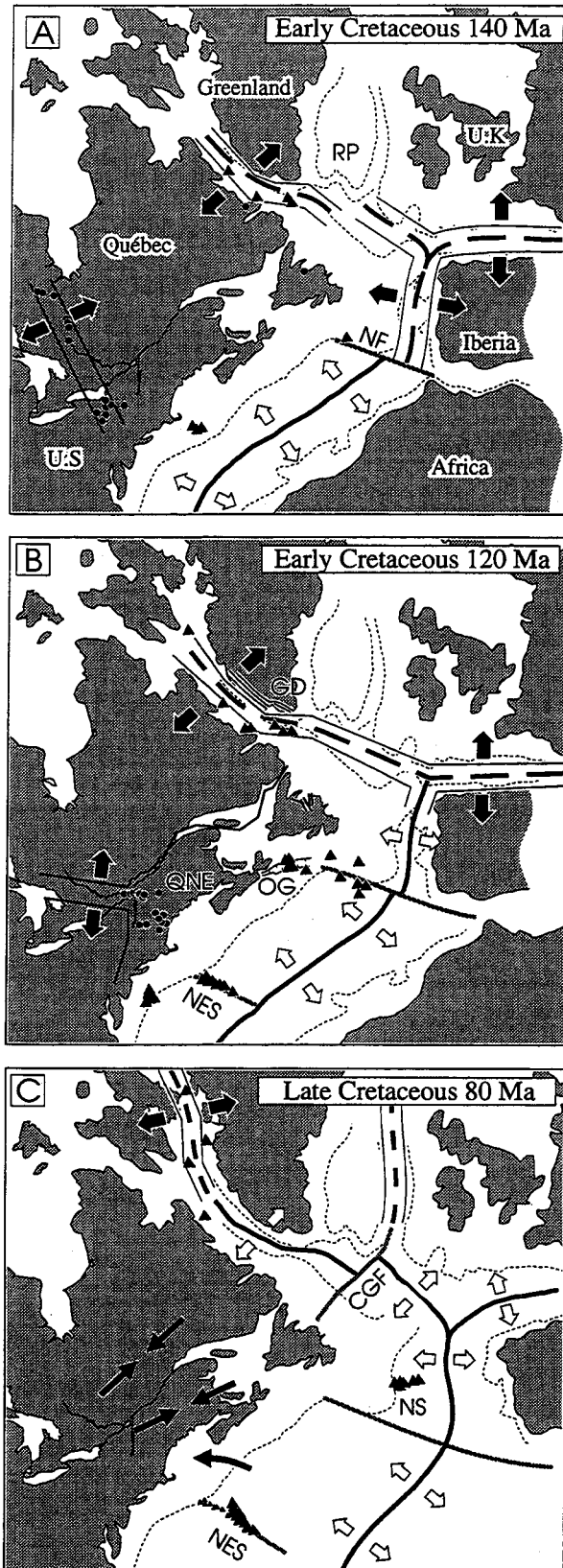
### 8.6. PROPOSED MODEL

The Cretaceous stress states reconstructed in Québec and New England based on brittle tectonic analysis can be integrated into a geodynamic model that takes into account the distribution of plutonic rocks, the direction of paleostress axes, and the geometry and motion of plates (Fig. 8.10).

An extensional stress regime developed in the Late Triassic - Early Jurassic time with the breakup of Pangea (Klitgord et al., 1988). Eastern North America was then submitted to SE-NW oriented extension that led to opening of the central North Atlantic



Figure 8.10: North Atlantic opening and plate reconstructions at (A) 140 Ma, (B) 120 Ma and (C) 80 Ma (modified from Scotese et al., 1988, Keen et al., 1990, and this study). Black arrows indicate directions of extension in rift zones, open arrows indicate directions of sea floor spreading. Active rift zones shown as thin black line and thick dashed lines. Mid-oceanic ridge shown as thick continuous black line, transform zone as thick gray line, and approximate edge of continental block as thin dashed line. Black circles are intrusions and black triangles are continental and oceanic volcanic and sub-volcanic rocks (From Jansa and Pe-Piper, 1988). CGF; Charlie-Gibbs Fracture Zone, GD; Greenland dyke swarm (Watt, 1969), NES; New England Seamounts, NF; Newfoundland Fracture Zone, NS; Newfoundland Seamounts, OG; Orpheous Graben, QNE; Québec-New England Magmatic Province, RP; Rockall Plateau.



Ocean and to widespread magmatism along its margins (McHone, 1978; de Boer, 1992; Klitgord and Schouten, 1986).

In Cretaceous time, major changes occurred in the plate configuration between North America and Eurasia, and between South America and Africa (Le Pichon and Hayes, 1971; Scotese et al., 1988). In North America, a major period of magmatism occurred between 140 and 90 Ma (Foland and Faul, 1977; Eby, 1985; de Boer et al., 1988). In Québec and New England, the early stage of Cretaceous extension was NE-SW oriented, and is correlated to rifting between Labrador and Greenland at approximately 140 Ma (Watt, 1969; Strong and Harris, 1974; Vogt and Avery, 1974; Umpleby, 1979; Nielson, 1987) and to early breakup stages of the South Atlantic ocean at 130 Ma (Le Pichon and Hayes, 1971; Larson and Ladd, 1973; Scotese et al., 1988; Fairhead and Binks, 1991). The 139 to 129 Ma old dykes described by Eby (1985) in southern Québec and New England are attributed to this extensional event, which is also consistent with fault reactivation in the Proterozoic Lake Timiskaming Graben and emplacement of kimberlites along this zone (Fig. 8.10a).

In southern Québec and New England, the peak period of Cretaceous magmatism was characterized by the emplacement of Montereian Hills and associated dykes, approximately 125 Ma ago, under a N-S oriented extensional stress state. This period corresponds to a global fragmentation of Pangea and to increasing spreading rates and plate motions (Sheridan, 1983; Milanovsky, 1987). Major rift zones synchronously developed over large areas in Africa and South America (Chang et al., 1992; Binks and Fairhead, 1992; Guiraud and Maurin, 1992). In Québec and New England, the transition from NE-SW to N-S extension can be attributed to variations of stress orientation in North Atlantic Ocean when Iberia separated from Newfoundland (Fig. 8.10b; Keen et al. 1977; Srivastava and Tapscott, 1986; Jansa et Piper, 1985, 1988) and to crustal stress partitioning due to pre-existing weakness zones. When Iberia separated from Newfoundland, the dominant deviatoric tensional stress probably propagated northward along the Labrador rift where it was laterally transferred into adjacent areas (Fig. 8.10b). NE-SW tensional stresses related to the onset of continental rifting between Labrador and Greenland was favorably oriented to cause N-S extension and magmatism along the E-W

trending Ottawa-Bonnechère graben. At the scale of the north American plate, the extensional stress field probably formed an arcuate pattern related to a circular stress distribution induced by a triple-ridge junction between Newfoundland, Iberia and Eurasia (Fig. 8.10b; Vogt and Avery, 1974; Keen et al., 1977).

Oceanic spreading between Labrador and Greenland began in Late Cretaceous (Vogt and Avery, 1974), corresponding to the end of magmatism in Québec and New England and to the development of large and continuous spreading centers in the North Atlantic Ocean (Fig. 8.10c). The overall extension related to the dispersion of Pangea during Jurassic-Cretaceous time decreased in Early Tertiary due to an increasing number of convergent boundaries in western America, western Europe, and Asia (Sheridan, 1983; Le Pichon et al., 1988; Scotese et al., 1988; Bally et al., 1989). In the Québec Appalachians, this decrease corresponds to the transition between N-S extension and ENE-WSW compression described above, the latter being associated to intraplate stresses induced by both the Mid-Atlantic Ridge push and convergent tectonism along the western coast of north America since Early Tertiary (Fig. 8.10c). The direction of motion of the north American plate is constant since the Tertiary (Cox et al., 1989) and dominant stresses are compressional (Manspeizer et al., 1989). ENE-WSW compression therefore constitutes an important geological record of long-standing intraplate stresses in northeastern America.

## 8.7. CONCLUSION

Cretaceous paleostress axes determined in the Québec-New England Appalachians and adjacent regions record pulsating tectonic phases that are related to different stages of opening of the North Atlantic Ocean in Cretaceous time. The emplacement of Cretaceous intrusions in southern Québec and New England is more consistent with a lithospheric fracture model, as previously proposed on geochemical and spatial-age distribution evidences (Bédard, 1985; McHone et al., 1987; Pe-Piper et al., 1994), rather than a plume model. No regional circular  $\sigma_3$  pattern were observed, as expected in hot spot or thermal doming models. The numerical analyses of striated faults combined with

statistical analyses of Cretaceous dyke trends permit us to distinguish 3 paleostress states: (1) an earlier NE-SW extension (140 Ma), (2) syn-intrusive N-S extension (125 Ma), and (3) post-intrusive ENE-WSW compression. The earlier NE-SW intraplate tensional stresses are correlated with the reactivation of NNW-SSE trending Lake Timiskaming Proterozoic rift structures in which Cretaceous kimberlites were intruded. The N-S extension favours the reactivation in southern Québec of basement faults along the Proterozoic Ottawa-Bonnechère Graben as well as the formation of E-W trending normal faults in supracrustal rocks of the Saint-Lawrence platform. N-S driving forces are correlated to the main plutonic phase and attributed to Early Cretaceous rifting between Labrador and Greenland. Variations of spreading rate and plate boundary conditions of North America in Late Cretaceous-Early Tertiary led to stress inversion in eastern North America and to the establishment of an ENE-WSW directed compression which is still active today.

**Acknowledgments:** The first author wants to acknowledge the *Fonds pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche* (FCAR) for a Ph.D scholarship during which this study was conducted. Financial support for this project was also provided by a Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada operating grant to A. Tremblay (#105669). We thank J.H. Bédard for reviewing the manuscript and R. Bertrand,, M. Malo, D. Morin, and P. Sacks for useful discussions.

### 8.8. References

- Adams, F.D.A., 1903. The Montereian Hills-A Canadian Petrographic province. *J. Geol.*, 11: 239-282.
- Adams, J. and Bell, J.S., 1991. Crustal stresses in Canada. In: D.B. Slemmons, E.R. Engdahl, M.D. Zoback and D.D. Blackwell (Editors), *The Geology of North America, Decade Map vol. 1. Neotectonics of North America*, Boulder, Colo., pp. 367-386.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd Ltd., Edinburg, 206 p.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89: 5835-5848.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Structural Geology*, 11: 37-50.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (Editor), *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp. 53-100.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western America. In: E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker (Editors), *The Geology of North America, vol. N. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 21-73.
- Baer, A.J., Poole, W.H. and Sanford, B.V., 1977. Gatineau River, Quebec-Ontario (Sheet 31). *Geol. Surv. Can.*, Map 1334A.
- Bally, A.W., Scotese, C.R. and Ross, M.I., 1989. North America; Plate-tectonic setting and tectonic elements. In: A.W. Bally and A.R. Palmer (Editors), *The Geology of North America, vol. A. The Geology of North America-An overview*. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 1-15.
- Barosh, P.J., 1986. Neotectonic movement, earthquakes and stress state in the eastern United States. *Tectonophysics*, 132: 117-152.
- Bédard, J.H., 1985. The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanisms of continental breakup. *Tectonophysics*, 113: 209-232.
- Binks, R.M. and Fairhead, J.D., 1992. A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa. *Tectonophysics*, 213: 141-151.

- Bowen, N.L., 1922. Genetic features of alnoites rocks at Ile Cadieux, Québec. *Am. J. Sci.*, 3: 1-34.
- Burke, K., Kidd, W.S.F. and Wilson, J.T., 1973. Relative and latitudinal motion of Atlantic hot spots. *Nature*, 245: 133-137.
- Brummer, J.J., MacFadyen, D.A. and Pegg, C.C., 1992. Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area northern Ontario, Canada, Part II: Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement. *Explor. Mining Geol.*, 1(4): 351-370.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. and Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Clark, T.H., 1972. Montreal area. Ministère des Richesses Naturelles. *Geol. Rep.* 152, 244 p.
- Cox, A., Debiche, M.G. and Engebretson, D.C., 1989. Terrane trajectories and plate interactions along continental margins in the North Pacific Basin. In: Z. Ben-Avraham (Editor), *The evolution of the Pacific Ocean Margins*, pp. 20-35.
- Crough, S.T., 1981. Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America. *Geology*, 9: 2-6.
- Currie, K.L., 1987. The Mont Saint Hilaire plutonic complex: occurrence of excess  $^{40}\text{Ar}$  and short intrusion history. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 380-381.
- Currie, K.L., Eby, G.N. and Gittins, J., 1986. The petrology of the Mont Saint-Hilaire complex, southern Québec: An alkaline gabbro-peralkaline syenite association. *Lithos*, 19: 65-81.
- de Boer, J.Z., 1992. Stress configurations during and following emplacement of ENA basalts in the northern Appalachians. In: J.H. Puffer and P.C. Ragland (Editors), *Eastern North American Mesozoic magmatism*. Geological Society of America, *Spec. Pap.* 268: 361-378.
- de Boer, J.Z., McHone, J.G., Puffer, J.H., Ragland, P.C. and Whittington, D., 1988. Mesozoic and Cenozoic magmatism. In: R.E. Sheridan and J.A. Grow (Editors), *The Geology of North America*, vol. I-2. The Atlantic Continental Margin: U.S. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 217-241.
- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I. and McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *J. Geophys. Res.*, 91: 4920-4938.

Doherty, J.T. and Lyons, J.B., 1980. Mesozoic erosion rates in northern New England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 16-20.

Duncan, R.A., 1984. Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 89(B12); 9980-9990.

Ebel, J.E. and Kafka, A.L., 1991. Earthquake activity in the northeastern United States. In: D.B. Slemmons, E.R. Engdahl, M.D. Zoback and D.D. Blackwell (Editors), *The Geology of North America, Decade Map vol. 1. Neotectonics of North America*, Boulder, Colo., pp. 277-290.

Eby, G.N., 1985. Age relations, chemistry, and petrogenesis of mafic alkaline dikes from the Montereian Hills and younger White Mountain igneous provinces. *Can. J. Earth Sci.*, 22; 1103-1111.

Fairhead, J.D. and Binks, R.M., 1991. Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics*, 187: 191-203.

Faure, S., Tremblay, A. and Malo, M., 1994. Paleostress tensor analysis in the northern Appalachians. *Geological Society of America, Northeastern Section Abstracts and Programs* 26, p.16.

Finley, F.L., 1930. The nepheline syenites and pegmatites of Mount Royal. *Can. Jour. of Research*, 2: 231-248.

Foland, K.A. and Faul, H., 1977. Ages of the White Mountain intrusives - New Hampshire, Vermont, and Maine, USA. *Am. J. Sci.*, 277: 888-904.

Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A. and Jiang-Feng, C., 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for plutons of the Montereian Hills, Québec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 966-974.

Foster, J. and Symons, D.T.A., 1979. Defining a paleomagnetic polarity pattern in the Montereian intrusives. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 1716-1725.

Gélard, J.P., Jébrak, M. and Prichonnet, G., 1992. Les contraintes phanérozoïques dans la plate-forme du Saint-Laurent, région de Montréal, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 499-505.

Gephart, J.W. and Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 89: 9305-9320.

