

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique –Eau Terre Environnement

Analyse structurale de l'île et de la plate-forme d'Anticosti, Québec

Par
Esther Bordet

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

Jury d'évaluation

Examineur interne	Nicolas Pinet, CGC-Q
Examineur externe	Olivier Lacombe, Université Pierre et Marie Curie, France
Directeur de recherche	Michel Malo, INRS-ETE
Codirectrice de recherche	Donna Kirkwood, CGC-Q

Résumé

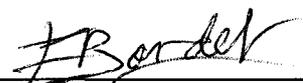
L'Île d'Anticosti, dans le Golfe du Saint-Laurent au Québec, est constituée de dépôts de rampe à plate-forme carbonatée de l'Ordovicien inférieur au Silurien inférieur qui reposent en discordance sur le socle précambrien. Une analyse structurale dans l'ouest de l'île a permis de caractériser les familles de fractures, les plis et les failles qui affectent les strates subhorizontales de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur. Les données de terrain ont été intégrées à des données de carottes, de sismique et d'imagerie satellitaire. Les relations temporelles et spatiales entre les éléments structuraux en surface et en sous-surface de l'île, et ceux observés dans le Golfe du Saint-Laurent sont identifiées et permettent de définir l'importance relative des différents éléments dans le système pétrolier de l'Île d'Anticosti. Il s'agit également d'évaluer le rôle des éléments suivants dans le développement de ces structures: 1) les orogénèses taconienne et acadienne; 2) l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique, puisque deux dykes associés à cet événement affleurent sur l'île; 3) la réactivation de structures préexistantes; et 4) des événements plus tardifs.

L'analyse statistique de la fracturation est combinée à une analyse géométrique afin d'identifier les familles de fractures ainsi que leur chronologie relative. Quatre familles sont présentes : un système orthogonal NS-EO, une famille N135-165, une famille N40-70, ainsi que des fractures irrégulières et aléatoirement orientés. Le système orthogonal s'est développé en premier lors d'un épisode extensif à l'Acadien précoce. Les failles normales observées dans l'est de l'île pourraient être issues du même événement. La famille de joints N135-165 est associée à la mise en place des dykes au Jurassique. Les autres familles sont liées à des épisodes tectoniques dont l'âge pourrait être Dévonien (orogénèse acadienne), Jurassique ou même Quaternaire dans le cas des joints irréguliers.

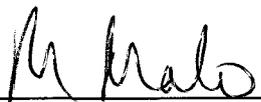
En sous-surface de l'île, des failles normales taconiennes sont identifiées en sismique. D'autre part, des fractures de cisaillement indiquant un mouvement normal sont présentes dans les carottes. Toutes ces structures affectent principalement la séquence de l'Ordovicien inférieur à moyen et résultent de contraintes en extension dans la plateforme à l'Ordovicien moyen-tardif lors de l'avancée des nappes taconiennes au sud. L'analyse des linéaments en surface de l'île suggère la réactivation de structures préexistantes, notamment de certaines failles taconiennes, lors d'un événement post-Silurien précoce.

La Formation de Chicotte, au sud-ouest de l'île, est affectée par des séries de grands plis ouverts d'axe O-SO. D'autres plis sont visibles en sismique dans le Golfe du Saint-Laurent, à la fois dans le toit de la Formation de Jupiter et dans la série plus jeune que la Formation de Chicotte. Ces plis sont associés aux déformations acadiennes au Dévonien moyen.

La migration des hydrocarbures vers les roches mères en sous-surface de l'île a été possible à l'Acadien car un réseau de fractures et de failles ordoviciennes existaient déjà. De plus, la fracturation dans l'ensemble de la série sédimentaire a favorisé les phénomènes de dolomitisation hydrothermale dans les roches mères, à l'origine d'une porosité secondaire importante.



Étudiant



Directeur de recherche

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Michel Malo et Donna Kirkwood, initiateurs de ce projet original et jusqu'à présent unique. En effet, c'est la première fois qu'une étude structurale se déroulait sur l'Île d'Anticosti. Mes deux superviseurs m'ont apporté des remarques et des conseils constructifs tout au long de ces deux années de maîtrise et je les remercie pour leur disponibilité. Merci également pour cette immersion exceptionnelle dans le monde de la recherche qui est aussi une expérience de vie inoubliable.