- Gold, D.P., Bell, K., Eby, G.N. and Vallée, M., 1986. Carbonatites, diatremes, and ultra-alkaline rocks in the Oka area, Québec. Geol. Assoc. Can., Field trip 21: Guidebook, 51 p.
- Guiraud, R. and Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- Halls, H.C., 1982. The importance and potential of mafic dykes swarms in studies of geodynamic processes. *Geosc. Can.* 9(3): 145-154.
- Hardcastle, K.C., 1989. Possible paleostress tensor configurations derived from fault-slip data in eastern Vermont and western New Hampshire. *Tectonics*, 8: 265-284.
- Hardcastle, K.C. and Albaugh, D.S., 1990. Stress and timing relationships of a fault-related, paleohydrothermal system in central New Hampshire: Record of a mesozoic stress change in New England? *Tectonics*, 9: 623-639.
- Hasegawa, H.S., 1991. Four seismogenic environments in eastern Canada. *Tectonophysics*, 186: 3-17.
- Hodgson, C.J., 1968. Montereian dike rocks. Unpubl. Ph.D. Thesis, McGill University, Montreal, 168 p.
- Jansa, L.F. and Pe-Piper, G., 1985. Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 83-91.
- Jansa, L.F. and Pe-Piper, G., 1988. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern North American continental margin. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 72(3): 347-366.
- Jansa, L.F., Pe-Piper, G. and Loncarevic, B.D., 1993. Appalachian basement and its intrusion by the Cretaceous dykes, offshore southeast Nova Scotia, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 2495-2509.
- Kay, G.M., 1942. Ottawa-Bonnechere graben and the Lake Ontario homocline. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53: 585-646.
- Kazmin, V., 1987. Two types of rifting: dependence on the condition of extension. *Tectonophysics*, 143: 85-92.
- Keen, C.E., Hall, B.R. and Sullivan, K.D., 1977. Mesozoic evolution of the Newfoundland basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 307-320.



- Keen, C.E., Loncarevic, B.D., Reid, I., Woodside, J., Haworth, R.T. and Williams, H., 1990. In: M.J. Keen and G.L. Williams (Editors), The Geology of Canada no. 2. The Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. Tectonic and geophysical overview; Chapter 2. Geological Survey of Canada, pp. 31-85.
- Klitgord, K.D. and Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), The Geology of North America, vol. M. The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 351-378.
- Klitgord, K.D., Hutchinson D.R., and Schouten, H., 1988. U.S. Atlantic continental margin; Structural and tectonic framework. In: R.E. Sheridan and J.A. Grow (Editors), The Geology of North America, vol. I-2. The Atlantic Continental Margin: U.S. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp.19-55.
- Kumarapeli, P.S., 1970. Montereian alkalic magmatism and the St. Lawrence rift system in space and time. In: G. Perrault (Editor), Alkaline rocks: the Montereian Hills. Mineralogical Association of Canada, pp. 421-431.
- Kumarapeli, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan Rifting in the Craton West of the Northern Appalachians. Geosc. Can., 12: 54-59.
- Kumarapeli, P.S. and Saull, V.A., 1966. The St. Lawrence Valley system: A North American equivalent of the East African Rift Valley system A). Can. J. Earth Sci., 3: 639-658.
- Larson, R.L. and Ladd, J.W., 1973. Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. Nature, 246: 209-212.
- Lee, J.C. and Angelier, J., 1994. Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "Lissage" program. Comp. Geosc., 20: 161-191.
- Le Pichon, X. and Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fractures zones, and the early opening of the South Atlantic. J. Geophys. Res., 76: 6283-6293.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formations; a new analysis. In: S.P. Clark, B.C. Burchfiel, and J. Suppe. Geological Society of America, Spec. Pap. 218: 111-131.
- Lin, S., van Staal, C.R. and Dubé, B., 1994. Promontory-promontory collision in the Canadian Appalachians. Geology, 22: 897-900.
- Malo, M., Tremblay, A., Kirkwood, D. and Cousineau, P., *in press*. Along-strike structural variations in the Acadian external zone of the Quebec Appalachians: consequence of a collision along an irregular margin. Tectonics.

Manning, A.H. and de Boer, L.Z., 1989. Deformation of Mesozoic dikes in New England. *Geology*, 17: 1016-1019.

Manspeizer, W. and Cousminer, H.L. 1988. Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic margin. In: R.E. Sheridan and J.A. Grow (Editors), *The Geology of North America* vol. I-2. The Atlantic Continental Margin: U.S. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 197-216.

Manspeizer, W., de Boer, J., Costain, J.K., Froelich, A.J., Coruh, C., Olsen, P.E., McHone, G.J., Puffer, J.H. and Prowell, D.C., 1989. Post-Paleozoic activity. In: R.D.Jr. Hatcher, W.A. Thomas, and G.W. Viele (Editors), *The Geology of North America*, vol. F-2. The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 319-374.

McHone, J.G., 1978. Distribution, orientations and ages of mafic dikes in central New England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1645-1665.

McHone, J.G., 1984. Mesozoic igneous rocks of northern New England and adjacent Quebec: summary, description of map, and bibliography of data sources. *Geological Society of America, Map and Charts Series MC-49*, 5 p.

McHone, J.G., 1987. Cretaceous intrusions and rift features in the Champlain Valley of Vermont. *New England and Intercollegiate Geological Conference, Guidebook for field trips in Vermont*, vol. 2: 237-253.

McHone, J.G., 1988. Tectonic and paleostress patterns of Mesozoic intrusions in eastern North America. In: W. Manspeizer (Editor), *Developments in Geotectonics 22. Triassic-Jurassic rifting, Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*, Elsevier, pp. 607-620.

McHone, J.G. and Butler, J.R., 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 757-765.

McHone, J.G., Ross, M.E. and Greenough, J.D., 1987. Mesozoic dykes swarms of eastern North America. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), *Mafic dyke swarms*. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.* 34: 279-288.

McHone, J.G. and Shake, S.N., 1992. Structural control of Mesozoic magmatism in New England. In: R. Mason (Editor), *Basement Tectonics 7*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 399-407.

Meyer, H.O.A., 1976. Kimberlites of the continental United States: a review. *J. Geol.*, 84(4): 377-403.

- Milanovsky, E.E., 1987. Rifting evolution in geological history. *Tectonophysics*, 143: 103-118.
- Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Müller, R.D., Royer, J.Y. and Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21:275-278.
- Neugebauer, H.J., 1983. Mechanical aspects of continental rifting. *Tectonophysics*, 94: 91-108.
- Nielsen, T.F.D., 1987. Mafic dyke swarms in Greenland: a review. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), *Mafic dyke swarms*. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 34*: 349-360.
- Parrish, J.B. and Lavin, P.M., 1982. Tectonic model for kimberlite emplacement in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Geology*, 10: 344-347.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Keen, M.J. and McMillan, N.J., 1990. Igneous rocks of the continental margin. *The Geology of Canada no. 2. The Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. Tectonic and geophysical overview; Chapter 2. Geological Survey of Canada*, pp. 75-84.
- Pe-Piper, G. and Jansa, L.F., 1987. Geochemistry of late Middle Jurassic-Early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 803-813.
- Pe-Piper, G., Jansa, L.F. and Palacz, Z., 1994. Geochemistry and regional significance of the Early Cretaceous bimodal basalt-felsic associations on Grand Banks, eastern Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 1319-1331.
- Philpotts, A.R., 1968. Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Montereian intrusion, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 5: 1131-1137.
- Philpotts, A.R., 1974. The Montereian province. In H. Sørensen (Editor), *The alkaline rocks*. pp. 293-310.
- Philpotts, A.R., 1976. Petrography of Mounts Saint-Bruno and Rougemont. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec*, ES-16, 106 p.
- Poitevin, E. and Cooke, H.C., 1946. Camptonite dykes from Sherbrooke district, Quebec. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 40: 87-92.

- Pollard, D.D., 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geol. Asso. Can., Spec. Pap. 34: 5-24.
- Nielsen, T.F.D., 1987. Mafic dyke swarms in Greenland: a Review. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 34: 349-360.
- Roddick, J.C., Quigg, F.B. and Hunt, P.A., 1992. Miscellaneous  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages and analytical procedures. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 6. Geol. Surv. Can., Pap. 92-2: 171-177.
- Scotese, C.R., Gahagan, L.M. and Larson, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155: 27-48.
- Sheridan, R.E., 1983. Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin. *Tectonophysics*, 94: 169-185.
- SOQUIP, 1984. Carte structurale du socle (Basses Terres du St-Laurent). Ministère Energie et des Ressources du Québec, 1/250 000 Map, DP-84-32.
- Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R., 1986. Plate kinematics of the North Atlantic. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), *The Geology of North America*, vol. M. The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 379-404.
- Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J. and Quinlan, G.M., 1987. Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 1098-1107.
- Strong, D.F. and Harris, A., 1974. The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 11: 1208-1219.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16(4): 621-688.
- Turcotte, D.L. and Emerman, S.H., 1983. Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics*, 94: 39-50.
- Umpleby, D.C., 1979. Geology of the Labrador shelf. Geol. Surv. Can., Paper 79-13, 34 p.
- Vogt, P.R. and Avery, O.E., 1974. Detailed magnetic surveys in the northeast Atlantic and Labrador Sea. *J. Geophys. Res.*, 79: 363-389.

- Watt, W.S., 1969. The coast-parallel dike swarm of southwest Greenland in relation to the opening of the Labrador Sea. *Can. J. Earth Sc.*, 6: 1320-1321.
- Williams, D.A. and Telford, P.G., 1987. Structure and Ordovician stratigraphy of the Ottawa area, southern Ontario. *Geological Society of America Centennial Field Guide-Northeastern Section*, pp. 349-352.
- Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Can. J. Earth Sc.*, 16: 797-807.
- Williams-Jones, A.E., 1981. Thermal metamorphism of siliceous limestone in the aureole of Mount Royal, Quebec. *Am. J. Sci.*, 281: 673-696.
- Wilson, A.E., 1964. Geology of the Ottawa - St. Lawrence Lowland, Ontario and Québec. *Geol. Surv. Can., Mem.* 241, 66 p.
- Wise, D.U., 1988. Mesozoic stress history of the upper Connecticut valley at Turners Falls, Massachusetts. *New England and Intercollegiate Geological Conference, 80th annual meeting, field trip guidebook*, p. 351-372.
- Wise, D.U., Hardcastle, K.C., Fleischmann, K.H. and Robinson, J.C., 1988. Reconnaissance of brittle fabric across central New England. *Geological Society of America, Northeastern Section Abstracts and Programs* 20, p.79.
- Yin, Z.M., Ranalli, G., 1993. Determination of tectonic stress field from fault slip data: toward a probabilistic model. *J. Geophys. Res.*, 98(B7); 12 165-12 176.
- Zoback, M.D. and Zoback, M.L., 1981. State of stress and intraplate earthquakes in the United States. *Science*, 213: 96-104.
- Zoback, M.D. and Zoback, M.L., 1991. Tectonic stress field of North America and relative plate motions. In: D.B. Slemmons, E.R. Engdahl, M.D. Zoback and D.D. Blackwell (Editors), *The Geology of North America, Decade Map vol. 1. Neotectonics of North America*, Boulder, Colo., pp. 339-366.
- Zoback, M.L., Nishenko, S.P., Richardson, R.M., Hasegawa, H.S. and Zoback, M.D., 1986. Mid-plate stress, deformation, and seismicity. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), *The Geology of North America, vol. M. The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Colo., pp. 297-312.





**PARTIE III**





## Chapitre 9

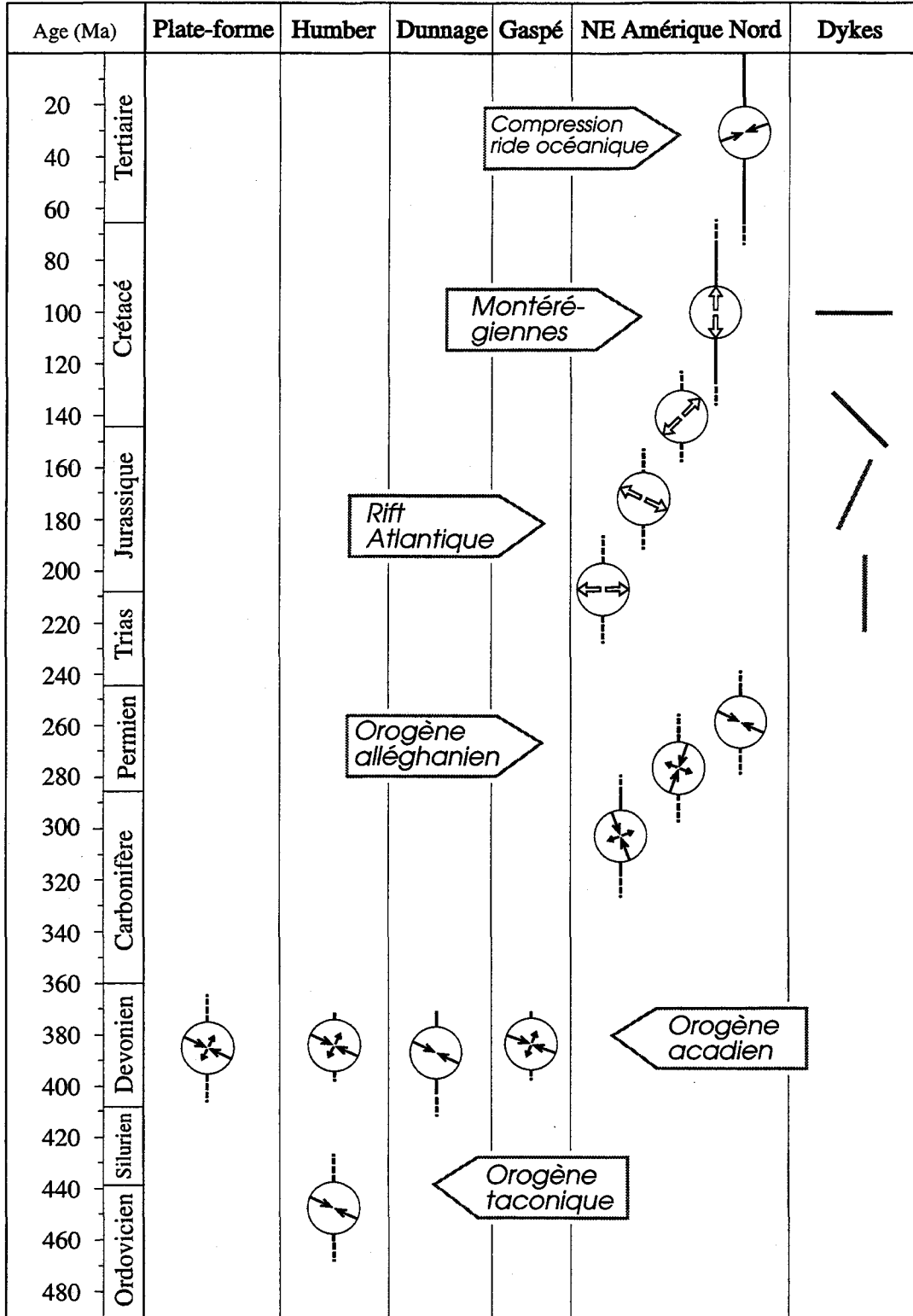
### SYNTHÈSE TECTONIQUE

L'analyse géométrique, statistique, et numérique des déformations cassantes dans les roches du réentrant de Québec a permis de distinguer une série d'états de paléocontraintes correspondant à différents stades de l'évolution de la chaîne appalachienne. Dans la région étudiée, les déformations cassantes, matérialisées par des failles striées, des veines et des dykes, sont le produit d'une tectonique polyphasée échelonnée entre l'Ordovicien moyen et le Tertiaire. L'effet de ces déformations cassantes sur la géométrie de la chaîne, et leur lien avec la déformation ductile et le contexte géodynamique, permettent de diviser les paléocontraintes reconstituées pour le réentrant de Québec en deux catégories: (1) les paléocontraintes taconiques et acadiennes et (2) les paléocontraintes intra-plaques alléghaniennes et mésozoïques. Nous reprendrons dans ce chapitre les grandes lignes de cette étude sur ce concept. L'ordre d'apparition et la durée des compressions et des extensions sont présentés sur le Tableau X en parallèle avec les différents épisodes tectoniques des Appalaches.

#### **9.1. Paléocontraintes taconiques et acadiennes**

Dans cette catégorie, sont regroupées les paléocontraintes associées dans l'espace et le temps aux déformations ductiles des orogènes taconique et acadien.

Tableau X : Synthèse des paléocontraintes dans le réentrant de Québec



Le plus ancien système de paléocontraintes identifié dans la région étudiée est situé dans le domaine externe de la zone de Humber et est assigné à l'orogénèse taconique. Il est caractérisé par une compression orientée ESE-ONO et par un régime purement compressif ( $\sigma_3$  vertical). Cette déformation est caractérisée par des failles inverses N-S à NE-SO faiblement à moyennement inclinées auxquelles sont associées des veines d'extension sub-horizontales. Ces failles sont intimement associées aux chevauchements régionaux et à une tectonique de couverture de faible intensité. Les axes  $\sigma_1$  reconstitués sont perpendiculaires aux failles régionales et parallèles aux linéations d'étirement dans le sud et le centre des Appalaches du Québec, alors qu'ils sont obliques par rapport aux chevauchements dans le nord de la Gaspésie. Il semble que la partie nord du réentrant de Québec et le promontoire du Saint-Laurent n'ont pas influencé de façon significative la direction des contraintes taconiques. Il est probable que l'avancement des nappes se faisaient librement sans résistance au front de la chaîne le long de failles de chevauchements avec des coefficients de rupture et des taux de friction faibles (Merle, 1994).

Le deuxième système de contraintes relié de près dans l'espace à une orogénèse est celui des paléocontraintes acadiennes. Ces dernières ont été reconstituées dans la zone de Dunnage, principalement le long de la ligne Baie-Verte - Brompton et dans la Ceinture de Gaspé. Les paléocontraintes ont été calculées à partir de failles anciennes reconnues dans ce domaine et indiquent une direction ESE-ONO. Ces résultats sont compatibles avec la direction de transport tectonique le long de la faille de La Guadeloupe dans le sud du Québec et corroborent le régime en compression pure reconnu et documenté dans cette région par la géométrie des structures ductiles (Tremblay et al., 1989b; Cousineau et Tremblay, 1993). Les directions et les états de paléocontraintes reconstitués dans les serpentinites sont cohérents avec ceux obtenus dans les autres unités de la Zone de Dunnage et de la Ceinture de Gaspé. Dans la mesure où la chronologie est bien établie et le nombre de données suffisant, l'application des méthodes numériques dans les serpentinites peut s'avérer un outil de premier ordre pour caractériser la déformation dans les ophiolites.

En Gaspésie, les paléocontraintes acadiennes ESE-ONO sont similaires aux directions déjà obtenues par méthodes graphiques et géométriques dans les roches siluro-dévonienne (Trudel et Malo, 1993; Malo et Bourque, 1993). Les directions de  $\sigma_1$  sont coaxiales et homogènes pour la Gaspésie suggérant soit (1) que les failles cassantes dans les sites étudiées n'ont pas été influencées par des phénomènes de rotation, (2) que le régime en cisaillement simple associé à une transpression dextre (Kirkwood et Malo, 1993) était limité à certains corridors de déformation, ou (3) que les failles striées ont joué vers la fin de l'orogénèse acadienne, et représentent un des derniers incréments de la déformation. Le fait que la majorité des failles régionales recoupent les axes de plis (Malo et Bourque, 1993) indique que la tectonique plicative a précédé la tectonique ductile-cassante ce qui favorise l'hypothèse d'une fracturation tardi-acadienne.

La phase de compression ESE-ONO acadienne dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé est corrélée avec la deuxième phase de compression, de même orientation, reconnue dans les roches cambro-ordoviciennes de la zone de Humber. Dans le domaine externe de la zone de Humber, cette compression s'est matérialisée par des failles de décrochement ENE-OSO dextres et NO-SE senestres et des veines d'extension sub-verticales orientées ESE-ONO.

L'âge exact de la seconde compression ESE-ONO dans la zone de Humber et les Basses-Terres du Saint-Laurent reste problématique. Le manque de repère chronostratigraphique silurien ou dévonien dans la zone de Humber et la plate-forme du St-Laurent ne permet pas de déterminer si cette compression est taconique ou acadienne. Les relations structurales indiquent que les chevauchements et les plis taconiques dans la zone de Humber sont systématiquement recoupés par les failles de décrochement. Étant donné que la dernière phase de déformation plicative dans le domaine interne de la zone de Humber est assignée à l'orogénèse acadienne (Tremblay et Pinet, 1994), la seconde compression ESE-ONO enregistrée dans le domaine externe de la zone de Humber est probablement l'expression distale de l'orogénèse acadienne. Dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, les plis ouverts de grandes longueurs d'onde sont interprétés comme étant reliés à l'avancement et au poinçonnement des unités parautochtones et allochtones des Appalaches sur la plate-forme au cours de l'orogénèse taconique (Globensky, 1987). La

géométrie des failles et les tenseurs calculés dans cette plate-forme s'accordent plutôt avec le régime de contraintes décrochant reconnu dans la zone de Humber.

L'effet de la compression acadienne disparaît à la fin du Dévonien moyen. Dans le sud du Québec, l'emplacement des plutons dévoniens (383-374 Ma) s'est produit après le métamorphisme régional (390-385 Ma). Leur forme arrondie et l'absence de structures ductiles au sein des intrusions suggèrent qu'ils sont tardi- à post-acadiens. Les paléocontraintes reconstituées dans ces plutons indiquent qu'une compression ESE-ONO les a affectées. Toutefois, les structures associées à cette compression sont postérieures aux structures associées à la compression N-S qui est attribuée à l'orogénèse alléghanienne. Ceci apporte donc un argument supplémentaire pour dire que ces plutons n'ont pas été affecté par la compression acadienne.

## **9.2. Paléocontraintes intra-plaques**

Les paléocontraintes intra-plaques ont été générées dans les parties distales de la chaîne appalachienne et dans la plate-forme ordovicienne. Un taux de déformation faible caractérise donc ce milieu. Les structures ductiles sont absentes mais des failles régionales cassantes ont été formées et des zones de faiblesse pré-existantes dans la croûte ont été réactivées. Dans cette catégorie de paléocontraintes, sont distinguées les déformations associées (1) aux compressions alléghaniennes, (2) aux extensions reliées aux différents stades d'ouverture de l'océan Atlantique, et (3) à une compression récente.

Les compressions NNO-SSE, NNE-SSO et ESE-ONO, reconstituées dans les roches carbonifères ainsi que dans les plutons dévoniens du sud du Québec, sont l'expression d'une déformation intra-plaque attribuée à l'orogénèse alléghanienne. La chronologie relative de ces compressions suggère que les contraintes ont évolué dans le sens horaire depuis le NNO-SSE vers l'ESE-ONO, la compression NNO-SSE étant la plus ancienne. La compression NNO-SSE est mécaniquement compatible avec un régime en transtension dextre reconnu dans le Bassin des Maritimes (Bradley, 1982). Dans le plateau appalachien aux États-Unis, cette compression est corrélée avec la première phase de déformation de l'orogénèse alléghanienne, et à l'indentation du promontoire de Reguibat

de la plaque africaine au niveau du promontoire de New York à la fin du Carbonifère - début Permien. La seconde compression, orientée NNE-SSO est attribuée à une répartition des contraintes en forme d'éventail due à la progression du poinçonnement de la plaque africaine sur le craton nord-américain au cours du Permien. Une phase de compression tardive, orientée ESE-ONO et interprétée comme étant synchrone au plissement des roches permienues sur l'île du Prince-Edouard, est corrélée à la phase finale de la collision alléghanienne. Ce changement brusque de direction a favorisé des mouvements dextres le long de décrochements E-W en Nouvelle-Écosse et au sud du Nouveau-Brunswick (Mawer et White, 1986; Keppie, 1982), et NE-SO le long de la côte de la Nouvelle-Angleterre (Swanson, 1992) ainsi que des chevauchements dans le centre des Appalaches (Dean et al., 1988).

A la fin de l'orogène alléghanienne, au Permien tardif, le collage successif des différents orogènes a contribué à l'épaississement de la croûte et à l'augmentation de la superficie des masses continentales, formant le supercontinent Pangée. Du Permien tardif au Trias précoce, le supercontinent est demeuré tectoniquement stable (McDougall et Duncan, 1980). L'accumulation de la chaleur sous la Pangée pendant une période de 30 à 40 Ma aurait favorisé l'amincissement et la rupture de la croûte (Gurnis, 1988). Les premiers mouvements extensifs, matérialisés par des essaims de dykes et des bassins sédimentaires N-S et NE-SO, ont permis d'initier au Trias supérieur - Jurassique inférieur, le morcellement de la Pangée au niveau de la proto-ride médio-Atlantique (Worsley et al., 1984). Les extensions E-W et NO-SE identifiées dans les Appalaches du Québec et dans les Basses-Terres du Saint-Laurent sont corrélées à la fragmentation initiale de la Pangée. Ces extensions sont comparables aux directions d'extension reconstituées à partir de l'analyse statistique de dykes jurassiques dans le sud du Québec (dyke du Mont Mégantic) et en Nouvelle-Angleterre. Les deux extensions sont attribuées soit (1) au découplage (partitioning) d'une seule extension continentale orientée ESE-ONO, auquel cas elles sont synchrones, ou (2) à deux événements séparés et corrélés à une extension E-O d'âge Trias tardif et une extension ESE-ONO d'âge Jurassique précoce. L'absence de chronologie relative entre ces deux extensions dans les sites étudiés ne permet malheureusement pas de favoriser l'une ou l'autre de ces hypothèses. La présence de structures tectoniques et

acadiennes N-S et NE-SO dans les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et du Québec aurait facilité une rupture supra-crustale le long de plans de faiblesse préexistants et influencé par le fait même la répartition du stress.

Au Jurassique tardif, la progression de l'ouverture de l'Atlantique vers le nord a favorisé, dans les Appalaches du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent, une rotation anti-horaire des contraintes vers une extension orientée NE-SO. Cette extension est corrélée à l'initiation du rift entre le Labrador et le Groenland (140 Ma), à l'emplacement d'un premier essaim de dykes orienté NO-SE dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre, et à l'intrusion de kimberlites le long de la zone structurale du Lac Témiskamingue. La cessation des forces extensives, suite à la séparation de Terre-Neuve et de la péninsule Ibérique vers 125 Ma, a produit une migration des contraintes déviatoriques vers le nord le long du rift entre le Labrador et le Groenland. L'orientation favorable du rift et des forces extensives dans cette région, et la présence du paléo-graben d'Ottawa-Bonnechère ont engendré une rotation anti-horaire des contraintes dans le sud du Québec au profit d'une extension N-S. Cette dernière extension a favorisé la réactivation de fractures crustales et la formation de failles normales E-O le long desquelles se sont mises en place les Montérégiennes et les intrusions associées. Dans le sud du Québec et en Nouvelle-Angleterre, l'apogée de ce magmatisme crétacé coïncide avec une fragmentation accrue des continents et une augmentation de la vitesse d'écartement des plaques nord-américaine et africaine.

A la fin du Crétacé, l'activité magmatique à l'est de l'Amérique du Nord décroît rapidement et coïncide avec la séparation entre le Labrador et le Groenland. La dispersion des continents est ralentie par l'accroissement des zones de subduction et de collision sur la côte ouest de l'Amérique du Nord, en Europe et en Asie. Les contraintes extensives installées dans le craton depuis le Jurassique, changent au Tertiaire dans les Appalaches du Nord et les Basses-Terres du Saint-Laurent, au profit d'une compression ENE-OSO. La permutation des contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  au cours de cette période s'inscrit dans un régime de compression qui est encore actif aujourd'hui. Ces contraintes seraient principalement générées par la poussée, au niveau de la ride médio-Atlantique, de la plaque océanique



de l'Atlantique Nord sur la plaque nord-américaine et par la résistance de cette dernière due aux mouvements convergents des plaques nord-américaine et pacifique.

## **CONCLUSION GÉNÉRALE**

Pour la première fois, une étude régionale des paléocontraintes tectoniques est appliquée sur une vaste portion des Appalaches du nord. Le territoire couvert représente environ 1/5 de la chaîne appalachienne, ce qui constitue une des plus vaste étude de caractérisation de la déformation cassante et d'analyse numérique au monde. Les déformations étudiées et les paléocontraintes reconstituées dans le réentrant de Québec s'échelonnent sur près d'un demi-milliard d'années, ce qui a représenté un défi de taille compte tenu que cette chaîne a enregistré plusieurs phases de déformation ductile et cassante. Les résultats de cette étude montrent que l'application de méthodes numériques de quantification des tenseurs de contraintes dans les chaînes orogéniques polyphasées et anciennes est possible. L'analyse comparative des structures cassantes (failles striées versus dykes) a également permis de caractériser des déformations intra-cratoniques et post-orogéniques dans les Appalaches du Nord, en particulier celles reliées à l'ouverture de l'océan Atlantique et à la mise en place des Montérégiennes. L'identification et la caractérisation de déformations post-carbonifères sont venues compléter notre compréhension de l'histoire tectonique globale des Appalaches du Québec, jusqu'à présent limitée aux orogénèses taconique et acadienne. La validité des différents états de contraintes reconstitués depuis l'Ordovicien moyen (orogénèse taconique) est appuyée par le fait que les directions de compression et d'extension reconstituées dans les Appalaches sont similaires à celles identifiées dans la plate-forme du Saint-Laurent et les plutons post-acadiens du sud du Québec (milieu homogène exempt de rotation). Les conclusions les plus marquantes de cette étude sont les suivantes:

(1) Dans le domaine externe de la zone de Humber, la tectonique cassante et les contraintes régionales ont été documentées pour l'orogénèse taconique. Une compression ESE synchrone à la tectonique plicative, et homogène en direction, est interprétée comme représentant la direction moyenne de convergence des terrains cambro-ordoviciens sur l'ancienne marge du continent Laurentia.

(2) La direction de compression reconstituée pour l'orogénèse acadienne est également ESE sur l'ensemble du territoire étudié. Dans les serpentinites de la zone de Dunnage et dans la ceinture de Gaspé du sud du Québec, les états de contraintes acadiens reconstitués témoignent d'une tectonique de chevauchement. Dans la ceinture de Gaspé en Gaspésie et au nord du Nouveau-Brunswick, les états de contraintes sont partagés entre une tectonique de décrochement et de chevauchement, suggérant que la dynamique des grandes failles régionales et la fracturation associée sont plus complexes qu'on ne le croyait.

(3) Une deuxième phase de compression orientée ESE, caractérisée par des failles de décrochement, a été identifiée dans la zone de Humber. Cette compression, co-axiale à la compression taconique, est interprétée comme une expression lointaine de la compression acadienne. Les contraintes associées à cette compression auraient été transmises dans la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent jusque dans la région d'Ottawa.