Pierre Brouillette m'a apporté une aide précieuse en m'apprenant à utiliser des outils de gestion des données de terrain et en consacrant beaucoup de son temps pour répondre à mes questions. De même, l'équipe de Denis Lavoie, Nicolas Pinet, Mathieu Duchesne et Sébastien Castonguay a participé de près ou de loin à ce projet. Ils m'ont donné accès à plusieurs types de données et leurs conseils ont été bénéfiques tout au long de l'évolution de mes travaux. Merci également à Lyal Harris pour ses remarques qui m'ont fait avancer dans les interprétations.

C'est suite à une discussion avec Mr Roy Gabrielsen que j'ai mis en place une partie majeure de mon interprétation sur la fracturation. Je le remercie pour ses conseils et les références d'articles qu'il m'a fournis.

Au Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Robert Thériault m'a donné accès plusieurs fois à la carothèque et m'a transmis l'ensemble des rapports disponibles sur l'Île d'Anticosti. Stéphane Beauséjour m'a également fourni de nombreuses cartes de données. Je remercie Fernand Bergeron, du Ministère des Forêts pour sa disponibilité lors de mes recherches de photos aériennes.

Les travaux de terrain auraient été beaucoup plus laborieux sans l'aide de Mélanie Villemaire, assistante de terrain, qui a su mettre à disposition ses compétences autant dans la prise de données que dans leur traitement. La présence d'André Desrochers et de son étudiant, Claude Farley, a également été très appréciée lors de cette campagne de terrain. C'est notamment grâce à eux que j'ai pu étudier les failles de la Baie de Prinista. Par ailleurs, j'ai passé un mois exceptionnel sur l'Île d'Anticosti, grâce aux attentions constantes d'Anne-Marie Dresdell et à la sympathie des autres insulaires. Merci notamment à « Alex » pour les cartes, la scie et les conseils.

Enfin, la vie à l'INRS-ETE n'aurait pas été aussi appréciée sans les étudiants du 2432 et les autres, le personnel et les chercheurs de l'INRS-ETE. Et surtout merci aux colocataires de la rue Casot, pour leur présence et leur soutien depuis deux ans.

Table des matières

Résumé	III
Remerciements	V
Table des matières	VI
Liste des figures	IX
Liste des tableaux	XI
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1. Problématique.....	2
1.2. Objectifs	4
1.3. Nomenclature relative à la fracturation	5
1.3.1. Définitions.....	5
1.3.2. Mécanismes de formation des fractures	7
1.4. Méthodologie	8
1.4.1. Méthodologie générale.....	8
1.4.2. Analyse statistique de la fracturation en surface	9
1.4.3. Analyse géométrique de la fracturation en surface	13
1.4.4. Description de la fracturation en sous-surface à partir de données de puits	14
1.5. Géologie de la plate-forme d'Anticosti	15
1.5.1. Localisation	15
1.5.2. Historique des travaux régionaux.....	15
1.5.3. Succession stratigraphique sur l'Île d'Anticosti.....	17
1.5.4. Structuration de l'île et de la plate-forme d'Anticosti.....	22
Chapitre 2 : Structural study of western Anticosti Island, St. Lawrence Platform, Quebec: fracture analysis and integration of surface and subsurface structural data..	27
2.1. Introduction	31
2.2. Geological setting.....	33
2.2.1. Regional geology and tectonic context	33
2.2.2. Stratigraphy of Anticosti Island	34
2.2.3. Structural geology of Anticosti Island	36

2.3. Methodological approach of the study	37
2.4. Fracture survey.....	38
2.4.1. Statistical analysis of fracture orientation data	38
2.4.2. Geometrical analysis of fracture patterns.....	42
2.4.3. Lineament analysis.....	44
2.4.4. Fracture analysis of core sample data	46
2.5. Structural analysis of folds and faults	48
2.5.1. Analysis of folds	48
2.5.2. Analysis of faults	49
2.6. Discussion	53
2.6.1. Faulting in surface and subsurface of Anticosti Island.....	53
2.6.2. Folding in the surface of Anticosti Island and in the St. Lawrence Gulf	54
2.6.3. Interpretation of fracturing in the Lower Silurian sequence	56
2.6.4. Structural development of hydrocarbon plays	63
2.7. Conclusion	65
Acknowledgements.....	67
Chapitre 3 : Résultats complémentaires : présentation et discussion	69
3.1. Complément de l'analyse de fracturation statistique	69
3.2. Synthèse des observations en carottes	71
3.3. Discussion : fracturation dans la plate-forme d'Anticosti	75
Conclusion	79
Références bibliographiques.....	83
Appendice A : Carte de localisation des stations d'analyse de fracturation statistique et géométrique.....	95
Appendice B : Fiche de terrain	101
Appendice C : Résultats de l'analyse de fracturation statistique (rosaces de direction). 103	
Appendice D : Résultats de l'analyse de fracturation géométrique (cartographie des affleurements)	117