(4) Des compressions post-acadiennes sub-méridiennes sont documentées pour la première fois dans le réentrant de Québec. Nous avons distingué des compressions orientées NNO, NNE et ESE dans les plutons du Dévonien moyen à tardif dans le sud du Québec et dans les roches du Carbonifère en Gaspésie. Ces trois compressions sont interprétées comme le résultat de l'indentation progressive du continent Gondwana au niveau du promontoire de New York au cours de l'orogénèse alléghanienne pendant le Carbonifère et le Permien.

(5) Des failles normales N-S associées à des extensions E-O et NO-SE ont été documentées dans le sud du Québec. Ces directions d'extension sont mises en parallèle avec l'emplacement au Jurassique d'un dyke N-S de 50 km de long, au nord du Mont-Mégantic. La présence de dykes jurassiques au lac Ontario et à l'Île d'Anticosti, de même que l'orientation et la cinématique de certaines failles normales régionales dans le sud du Québec, suggèrent que les extensions E-O et NO-SE sont l'expression de l'amincissement crustal causé par l'ouverture de l'océan Atlantique au Trias et au Jurassique.

(6) Deux extensions sont corrélées avec le magmatisme créacé dans le sud du Québec. La première extension, précoce (140 Ma) et orientée NE-SO, est reconnue sur l'ensemble du territoire étudié et associée à un premier réseau de dykes orienté NO-SE. La seconde extension, N-S et plus jeune (125 Ma), est limitée spatialement au graben protérozoïque d'Ottawa-Bonnechère et associée à la principale phase du magmatisme Crétacé dans le sud du Québec (Montérégiennes) et en Nouvelle-Angleterre.

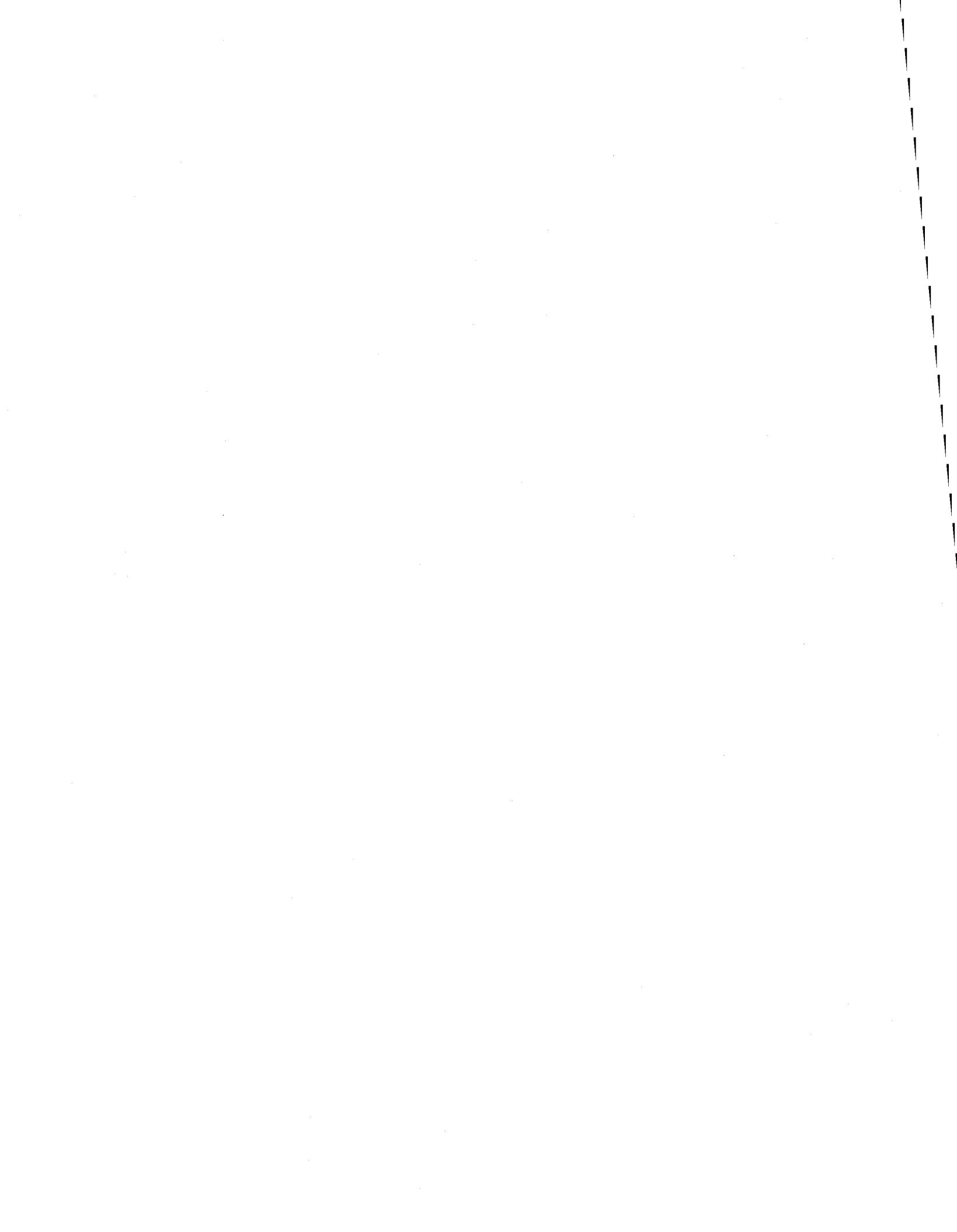
(7) Le réentrant de Québec a subi une dernière phase de compression post-crétacée, orientée ENE-OSO et sub-parallèle aux structures taconiques et acadiennes. Cette compression aurait été causée par une poussée lithosphérique au niveau de la ride médio-Atlantique et une résistance tectonique induite par l'orogénèse Laramide à l'ouest du continent nord-américain, au début du Tertiaire. Les contraintes actuelles dans la croûte étant également orientées ENE-OSO, il semble que la direction du champ de contraintes dans l'est de l'Amérique du Nord soit demeuré stable depuis le Tertiaire.

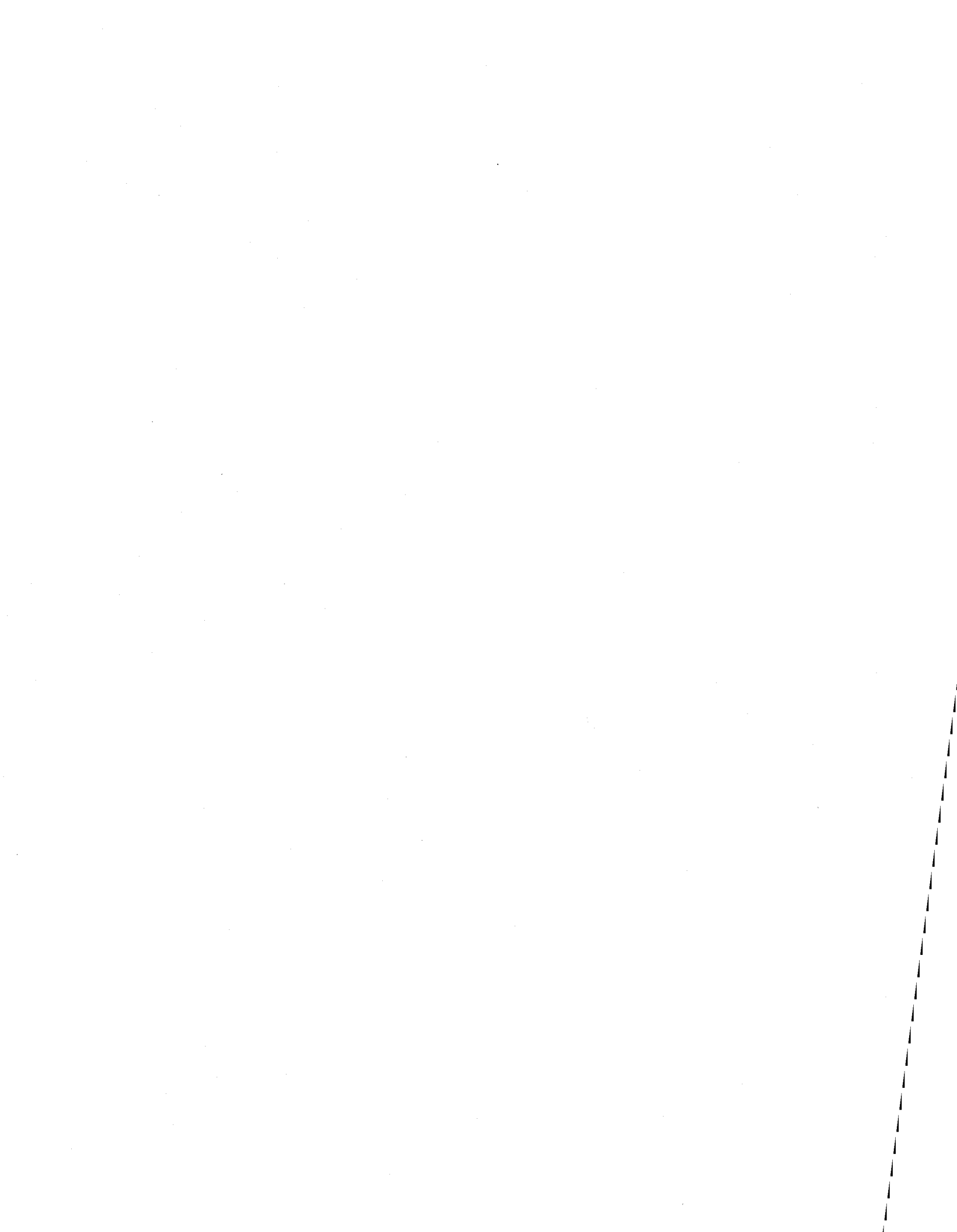
Du point de vue méthodologique, l'application des méthodes numériques dans les serpentinites a révélé des résultats intéressants. Jusqu'à présent, les failles striées dans les serpentinites ont généralement été exclues des analyses microtectoniques classiques. Nous avons utilisé ces structures cassantes dans les complexes ophiolitiques du sud du Québec et les copeaux de roches ultramafiques de la Ligne Baie Verte - Brompton afin de reconstituer les paléocontraintes tectoniques. Les directions de compression et d'extension et les chronologies relatives obtenues dans les serpentinites sont similaires à celles

identifiées dans les roches adjacentes moins déformées indiquant que l'application de méthodes numériques dans des systèmes complexes de déformation est possible.

Une étude microtectonique plus approfondie et l'utilisation de différentes techniques de détermination des contraintes dans la plate-forme et dans les roches triassiques et jurassiques des Maritimes est souhaitable afin de raffiner et de vérifier les différents modèles et hypothèses avancés dans le cadre de ce travail. Par exemple, l'étude des mâcles de la calcite, dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans certaines unités calcaires des Appalaches, où le nombre de failles est parfois faible, permettrait de préciser davantage les variations spatio-temporelles des contraintes. On pourrait ainsi, par exemple, combler certaines lacunes concernant les champs de contraintes dans la région d'Ottawa et sur l'Île d'Anticosti. Comme les travaux de Engelder et Geiser (1980) aux États-Unis, l'étude des diaclases dans la plate-forme, les plutons et le Carbonifère, permettrait de vérifier ou d'invalider la reconstitution des différents champs de contraintes définies dans notre étude. Il serait également intéressant d'effectuer une analyse systématique et plus détaillée des structures cassantes dans les dykes et plutons du Crétacé afin de mieux documenter la période de transition (permutations des contraintes) entre l'extension N-S et la compression ENE-OSO. De plus, la datation de certains minéraux (muscovite par exemple) dans les plans de failles permettrait d'établir une meilleure chronologie des épisodes tectoniques. L'existence d'un dyke N-S daté au Jurassique dans la sud du Québec ouvre un nouveau débat sur l'étendue du magmatisme relié à l'ouverture de l'océan Atlantique. De nouvelles datations sur les dykes N-S et NE-SO dans le sud du Québec seraient donc utiles.

A l'issue de cette recherche, il apparaît que les structures cassantes des Appalaches du Québec et de la plate-forme du Saint-Laurent ont été formées sur une période de près d'un demi-milliard d'années. Les études futures sur la déformation cassante devront donc être faite avec discernement et prudence et tenir compte des déformations et des phénomènes tectoniques récents.





## Appendice A

### Paléocontraintes dans le réentrant de Québec

Exemple type:

Site	Descriptif	C	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
#	Localité	-							
	Latitude; Longitude;	1							
	Groupe	Ct							
	Formation	0							
	Age								
	Lithologie								
	Chronologie Cohérente: Incohérente:								
	N= nombre total de données								

	<i>chronologie de stries</i>	<i>nombre de données sous-population</i>	<i>axes contraintes principales</i>	<i>rapport Phi (<math>\sigma_2 - \sigma_3</math>) / (<math>\sigma_1 - \sigma_3</math>)</i>	<i>estimateurs de qualité</i>
			$\sigma_1$ $\sigma_2$ $\sigma_3$		$\Phi$ $\alpha$ RUP
			<i>aucune chronologie</i>		
			<i>plus ancien</i>		
			<i>Crétacé</i>		
			<i>failles rejetées (poubelle)</i>	<i>angle entre strie réelle et théorique</i>	
					<i>rapport Upsilon</i>



Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
1	Princeville	1	18	116 09	207 06	329 80	0.51	9	27
	Lt: 46°08' Lg: 71°58'	2	22	104 05	207 67	012 22	0.53	13	27
	Groupe de Sillery	4	11	041 03	165 84	311 05	0.03	12	34
	Cambrien inférieur	3	35	336 08	240 35	076 54	0.17	11	31
	Grès, conglomérat	-	7	037 80	232 09	142 03	0.55	15	43
	Chrono. Co:5 Inc:2	-	4	329 70	170 19	078 07	0.27	17	36
	N=98	0	1						
2	Princeville	1	15	307 03	038 13	205 77	0.36	6	26
	Lt: 46°12' Lg: 71°59'	2	7	068 14	331 26	184 60	0.58	11	40
	Groupe de Sillery	-	9	169 20	278 44	061 40	0.26	13	44
	Cambrien inférieur	-	4	129 87	342 02	252 02	0.57	2	7
	Grès	0	1						
	Chrono. Co:2 Inc:0								
N=36									
3	Princeville	1	22	297 01	028 13	202 77	0.50	14	34
	Lt: 46°11' Lg: 71°52'	5	18	063 04	153 09	308 80	0.48	17	38
	Groupe de Sillery	3	21	343 01	073 24	250 66	0.39	13	33
	Cambrien inférieur	4	7	084 73	181 02	271 17	0.64	10	25
	Grès, schiste	2	13	290 09	158 77	022 09	0.39	14	35
	Chrono. Co:8 Inc:1	-	5	071 68	260 22	168 03	0.56	11	29
	N=89	0	3						
4	Notre-Dame-Bon-Conseil	1	20	109 05	018 06	241 82	0.64	15	35
	Lt: 46°00' Lg: 72°20'	2	8	242 01	118 88	332 02	0.17	12	34
	Groupe de Sillery	-	23	337 10	242 27	085 61	0.13	10	38
	Cambrien inférieur	-	6	109 23	251 62	012 16	0.57	7	23
	Grès, schiste	0	1						
	Chrono. Co:1 Inc:0								
N=58									
5	St-Cyrille-de-Wendover	1	20	111 09	019 10	241 77	0.45	11	31
	Lt: 45°55' Lg: 72°23'	5	13	021 03	166 87	291 02	0.39	17	39
	Olistostrome de	3	26	339 00	073 86	249 04	0.12	17	41
	Drummondville	2	10	291 02	028 73	201 17	0.25	13	34
	Cambrien inférieur	4	21	180 88	000 02	270 00	0.55	14	38
	Basalte	-	8	204 85	050 04	320 02	0.70	12	33
	Chrono. Co:8 Inc:1	-	4	258 69	110 18	017 10	0.66	10	25
	N=105	0	3						







Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
20	Ange-Gardien Lt: 45°21' Lg: 72°56' Groupe de Ste-Rosalie Formation Ste-Sabine Ordovicien moyen Schiste, grès, dolomie N=21	-	19	291 11	026 26	179 62	0.53	12	33
		0	2						
21	Eastman Lt: 45°17' Lg: 72°19' Mélange de St-Daniel Ordovicien Serpentinite Chrono. Co:11 Inc:3 N=118	1	17	304 07	213 07	080 80	0.50	18	39
		2	32	350 11	084 20	233 67	0.23	19	43
		4	35	251 02	158 56	343 34	0.21	16	41
		3	24	287 06	131 84	017 03	0.30	10	28
		-	4	306 69	084 16	178 13	0.63	13	26
		0	6						
22	Mansonville Lt: 45°07' Lg: 72°23' Mélange de St-Daniel Ordovicien Serpentinite Chrono. Co:1 Inc:1 N=26	1	14	272 07	181 02	077 83	0.14	13	35
		2	11	145 01	235 18	053 73	0.25	23	47
		0	1						
23	Lac Massawipi Lt: 45°12' Lg: 72°05' Groupe de Magog Formation Beauceville Ordovicien Moyen Basalte, grès N=45	-	22	150 00	240 05	060 85	0.33	13	29
		-	6	071 04	331 69	163 21	0.39	7	33
		-	14	149 84	286 04	016 04	0.33	12	29
		0	3						
24	Rock Island Lt: 45°03' Lg: 72°05' Intrusion Dévonien Granite N=63	-	10	297 08	205 16	053 72	0.06	15	31
		-	15	223 03	130 48	316 42	0.07	9	32
		-	16	163 01	066 81	253 09	0.41	15	35
		-	4	085 83	324 04	234 06	0.70	6	37
		-	13	225 75	095 10	003 11	0.35	9	20
		0	5						





Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
35	Scotstown Lt: 45°34' Lg: 71°15' Intrusif de Scotstown Dévonien (384±2 Ma) Granodiorite N=10	-	8	242 05	149 28	341 61	0.85	9	33
		0	2						
36	Sainte-Anne-du-Lac Lt: 46°05' Lg: 71°08' Groupe de Caldwell Cambrien inférieur Basalte N=41	-	9	120 01	210 12	027 78	0.40	17	36
		-	13	072 16	163 03	262 74	0.33	18	39
		-	13	339 09	245 21	089 67	0.01	17	37
		0	6						
37	Saint-Sébastien Station Lt: 45°44' Lg: 70°56' Intrusif de Ste-Cécile Dévonien (374±2 Ma) Granodiorite Chrono. Co:1 Inc:0 N=73	1	27	080 09	338 55	176 34	0.35	17	35
		-	12	296 03	206 11	042 79	0.09	8	25
		2	32	160 06	253 25	057 65	0.04	12	33
		0	2						
38	Broughton Station Lt: 46°13' Lg: 71°07' Feuillet de Pennington Cambrien Serpentinite Chrono. Co:9 Inc:2 N=58	2	29	128 01	038 13	220 77	0.34	16	37
		1	23	175 09	083 12	302 75	0.37	10	27
		-	6	256 12	349 15	129 71	0.23	13	33
		0	0						
39	Lac Saint-François Lt: 45°59' Lg: 71°14' Ophiolite Thetford Mines Cambrien Basalte Chrono. Co:2 Inc:0 N=45	1	23	145 03	235 06	030 83	0.41	6	20
		-	18	350 11	258 12	122 74	0.63	10	28
		2	4	084 16	175 05	282 73	0.55	5	18
		0	0						









Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
55	Carrière Miron (Mtl)	Ct	5	266 05	001 46	171 43	0.56	27	59
	Lt: 45°34' Lg: 73°37'	-	4	072 80	316 05	225 09	0.49	15	37
	Groupe de Trenton	0	0						
	+ dyke montérégien Ordovicien sup. + <u>Crétacé</u> Calcaire, diabase N=4								
56	Dorval	-	18	073 04	309 83	164 06	0.23	10	27
	Lt: 45°27' Lg: 73°42'	-	11	051 79	266 09	175 06	0.36	10	40
	Groupe de Trenton	-	13	299 06	187 74	030 14	0.11	8	23
	Formation de Tétrauville Ordovicien supérieur Calcaire N=45	0	3						
57	Rivière des Plantes	3	34	157 06	249 17	049 72	0.18	13	35
	Lt: 46°15' Lg: 70°49'	2	14	104 22	229 55	002 26	0.46	11	30
	Mélange de St-Daniel	4	11	229 01	139 13	321 78	0.28	18	42
	Ordovicien	1	16	298 05	207 07	062 82	0.29	8	26
	Serpentinite Chrono. Co:10 Inc:2 N=79	0	4						
58	Saint-Georges	1	50	164 04	256 22	064 68	0.20	13	33
	Lt: 46°07' Lg: 70°40'	2	9	287 15	055 67	192 17	0.23	16	43
	Formation de Famine	3	14	025 73	270 08	178 16	0.70	8	22
	Dévonien moyen 3	5	275	85	049 03	139 04	0.46	3	18
	Calcaire, conglomérat Chrono. Co:12 Inc:0 N=79	0	1						
59	Saint-Magloire	1	33	116 01	026 07	216 83	0.53	9	22
	Lt: 46°33' Lg: 68°13'	2	25	336 04	066 02	184 86	0.39	10	27
	Groupe de Magog	3	23	256 02	165 23	351 67	0.15	13	34
	Formation de Beauceville	3	4	283 65	062 19	157 15	0.24	9	33
	Ordovicien moyen Diorite Chrono. Co:4 Inc:0 N=85	0	0						





Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
70	Pointe Jaune (Forillon) Lt: 49°03' Lg: 64°30' Formation de Des Landes Ordovicien supérieur Grès N= 7	-	7	328 11	066 35	223 53	0.38	9	24
		0	0						
71	Cap-Bon-Ami (Forillon) Lt: 48°47' Lg: 64°12' Calcaires sup. de Gaspé Dévonien inférieur Calcaire, mudstone N=32	-	23	171 14	026 73	263 09	0.48	10	26
		-	4	254 07	355 60	160 30	0.19	11	24
		-	4	004 71	198 18	106 04	0.66	8	27
		0	1						
72	Nord de Gaspé Lt: 48°52' Lg: 64°30' Groupe de Chaleurs Silurien supérieur Calcaire N=20	-	14	193 03	099 57	284 33	0.01	12	31
		-	4	239 04	148 21	359 69	0.62	7	22
		0	2						
73	Ville de Gaspé Lt: 48°50' Lg: 64°32' Calcaires sup. de Gaspé Formation d'Indian Cove Dévonien inférieur Calcaire N=42	-	9	112 04	209 61	020 29	0.07	9	25
		-	15	255 08	042 81	164 05	0.39	8	23
		-	14	198 14	290 08	051 74	0.11	12	30
		0	4						
74	Ville de Percé Lt: 48°32' Lg: 64°14' Groupe de Matapédia Ordovicien à Silurien Grès, calcaire, mudstone N=73	-	42	010 06	101 06	236 82	0.20	15	35
		-	14	229 06	137 21	335 68	0.45	7	29
		-	12	299 00	030 01	192 89	0.23	20	46
		0	5						
74a	Ville de Percé Lt: 48°32' Lg: 64°14' Formation de Bonaventure <u>Carbonifère</u> (Mississippien) Conglomérat rouge N=15	-	13	194 08	288 27	089 62	0.52	9	29
		0	2						















Site	Descriptif	Cr	N	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$\alpha$	RUP
131	Upsalquitch	1	11	292 01	202 02	045 88	0.36	18	42
	Lt: 47°30' Lg: 66°38'	2	6	341 13	129 74	249 08	0.50	6	35
	Intrusif	0	2						
	Silurien supérieur à Dévonien Gabbro Chrono. Co:1 Inc:0 N=19								
132	McCormack	-	26	113 05	022 12	223 77	0.19	17	44
	Lt: 47°35' Lg: 66°34'	-	17	338 07	244 28	081 61	0.24	24	48
	Groupe de Chaleurs	-	5	210 16	057 73	302 08	0.56	20	41
	Formation Budworm City Silurien supérieur Gabbro, grès N=53	0	5						
133	Simpson's Field	1	19	194 10	286 07	048 78	0.17	14	45
	Lt: 47°34' Lg: 66°35'	2	9	051 00	141 14	321 76	0.36	10	33
	Groupe de Chaleurs	-	4	295 09	045 65	202 23	0.12	12	33
	Formation Budworm City Silurien supérieur Gabbro, grès, mudstone Chrono. Co:2 Inc:0 N=32	0	0						
134	Simpson's Field Sud	2	15	293 05	202 08	052 81	0.27	13	33
	Lt: 47°32' Lg: 66°30'	-	17	241 01	332 29	150 61	0.08	21	47
	Groupe de Fournier	1	15	164 07	257 18	053 71	0.23	19	46
	Ordovicien Basalte Chrono. Co:1 Inc:0 N=53	0	6						
135	Rocky Brook	-	5	314 14	053 34	205 53	0.39	8	34
	Lt: 47°43' Lg: 66°21'	-	8	238 05	117 81	329 08	0.31	19	43
	Groupe de Chaleurs	-	9	337 01	067 59	247 31	0.31	16	44
	Silurien supérieur Grès, mudstone N=24	0	2						









### Références générales (Parties I et III)

- Aleksandrowski, P. 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. Journal of Structural Geology, 7: 73-82.
- Alexander, R.J., et Harper, G.D. 1993. Oceanic faulting and fault-controlled subseafloor hydrothermal alteration in the sheeted dike complex of the Josephine Ophiolite. Journal of Geophysical Research, 98 (B6): 9731-9759.
- Anderson, E.M. 1942. The Dynamics of Faulting (Deuxième édition 1951, 206 p.). Edinburg: Oliver and Boyd.
- Anderson, R.E., et Barnhard, T.P. 1993. Aspects of three-dimensional strain at the margin of the extensional orogen, Virgin River depression area, Nevada, Utah, and Arizona. Geological Society of America Bulletin, 105: 1019-1052.
- Angelier, J. 1979. Determination of the mean principal stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56: 17-26.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89: 5835-5848.
- Angelier, J. 1989a. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11: 37-50.
- Angelier, J. 1989b. Tectonique cassante et néotectonique. Annales de la Société Géologique de Belgique, Tome 112 (2): 283-307.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International, 103: 363-376.
- Angelier, J. 1991a. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectoniques de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 312: 1213-1218.
- Angelier, J. 1991b. Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 312: 1633-1638.
- Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.T., Lee, T.Q. 1990. Tectonic analysis and evolution of a curved collision belt: The Hsüehshan Range, northern Taiwan. Tectonophysics, 183: 77-96.

Angelier, J., Colletta, B., et E. Anderson. 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. Geological Society of America Bulletin, 96: 347-361.

Angelier, J., et Manoussis, S. 1980 Classification automatique et distinction de phases superposées en tectonique cassante. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 290: 651-654.

Angelier, J., et Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société géologique de France, 7: 1309-1318.

Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions principales de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin de la Société géologique de France, 11: 729-737.

Arthaud, F., et Choukroune, P. 1972. Méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-aquitaine. Revue Institut Française du Pétrole, Paris, 27 (5): 715-732.

Arthaud, F., et Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society of America Bulletin, 88: 1305-1320.

Bédard, J.H. 1986. Pre-Acadian magmatic suites of the southeastern Gaspé Peninsula. Geological Society of America Bulletin, 97: 1177-1191.

Bergerat, F. 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. Tectonics, 6: 99-132.

Bevier, M.L., et Whalen, J.B. 1990. Tectonic significance of Silurian magmatism in the Canadian Appalachians. Geology, 18: 411-414.

Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., et Gros, Y. 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate): comparaison with geodynamic data. Tectonophysics, 169: 79-111.

Blès, J.L., et Gros, Y. 1991. Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. Tectonophysics, 194: 265-277.

Bond, G.C., Nickeson, P.A. et Kominz, M.A. 1984. Breakup of the supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325-345.

- Bonijoly, D., et Blès, J.L. 1983. Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-est du Bassin d'Aquitaine; France): géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. Bulletin de la Société Géologique de France, 25: 775-784.
- Boone, G.M., et Boudette, E.L. 1989. Accretion of the Boundary Mountains terrane within the northern Appalachian orothectonic zone. In J.W. Horton et N. Rast (éd.). Mélanges and Olistostromes of the U.S. Appalachians, Papier Spécial 228: 17-42.
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96: 109-117.
- Boucot, A.J. 1968. Silurian and Devonian of the northern Appalachians. In Zen, E-An (éd.). Studies of Appalachians geology -Northern and Maritime. New York, Interscience, pp. 83-94.
- Bourque, P.-A., Brisebois, D. et Malo, M. 1995. Middle Paleozoic rocks of Québec and adjacent New Brunswick. In H. Williams (éd.) The Appalachian/Caledonian region: Canada and Greenland, Decade of North American Geology volume F-1.
- Bradley, D.C. 1982. Subsidence in Late Paleozoic basins in the northern Appalachians. Tectonics, 1: 107-123.
- Bradley, D.C. 1983. Tectonics of the Acadian Orogeny in New England and adjacent Canada. Journal of Geology, 91: 381-400.
- Bradley, D.C. et Bradley, L.M. 1986. Tectonic significance of the Carboniferous Big Pond Basin, Cape Breton Island, Nova Scotia. Journal canadien des sciences de la terre, 23: 2000-2011.
- Bradley, D.C. et Kusky, T.M. 1986. Geologic evidence for rate of plate convergence during the Taconic arc-continent collision. Journal of Geology, 94: 667-681.
- Brewer, J.A., Matthews, D.H., Warner, M.R., Hall, J.R., Smythe, D.K. et Whittington, R.J. 1983. BIRPS deep seismic reflection studies of the British Caledonides. Nature, 305: 206-210.
- Carey, E. 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse Université Paris Sud, Orsay.
- Carey-Gailhardis, E., et Mercier, J.L. 1992. Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben. Journal of Structural Geology, 14: 1007-1017.

Carey, E., et Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 279 (D): 891-894.

Carmichael, R.S. 1989. Practical handbook of physical properties of rocks and minerals. Florida: CRC Press, Inc., 741 p.

Casas-Sainz, A.M., Simón-Gómez, J.L. 1992. Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). Journal of Structural Geology, 14: 521-530.

Cawood, P.A., et Suhr, G. 1992. Generation and obduction of ophiolites: constraints from the Bay of Islands Complex, western Newfoundland. Tectonics, 11: 884-897.

Célérier, B. 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor? Tectonics, 7: 1257-1278.

Charbonneau, J.-M. 1980. Région de Sutton. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-681, 89 p.

Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F.F., et Korme, T. 1994. Northwest to north-northwest extension direction in the Ethiopian rift deduced from orientation of extension structures and fault-slip analysis. Geological Society of America Bulletin, 105: 1560-1570.