Liste des figures

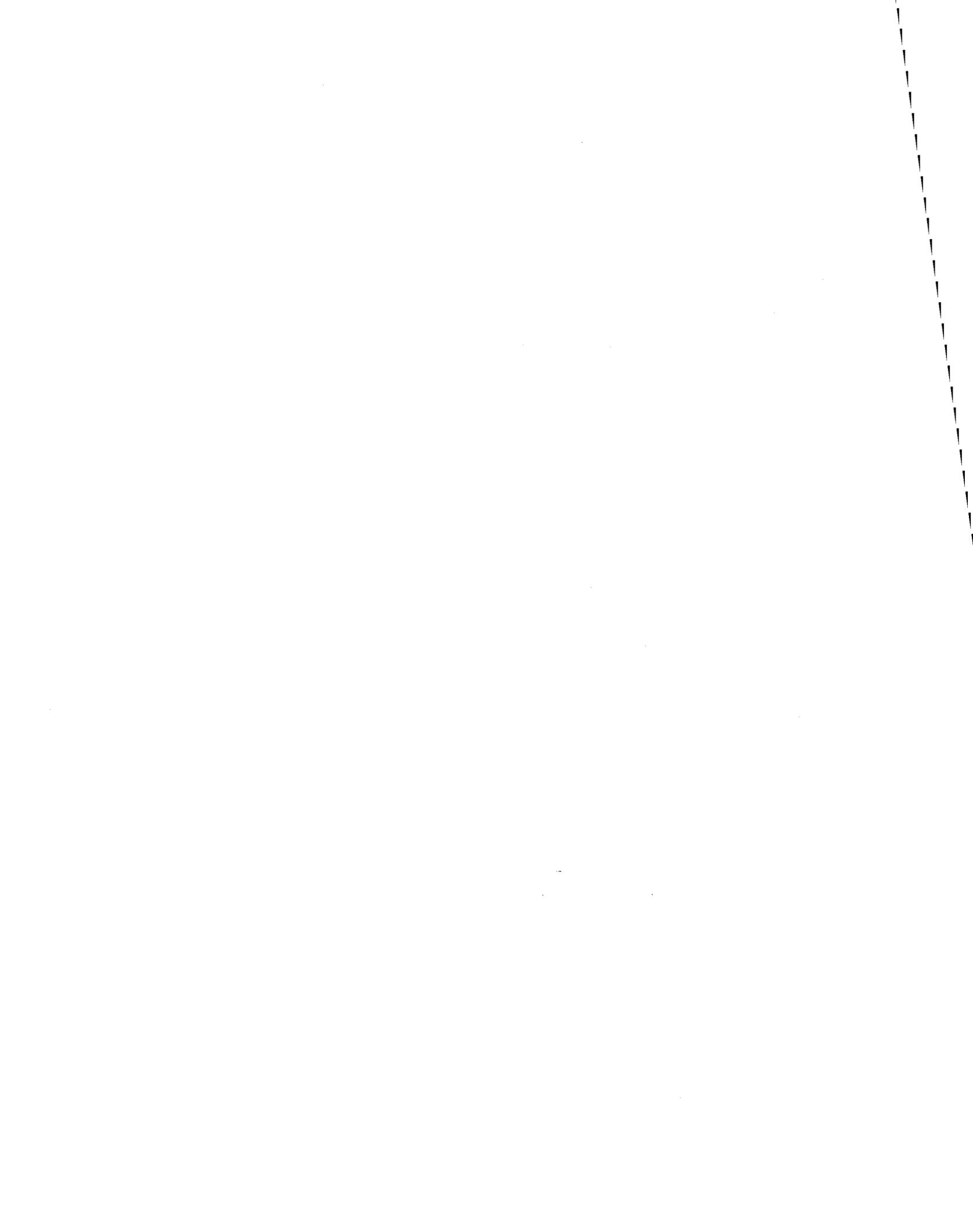
Figure 1.1 : Localisation de l'Île d'Anticosti et principaux assemblages temporels des roches de l'orogène appalachien au Québec	2
Figure 1.2 : Systèmes de fractures dans des calcaires. (a) Vue en coupe (Formation de Jupiter, Jupiter la Mer, Île d'Anticosti); (b) Vue en plan (Formation Vauréal, Baie Sainte-Claire, Île d'Anticosti)	6
Figure 1.3 : Les trois modes de propagation des fractures (Golstein et Marshak, 1988)...	7
Figure 1.4 : Exemples de rosaces de fréquence et de longueur cumulée d'un relevé par inventaire, Rivière Becscie (affleurement 06-EB-056). a) rosace de fréquence; b) rosace de longueur cumulée.	12
Figure 1.5 : Géologie de l'Île d'Anticosti. (a) Colonne chronostratigraphique; (b) Carte géologique (d'après Petryk, 1981a; Castonguay et al., 2005; Desrochers et Gauthier, 2006); (c) Coupe structurale de l'Île d'Anticosti (d'après Roksandic et Granger, 1981; Castonguay et al., 2005).....	19
Figure 1.6 : Pseudo-section de profondeur du socle précambrien en sous-surface de l'Île d'Anticosti (d'après Lynch, 2001). Données aéromagnétiques représentées en nT = nanoTesla	23
Figure 2.1 : Location of Anticosti Island and temporal assemblages of rocks of the Quebec Appalachian Orogen	31
Figure 2.2 : Geology of Anticosti Island. (a) Chronostratigraphic section; (b) Geological map (from Petryk, 1981a; Castonguay et al., 2005; Desrochers and Gauthier, 2006); (c) Structural cross-section of Anticosti Island (from Roksandic and Granger, 1981; Castonguay et al., 2005).....	35
Figure 2.3: Synthesis of the fracture analysis in western Anticosti Island. Class intervals on rose diagrams are 5°-wide. Numbers close to geometrical analysis stations refer to table 2.1. C ₅ is a synthesis of data displayed in rose diagrams C ₁ to C ₄ . A ₁ is a synthesis of data displayed in every synthetic rose diagrams. V: Vauréal; E: Ellis Bay; B: Becscie; G: Gun River; J: Jupiter; C: Chicotte	41
Figure 2.4: Geometrical analysis of fracture patterns. a) Fracture maps for four selected outcrops (hammer points north). Station numbers are located on figure 2.3; b)	