Clague, D.A., Rubin, J. et Bracket, R. 1981. The age and origin of the garnet amphibole underlying the Thetford Mines ophiolites, Québec. Journal canadien des sciences de la terre, 18: 469-486.

Clark, T.H. 1972. Région de Montréal. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport géologique RG-152, 244 p.

Cobbold, P.R., et Davy, P. 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala, 14: 143-162.

Colpron, M. 1990. Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber Zone, Brome Lake area, Québec. Thèse de Maîtrise, University of Vermont, Burlington.

Cook, F.A., Brown, L.D., Kaufman, S., Oliver, J.E. et Peterson, T.A. 1981. COCORP seismic profiling of the Appalachian orogen beneath the Coastal Plain of Georgia. Geological Society of America Bulletin, part I, 92: 738-748.

Cousineau, P.A. 1990. Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre Saint-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère Energie et Ressources, Québec, Mémoire MM-87-02.

- Cousineau, P.A. 1992. The Saint-Daniel mélange: evolution of an accretionary complex in the Dunnage Terrane of Québec Appalachians. Tectonics, 11: 898-909.
- Cousineau, P.A., et Tremblay, A. 1993. Acadian deformation in southwestern Quebec Appalachians. The Acadian Orogeny: recent studies. In D.C. Roy et J.W. Skehan (éd.). New England, Maritime Canada, and the autochthonous foreland. Geological Society of America, special paper 275: 85-100.
- Crough, S.T. 1981. Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America. Geology, 9: 2-6.
- Currie, K.L. et Piasecki, M.A.J. 1989. Kinematic model for southwestern Newfoundland based upon Silurian sinistral shearing. Geology, 17: 938-941.
- Dallmeyer, R.D. 1977. Diachronous ophiolite obduction in western Newfoundland: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Hare Bay metamorphic aureole. American Journal of Science, 277: 61-72.
- Dean, S.L., Kulander, B.R., et Skinner J.M. 1988. Structural chronology of the Alleghanian orogeny in southeastern West Virginia. Geological Society of America Bulletin, 100: 299-310.
- de Boer, J.Z., McHone, J.G., Puffer, J.H., Ragland, P.C. et Whittington, D. 1988. Mesozoic and Cenozoic magmatism. The Geology of North America, vol. I-2, The Atlantic Continental Margin: U.S. The Geological Society of America, 217-241.
- Dewey, J.F. et Burke, K. 1974. Hot spots and continental breakup: Implications for collisional orogeny. Geology, 2: 57-60.
- Diecchio, R.J. 1991. Taconian sedimentary basins of the Appalachians. In C.R. Barnes et S.H. Williams (éd.). Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada, Papier 90-9, 225-234.
- Doolan, B.L., Gale, M.H., Gale, P.N., et Hoar, R.S. 1982. Geology of the Quebec re-entrant: possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec Serpentine Belt. In P. St-Julien et J. Béland (éd.). Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. Association Géologique du Canada, Papier Spécial 24: 87-115.
- Dubé, B., Poulsen, H., et Guha, J. 1989. The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones: The Norbeau Mine, Quebec. Economic Geology, 84: 871-878.
- Dunning, G.R., et Krogh, T.E. 1985. Geochronology of ophiolites of the Newfoundland Appalachians. Journal canadien des sciences de la terre, 22: 1659-1670.

- Dupin, J.M., Sassi, W., and Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. Journal of structural Geology, 15: 1033-1043.
- Engelder, T. et Geiser, P. 1980. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. Journal of Geophysical Geology, 85, B11: 6319-6341.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., et Daignières, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. Journal of Structural Geology, 3: 51-65.
- Faure, S., et Tremblay, A. 1991. Theoretical analysis of slickenfibers in sheared serpentinite. 11<sup>th</sup> Annual Meeting of the Canadian Tectonic Group, Abstract, Program and Fieldguide, p.14.
- Faure, S., Tremblay, A., et Dubé, B. 1992. Structural study of relationships between gold occurrences and the Rocky-Millstream Fault zone in the Upsalquitch Forks area, northern New Brunswick. In Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Papier 92-1D, 101-109.
- Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A., et Jiang-Feng, C. 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for plutons of the Montereian Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. Geological Society of America Bulletin, 97: 966-974.
- Fyffe, L.R., et Fricker, A. 1987. Tectonostratigraphic terrane analysis of New Brunswick. Maritime sediments and Atlantic Geology, 23: 113-122.
- Gates, A.E. 1992. Domainal failure of serpentinite in shear zones, State-Line mafic complex, Pennsylvania, U.S.A. Journal of Structural Geology, 14:19-28.
- Gates, A.E., Simpson, C., et Glover, L. 1986. Appalachian Carboniferous dextral strike-slip faults: an exemple from Brookneal, Virginia. Tectonics, 5: 119-133.
- Gariépy, C. 1978. Stratigraphie et géochimie des laves cambriennes (?) du Groupe de Caldwell dans la région de Lac-Etchemin, Appalaches du Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, 161 p.
- Geiser, P., et Engelder, T. 1983. The distribution of layer parallel shortening fabrics in the Appalachian foreland of New York and Pennsylvania: Evidence for two non-coaxial phases of the Alleghanian orogeny. In R.D. Hatcher, Jr., H. Williams et I. Zietz (éd.). Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, Geological Society of America, Memoir 158, 161-175.

Gélard, J.-P., Jébrak, M., et Prichonet, G. 1992. Les contraintes phanérozoïques dans la plate-forme du Saint-Laurent, région de Montréal, Québec. Journal canadien des sciences de la terre, 29: 499-505.

Gephart, J.W., et Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. Journal of Geophysical Research, 89: 9305-9320.

Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Mémoire MM 85-02, 63p.

Grand, T., Lapierre, H., Mascle, G.H., Ohnenstetter, M., et Angelier, J. 1993. Superimposed tectonics of the Cyprus ophiolitic massifs. Tectonics, 12: 93-101.

Guiraud, M., Laborde, O., et Philip, H. 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. Tectonophysics, 170: 289-316.

Gurnis, M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinent. Nature, 332: 695-699.

Hanmer, S. 1980. Tectonic significance of the northeastern Gander Zone, Newfoundland: an Acadian ductile shear zone. Journal canadien des sciences de la terre, 18: 120-135.

Hardcastle, K.C. 1989. Possible paleostress tensor configurations derived from fault-slip data in eastern Vermont and western New Hampshire. Tectonics, 8: 265-284.

Hardcastle, K.C., et Hills, L.S. 1991. Brute3 and Select: Quickbasic 4 programs for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault-slip data. Computers & Geosciences, 17: 23-43.

Hatch, N.L. jr. 1988. New evidence for faulting along the "Monroe Line", eastern Vermont and westernmost New Hampshire. American Journal of Science, 288: 1-18.

Hatcher, R.D. jr., Thomas, W.A., Geiser, P.A., Snoke, A.W., Mosher, S., et Wiltschko, D.V. 1989. Alleghanian orogen. In R.D. Hatcher, jr., Thomas, W.A. et Viele, G.W. (éd.). The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States, the Geological of North America, volume F-2, p. 233-318.

Hodych, J.P., et Hayatsu, A. 1980. K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament-evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland. Journal canadien des sciences de la terre, 17: 491-499.



Hutchinson, D.R., Klitgord, K.D., et Detrick, R.S. 1986. Rift basins of the Long Island platform. Geological Society of America Bulletin, 97: 688-702.

Irving, E. 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. Nature, 270: 304-309.

Kanasewich, E.R., Havskov, J., et Evans, M.E. 1978. Plate tectonics in the Phanerozoic. Journal canadien des sciences de la terre, 15: 919-955.

Keppie, J.D. 1982. The Minas geostructure. In P. St-Julien and J. Béland (éd.). Major Structural Zones and Faults of the northern Appalachians. Association géologique du Canada, Papier spécial 24, 263-280.

Keppie, J.D. 1989. Northern Appalachian terranes and their accretionary history. In R.D. Dallmayer (éd.). Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Geological Society of America, Special paper 230, p. 159-192.

Kirkwood, D., et Malo M. 1993. Across-strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Québec Appalachians. Journal canadien des sciences de la Terre, 30: 1363-1373.

Klitgord, K.D., Hutchinson D.R., et Schouten, H., 1988. U.S. Atlantic continental margin; Structural and tectonic framework. In R.E. Sheridan et J.A. Grow (éd.). The Atlantic Continental Margin: U.S. The Geology of North America, vol. I-2, Geological Society of America, p.19-55.

Kumarapeli, P.S. 1978. The St. Lawrence paleo-rift system: a comparative study. In Ramberg, I.B. et Neuman, E.R. (éd.). Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. New York, D. Reidel publishing Company, p. 367-384.

Kumarapeli, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan Rifting in the Craton West of the Northern Appalachians. Geosciences Canada, 12: 54-59.

Labbé, J.-Y. et St-Julien, P. 1989. Failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Estrie, Québec. Journal canadien des sciences de la terre, 26: 2268-2277.

Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D., et Dupin, J.M. 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (eastern France). Tectonics, 12: 874-888.

Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P. 1992. Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Saint-Victoire Range (southern France). Tectonophysics, 201: 141-156.

- Laurent, R. 1982. Appalachian ophiolites and actualism: A discussion. Ofioliti, 2/3: 351-368.
- Lavoie, D. 1992. Carbonates sedimentation in an extensional tectonic regime: the Lower Devonian Upper Gaspé Limestones, Quebec Appalachians. Journal canadien des sciences de la terre, 29: 118-128.
- Lavoie, D., Bourque, P.-A., et Héroux, Y. 1992. Early Silurian carbonates platforms in the Appalachian orogenic belt: the Sayabec - La Vieille formations of the Gaspé - Matapédia basin, Québec. Journal canadien des sciences de la terre, 29: 704-719.
- Lee, C.T., et Wang, Y. 1988. Quaternary stress changes in the Northern Taiwan and their tectonic implications. Proceedings of the Geological Society of China, 31: 154-168.
- Le Pichon, X., et Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60: 1-42.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.-C., et Francheteau, J. 1977. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics, 38: 169-209.
- Letouzey, J. 1986. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. Tectonophysics, 132: 215-231.
- Lindholm, R.C. 1978. Triassic-Jurassic faulting in eastern North America- A model based on pre-Triassic structures. Geology, 6: 365-368.
- Lynch, G., et Tremblay, C. 1994. Late Devonian-Carboniferous detachment faulting and extensional tectonics in western Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. Tectonophysics, 238: 55-69.
- Paradis, S., et Faure, S. 1994. Relations between deformation and cupriferous mineralization within the external nappe domain of the Quebec Appalachians. Economic Geology, 89: 936-943.
- Malo, M., et Béland, J. 1989. Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Quebec Appalachians. Journal canadien des sciences de la terre, 26: 1764-1777.
- Malo, M., et Bourque, P.A. 1993. Timing of the deformation events from Late Ordovician to mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. In D.C. Roy et J.W. Skehan (éd.). The Acadian Orogeny: recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochthonous foreland. Geological Society of America, special paper 275: 101-122.

Manby, G.M., Lyberis, N., Chorowicz, J., et Thiedig, F. 1994. Post-Caledonian tectonics along the Billefjorden fault zone, Svalbard, and implications for the Arctic region. Geological Society of America Bulletin, 105: 201-216.

Manning, A.H., et de Boer, J.Z. 1989. Deformation of Mesozoic dikes in New England. Geology, 17: 1016-1019.

Manspeizer, W., de Boer, J. Costain, J.K., Froelich, A.J., Çoruh, C. Olsen, P.E., McHone, G.J., Puffer, J.H., et Prowell, D.C. 1989. In R.D. Hatcher, jr., Thomas, W.A. et Viele, G.W. (éd.). The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States, the Geological of North America, volume F-2, 319-384.

Marrett, R., et Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology, 12: 973-986.

Marquis, R. 1989. L'anticlinorium des Monts Sutton, Richmond, Québec. Thèse Ph.D., Université de Montréal, Québec.

Mawer, C.K., et White, J.C. 1986. Sense of displacement on the Cobequid - Chedabucto fault system, Nova Scotia, Canada. Journal canadien des sciences de la terre, 24: 217-223.

McDougall, I., et Duncan, R.A., 1980. Linear volcanic chains - recording plate motions? Tectonophysics, 63: 275-295.

McHone, J.G. 1978. Distribution, orientations and ages of mafic dikes in central New England. Geological Society of America Bulletin, 89: 1645-1665.

McHone, J.G. 1981. Comment and Reply on "Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America". Geology, 9: 341-342.

McHone, J.G., et Butler, J.R. 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. Geological Society of America Bulletin, 95: 757-765.

McMaster, R.L., de Boer, J., et Collins, B.P. 1980. Tectonic development of the southern Narragansett Bay and offshore Rhode Island. Geology, 8: 496-500.

Means, W.D., 1989. A construction for shear stress on a generally oriented plane. Journal of Structural Geology, 11: 625-627.

Merle, O., 1994. Nappes et chevauchements. Paris: Masson, 137 p.

Mosher, S. 1983. Kinematic history of the Narragansett Basin, Massachusetts and Rhode Island: Constraints on late Paleozoic plate reconstructions. Tectonics, 2: 327-344.

- Normand, C. 1992. Le gîte de Québec Antimoine: une minéralisation filonienne antimoniée au sein de la zone structurale de Brompton-Baie-Verte, Appalaches du sud-est du Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, 71 p.
- Park, R.G, et Jaroszewski, W. 1994. Craton tectonics, stress and seismicity. In P.L. Hancock (éd.). Continental deformation, Pergamon Press, Oxford, p.200-222.
- Pe-Piper, G., et Jansa, L.F. 1987. Geochemistry of late Middle Jurassic-Early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American margin. Geological Society of America Bulletin, 99: 803-813.
- Philpotts, A.R. 1974. The Montereian province. In Sorenson, H. (éd.). The alkaline rocks, New York, Wiley & Sons, 293-310.
- Piqué, A., et Skehan, J.W. 1992. Late Paleozoic orogenies in western Africa and eastern North America: the diachronous closure of Theic Ocean. Tectonics, 2: 392-404.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., et Rubin, A.M. 1993. Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions? Journal of Structural Geology, 15: 1045-1054.
- Poole, W.H. 1976. Plate tectonic evolution of the Canadian Appalachian region. Geological Survey of Canada, paper 76-1B, 113-126.
- Prichonnet, G., et Raynal, M. 1977. La tectonique du front appalachien dans la région de St-Dominique, Québec. Journal canadien des sciences de la terre, 14: 1085-1099.
- Rast, N., et Skehan, J.W. 1993. Mid-Paleozoic orogenesis in the North Atlantic: the Acadian orogeny. In D.C. Roy et J.W. Skehan (éd.). The Acadian Orogeny: recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochthonous foreland. Geological Society of America, special paper 275: 1-25.
- Ratschbacher, L., Linzer, H.G., Moser, F., Strusievicz, R.O., Bedeleian, H., Har, N., et Mogos, P.A. 1993. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central south Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. Tectonics, 12: 855-873.
- Reches, Z. 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. Tectonics, 6: 849-861.
- Ring, U., Betzler, C., et Delvaux, D. 1992. Normal vs strike-slip faulting during rift development in East Africa: The Malawi rift. Geology, 20: 1015-1018.
- Ritz, J.-F., et Taboada, A. 1991. Phénomène de focalisation du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes vers les valeurs extrêmes  $R=0$  et  $R=1$ . In Les failles: analyse

et modélisation. Réunion spécialisée de la Société Géologique de France, volume de résumés, p.53.