Frequency rose diagrams corresponding to the four selected outcrops; c) Type of natural orthogonal fracture patterns and chronology of development of the two sets (from Rives et al., 1994).	43
Figure 2.5: Analysis of lineaments a) Digital Elevation Model of Anticosti Island (SRTM, 2000); b) Interpretation of lineaments and cumulate length rose diagram displaying principal lineaments orientations.....	45
Figure 2.6: Folds at Pointe du Sud-Ouest (a) Zone A; (b) Zone B; (c) Orientation of fold axis and fracture sets (zone B)	48
Figure 2.7: Time-structure map of the top of the Jupiter Formation (from SOQUIP, 1987)	49
Figure 2.8: <i>Onshore</i> and <i>offshore</i> seismic lines. Underlined seismic reflectors indicate the roof of named formations. (a) NS-seismic cross-section in the St. Lawrence Gulf. High resolution airgun 40 in3 (from CGC, 1989) (b) Line AT 71-194 (from Lynch, 2001); (c) Line AT 71-205 (from Lynch, 2001); (d) Location map	50
Figure 2.9: Top Mingan time-structure map (from SOQUIP, 1983). Depths are in meters.	51
Figure 2.10: Behaviour of faults and fracture planes at Prinsta Bay.....	52
Figure 2.11: Outline of the spatial repartition of structural styles associated to the successive Appalachian deformation phases from the orogen to the Anticosti platform (inspired from Kirkwood et al., 2005). a) the tectonic rebound in front of the Logan's line is responsible for the development of extensional structures within the platform; b) development of extensional structures in the Gaspé basin in front of the Acadian orogenic wedge; c) migration of the wedge triggers migration of the extensional deformation to the far-foreland (Anticosti platform) and structural inversion of faults in the Gaspé Basin south of the platform; d) the Acadian wedge progresses to the north and compressive structures develop within the Anticosti platform.....	55
Figure 2.12 : Summary of the hydrocarbon generation and migration history on Anticosti Island (from Bertrand, 1990; Lavoie et al., 2005).....	63
Figure 3.1 : Rosaces de fréquence et de longueur cumulée pour deux affleurements de l'ouest de l'Île d'Anticosti. Les classes d'intervalles sont de 5°.....	70