Roddick, J.C., Quigg, F.B., et Hunt, P.A., 1992. Miscellaneous  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages and analytical procedures. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 6. Geological Survey of Canada, Paper 92-2: 171-177.

Rodgers, J. 1968. The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and Early Ordovician. In E-an Zen, W.S White, J.B. Hadley, et J.B. jr. Thompson (éd.). Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. John Wiley & Sons, New-York Interscience, p.141-150.

Rodgers, J. 1981. The Merrimack Synclinorium in northeastern Connecticut. American Journal of Science, 281: 176-186.

Roy, D.W. 1978. Origin and evolution of the Charlevoix cryptoexplosion structure. Thèse doctorat. Princeton University, Princeton.

Sassi, W., et Carey-Gailhardis, E. 1987. Interprétation mécanique du glissement sur les failles: introduction d'un critère de frottement. Annales Tectonicae, 1: 139-154.

Schlische, R.W. 1992. Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: Evidence for the growth of the basin and its bounding structures. Geological Society of America Bulletin, 104: 1246-1263.

Sclater, J.G., Hellinger, S., et Tapscott, C. 1977. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. Journal of Geology, 86: 509-552.

Simonetti, A., et Doig, R. 1990. U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians. Journal canadien des sciences de la Terre, 27: 881-892.

Stanley, R.S., et Ratcliffe, N.M. 1985. Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. Geological Society of America Bulletin, 96: 1227-1250.

St-Julien, P., et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science, 275-A: 337-362.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., et Quinlan, G.M. 1987. Collision along an irregular margin: a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. Journal canadien des sciences de la Terre, 24: 1098-1107.

- Strong, D.F., Dickson, W.L., O'Driscoll, C.F., Kean, B.F., et Stevens, R.K. 1974. Geochimical evidence for eastward Appalachian subduction in Newfoundland. Nature, 248: 37-39.
- Swanson, M.T. 1992. Late Acadian-Alleghanian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine. Journal of Structural Geology, 14: 323-341.
- Tawadros, E. 1977. Etude pétrographique des grès cambriens du Groupe de Caldwell de la région du Lac Etchemin, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, 60 p.
- Taylor, S.R., et Töksök, M.N. 1982. Velocity structure, appalachian orogenic belt. Geological Society of America Bulletin, 93: 315-329.
- Tourneret, C., et Laurent, P. 1990. Paleo-stress orientations from calcite twins in the North Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method. Tectonophysics, 180: 287-302.
- Tremblay, A., Hébert, R., et Bergeron, M. 1989a. Le Complexe d'Ascot des Appalaches du Sud du Québec - pétrologie et géochimie. Journal canadien des sciences de la Terre, 26: 2407-2420.
- Tremblay, A., St-Julien, P., et Labbé, J.-Y. 1989b. Mise à l'évidence et cinématique de la faille de la Guadeloupe, Appalaches du Sud du Québec. Journal canadien des sciences de la Terre, 26: 1932-1943.
- Tremblay, A., et St-Julien, P. 1990. Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications. Geological Society of America Bulletin, 102: 1218-1229.
- Tremblay, A., et Pinet, N. 1994. Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. Geological Society of America Bulletin, 106: 1172-1181.
- Trudel, C., et Malo, M. 1993. Analyses des contraintes par méthodes graphiques dans une zone de coulissage: exemple de la région de Matapédia, Gaspésie, Appalaches du Québec. Journal canadien des sciences de la Terre, 30: 591-602.
- Twiss, R.J., et Gefell, M.J. 1990. Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. Journal of Structural Geology, 12: 471-481.
- Twiss, R.J., Protzman, G.M. et Hurst, D. 1991. Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. Tectonophysics, 186: 215-239.

Vallières, A. 1984. Stratigraphie et structure de l'orogène taconique de la région de Rivière du Loup, Québec. Thèse Ph.D., Université Laval, Québec.

van de Pool, H.W. 1973. Stratigraphy, sediment dispersal and facies analysis of the Pennsylvanian Pictou Group in New Brunswick. Maritime Sediments, 9: 72-77.

van Staal, C.R., Langton, J.P., et Sullivan, R.W. 1988. A U-Pb zircon age for the ophiolitic Deveraux Formation, Elmtree Terrane, northeastern New Brunswick. In Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 1, Geological Survey of Canada, Papier 88-2, 37-40.

Varga, R.J. 1991. Modes of extension at oceanic spreading centers: evidence from the Solea graben, Troodos ophiolite, Cyprus. Journal of Structural Geology, 13: 517-537.

Vaucher, A., Kessler, S.F., Lécorché, J.-P., et Villeneuve, M. 1987. Southward extrusion tectonics during the Carboniferous Africa-North America collision. Tectonophysics, 142: 317-322.

Vermette, D.R., Hébert, R., et Bergeron, M. 1993. Petrological and geochemical characteristics related to early rifting of Iapetus ocean, Quebec Appalachians. American Journal of Science, 293.

Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology, 59: 118-130.

Wanless, R.K., et Stevens, R.D. 1971. Note on the age of diabase dikes, Anticosti Island, Québec. Geological Association of Canada Proceedings, 23: 77-78.

Wegener, A.L. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozean. Aussi 1966; The origin of continents and oceans. (Traduit de l'allemand) Dover Publications, New York, NY.

Will, T.M., Powell, R. 1991. A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data. Journal of Structural Geology, 13: 813-821.

Williams, H. 1978. Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen Carte 1:1000 000. Memorial University of Newfoundland, St-John's.

Williams, H. 1979. Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des sciences de la Terre, 16, 797-807.

Williams, H., et Stevens, R.K. 1974. The ancient continental margin of eastern North America. In C.A. Burk et C.L. Drak (éd.). The Geology of Continental Margins, p. 781-796.

Williams, H., et Talkington, R.W. 1977. Distribution and tectonic setting of ophiolites and ophiolitic mélanges in the Appalachian orogen. In North American Ophiolites, *Geology and Mineral Industries Bulletin*, 95: 1-11.

Williams, H., et Hatcher, R.D., Jr. 1982. Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen. *Geology*, 10: 530-536.

Williams, H., et St-Julien, P. 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. In P. St-Julien et J. Béland (éd.). *Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians*, Association géologique du Canada, Papier spécial 24, 177-207.

Williams, H., et Hiscott, R.N. 1987. Definition of the Iapetus rift-drift transition in western Newfoundland. *Geology*, 15: 1044-1047.

Wojtal, S., et Pershing, J. 1991. Paleostress associated with faults of large offset. *Journal of Structural Geology*, 13: 49-62

Worsley, T.R., Nance, D., et Moody, J.B. 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, 58: 373-400.

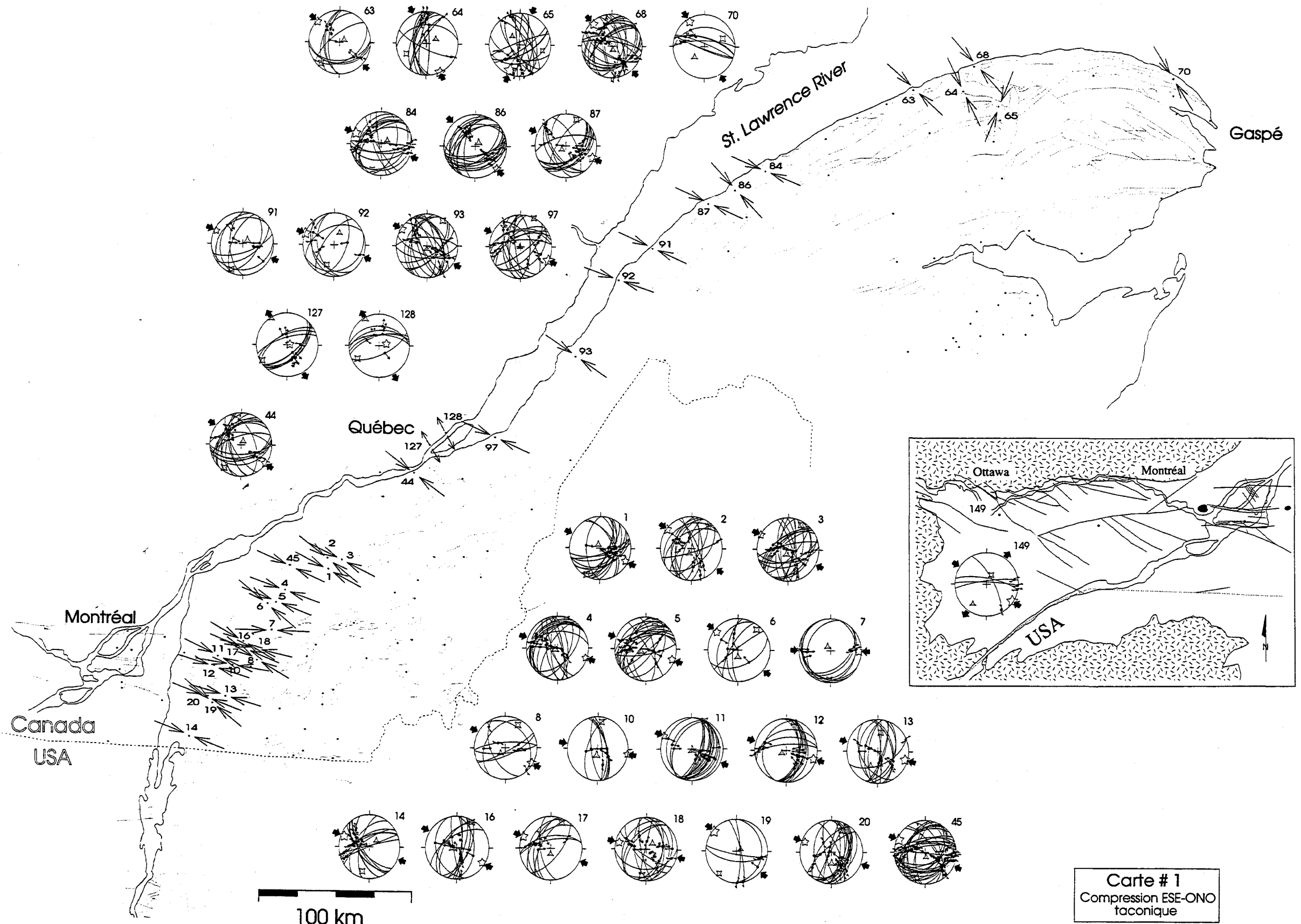
Zoback, M.L., Anderson, R.E., et Thompson, G.A. 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. In F.J. Vine, et A.G. Smith, *Extensional tectonics associated with convergent plate boundaries*, Proceeding Royal Society of London, 189-216.

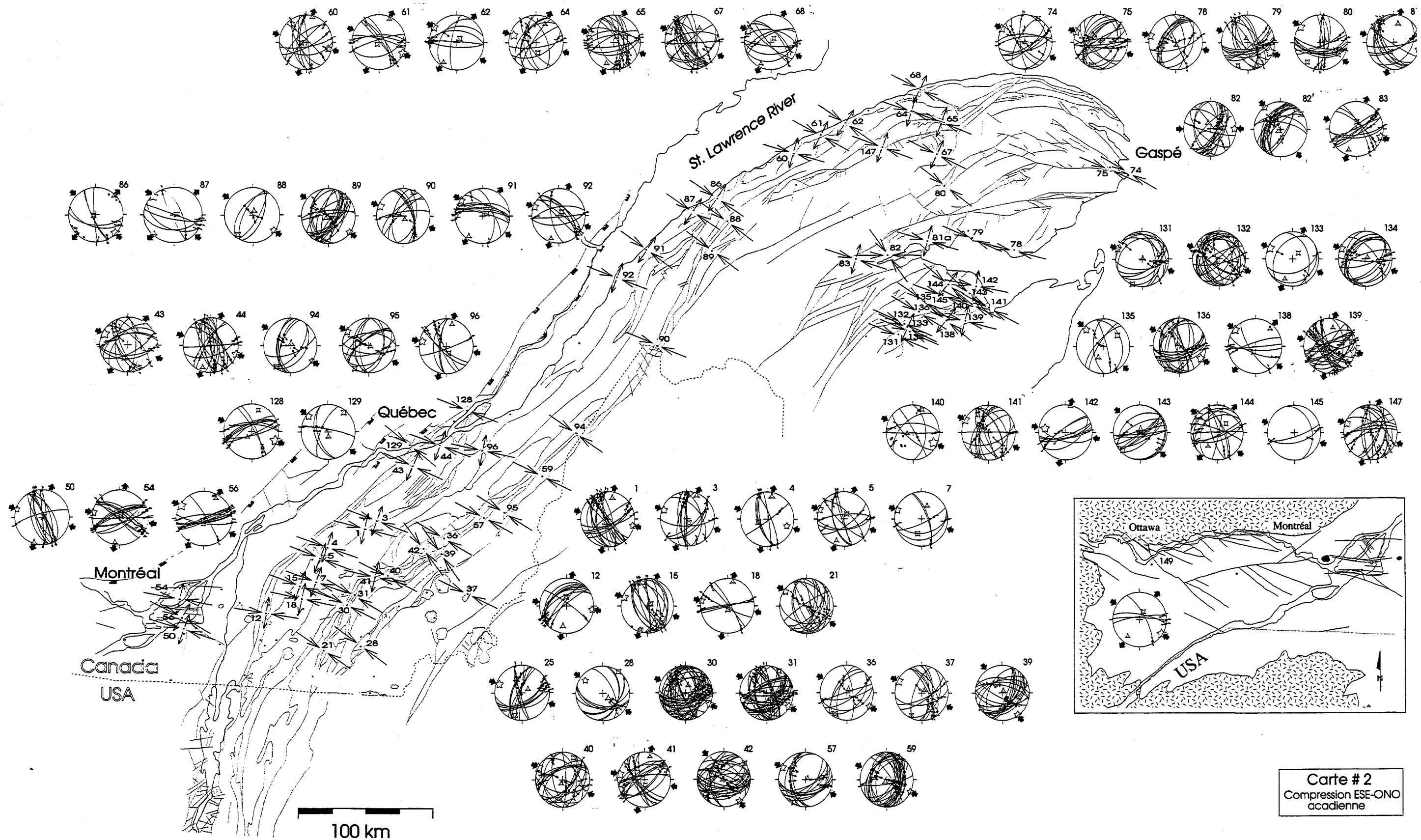
Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., et Kononov, M.V. 1985. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 103-116.

Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., et Kononov, M.V. 1987. Absolute reconstructions of the position of the continents during Paleozoic and Early Mesozoic time. *Geotectonics*, 21: 199-212.

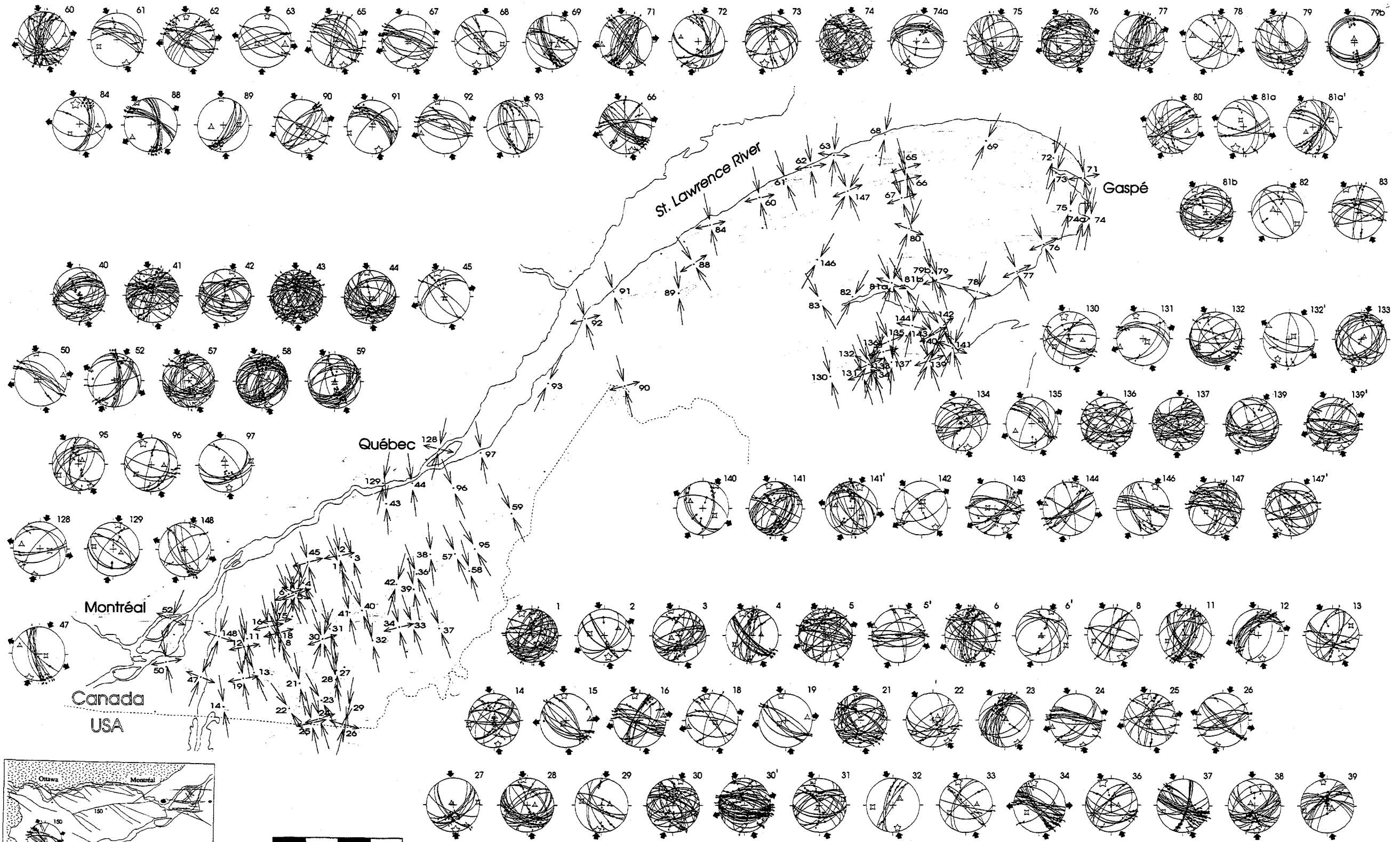






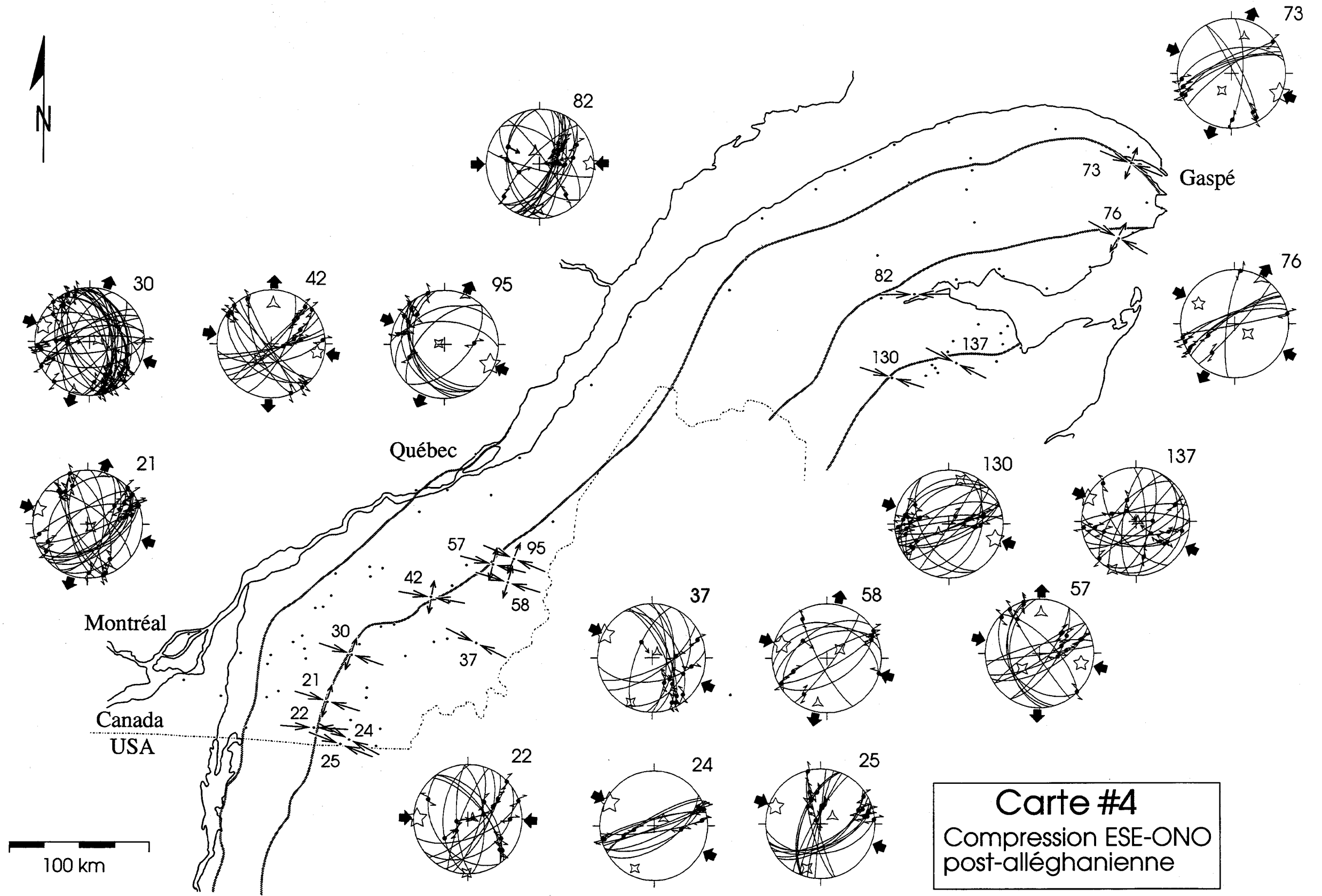


Carte # 2  
 Compression ESE-ONO  
 acadienne

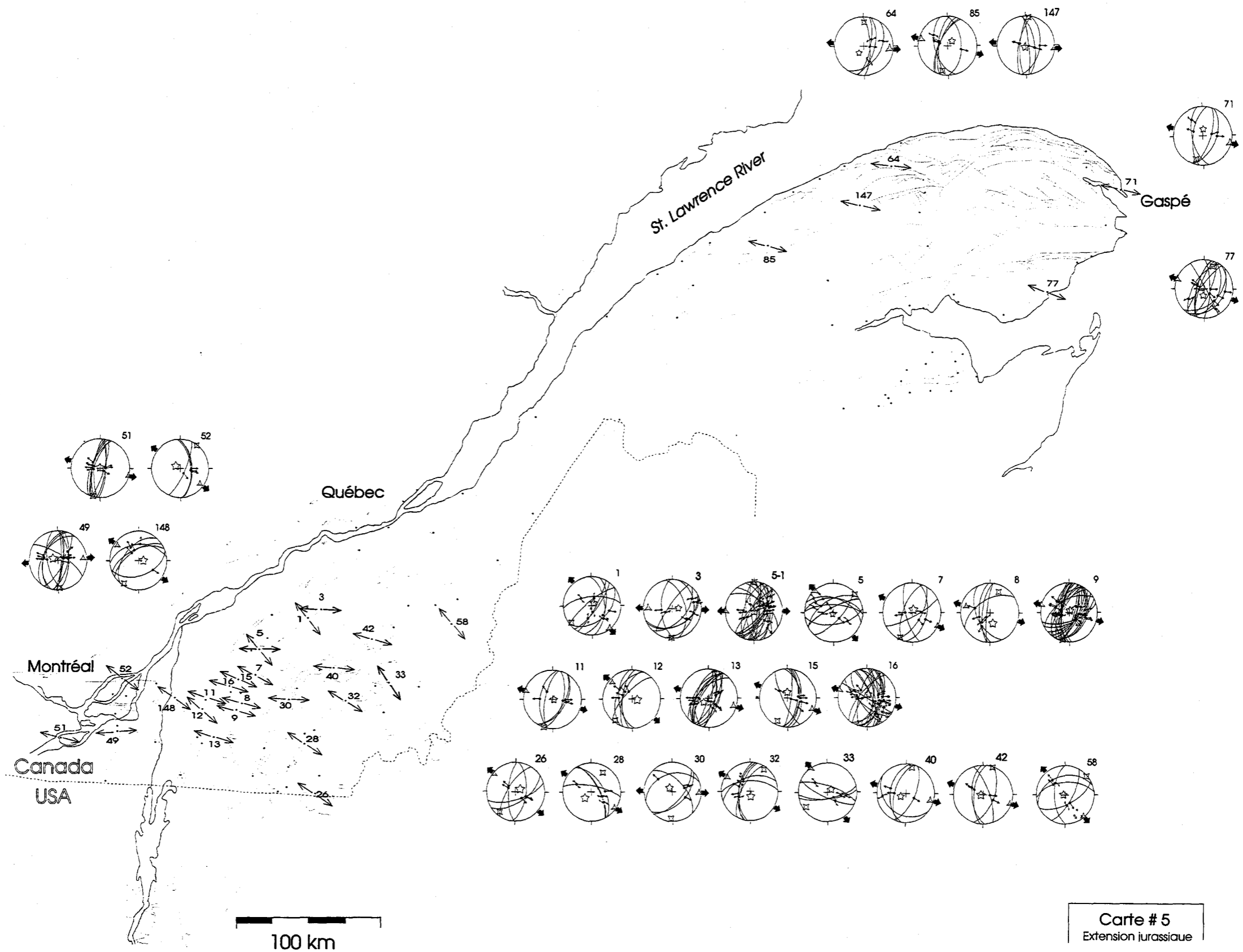


100 km

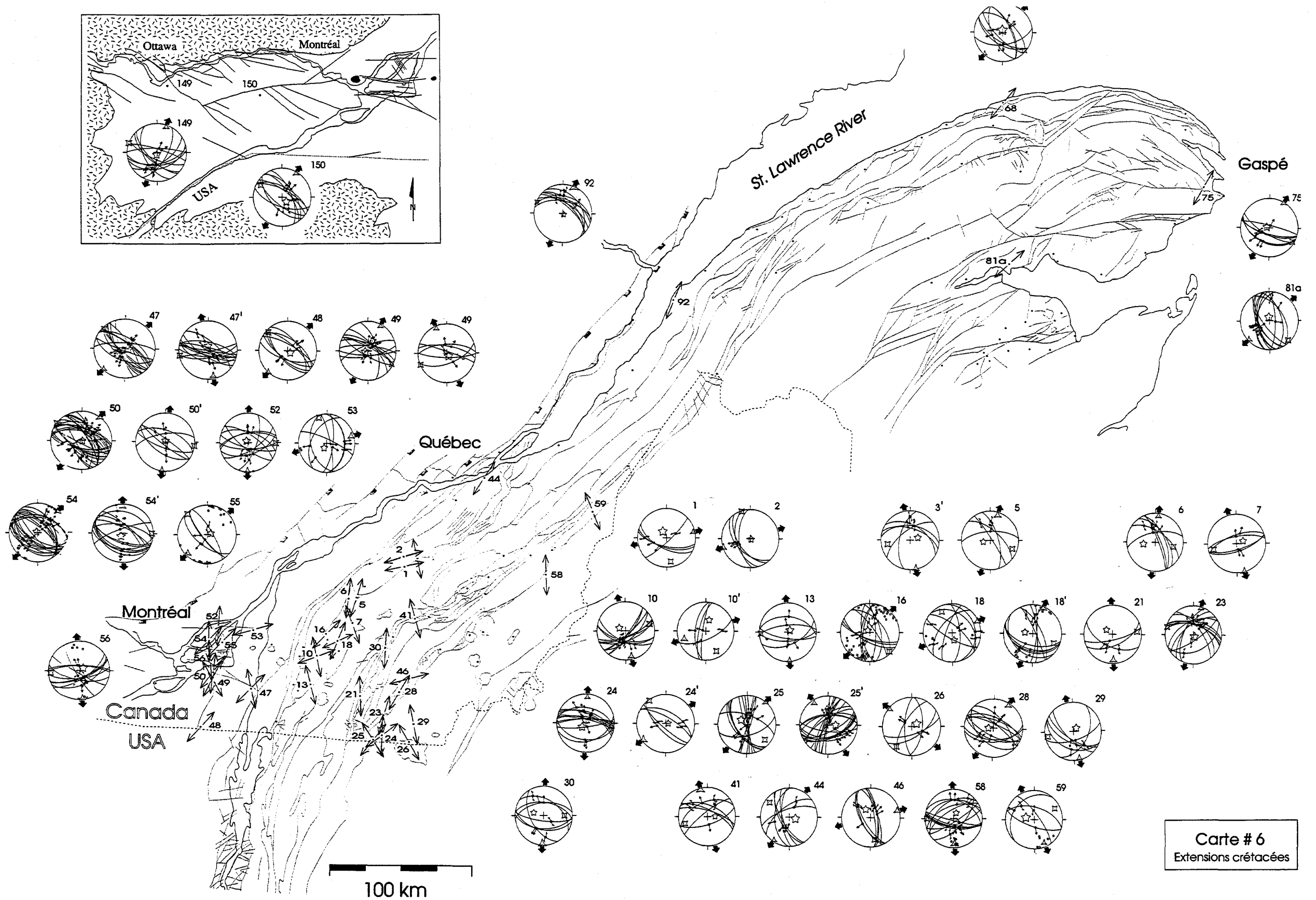
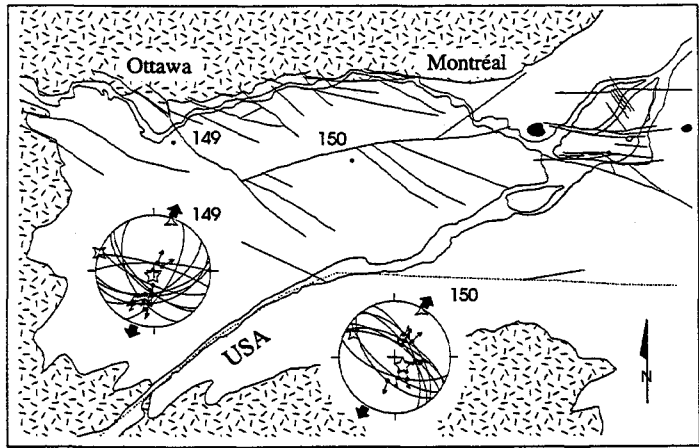
Carte # 3  
Compressions N-S  
alléghaniennes



**Carte #4**  
 Compression ESE-ONO  
 post-alléghanienne



Carte # 5  
Extension jurassienne



**Carte # 6**  
Extensions crétaées