Figure 3.2: Principales structures observées dans le puits D003. (a) Fractures conjuguées à la base de la Formation de Vauréal; (1190 m de profondeur) (b-c) Veines de calcite avec stries de glissement down-dip dans le toit de la Formation de Mingan, entre 1200 et 1300 m de profondeur	71
Figure 3.3 : Fractures cimentées subverticales à 3335 m.....	72
Figure 3.4 : Stylolithes remplis d'insolubles noirs à 3323 m	72
Figure 3.5 : Stylolithes et fractures fines cimentées conjuguées à 1596 m.....	73
Figure 3.6 : Fracture oblique cimentée de calcite recoupée par des stylolithes à 1593 m	73
Figure 3.7 : Représentation schématique d'un avant-pays peu déformé en avant d'une ceinture de plis et chevauchements. Patron de fracturation susceptible de se développer dans l'avant-pays (arrangé d'après Price et Cosgrove, 1990b).....	76
Figure 3.8 : Patron de fracturation attendu dans des roches sédimentaires non plissées d'avant-pays (d'après Price, 1966)	77
Figure 3.9 : Développement chronologique des structures dans la plate-forme d'Anticosti en fonction des évènements tectoniques d'échelle régionale.....	81

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Nomenclature comparée des formations de l'Île d'Anticosti	18
Tableau 1.2 : Description des formations de la série sédimentaire de l'Île d'Anticosti (d'après Roliff, 1971, SOQUIP 1983, Long et Copper, 1994, Copper et Long, 1998, Castonguay et al., 2005).....	20
Tableau 2.1: Synthesis of fracture sets observed in the western part of Anticosti Island. The average fracture orientation represents the most prominent direction of fractures within a set. The synthetic rose diagrams refer to figure 2.3. V: Vauréal; E: Ellis Bay; B: Becscie; G: Gun River; J: Jupiter; C: Chicotte	40
Tableau 3.1 : Bilan des observations en carottes	74



Chapitre 1

Introduction

L'Île d'Anticosti se situe dans le Golfe du Saint-Laurent, au Québec, au nord de la Gaspésie. Depuis le début du 20^e siècle, plusieurs études stratigraphiques et sédimentologiques ont été effectuées sur l'île. À partir de 1960, des campagnes d'exploration pétrolière ont eu pour but d'évaluer le potentiel pétrolier de l'Île d'Anticosti et du Golfe du Saint-Laurent.

La présente étude s'inscrit dans un contexte où l'intérêt de cette région pour l'exploration pétrolière est toujours d'actualité. Elle vise à caractériser les éléments structuraux de la plate forme d'Anticosti et l'importance de la fracturation en tant qu'élément essentiel du système pétrolier. Les données de fracturation prises sur le terrain sont intégrées aux données existantes de sismique réflexion et de forages et complétées par une analyse de linéaments à une échelle plus régionale. Les relations géométriques et temporelles entre les différents éléments structuraux qui affectent la plate-forme d'Anticosti sont évaluées en considérant l'impact des déformations résultant des orogénèses appalachiennes ainsi que d'autres évènements tectoniques plus récents.

Le chapitre 1 présente la problématique, les objectifs et la méthodologie de la recherche, la nomenclature et les définitions des principaux termes associés à la fracturation utilisés dans le mémoire, ainsi que la géologie de l'île et de la plate-forme d'Anticosti. Le chapitre 2, *Structural study of western Anticosti Island, St. Lawrence platform, Quebec: fracture analysis and integration of surface and subsurface structural data*, est un article soumis pour publication dans un numéro spécial du *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. Il présente les principaux résultats obtenus et leur interprétation. Dans le chapitre 3, des résultats complémentaires sont présentés et discutés en fonction des autres résultats. L'ensemble des données présentées sont finalement intégrées afin de reconstituer l'évolution structurale de la plate-forme d'Anticosti depuis le Paléozoïque tout en l'associant à l'histoire de la génération et de la migration des hydrocarbures.

1.1. Problématique

L'Île d'Anticosti constitue une des seules parties émergées de la plate-forme d'Anticosti, une sous-province géologique de la plate-forme du Saint-Laurent (Brisebois et Brun, 1994). Cette province qui représente le domaine autochtone des Appalaches du Québec (Brisebois et Brun, 1994; Williams, 1995a) occupe une grande partie du Golfe du Saint-Laurent (figure 1.1).

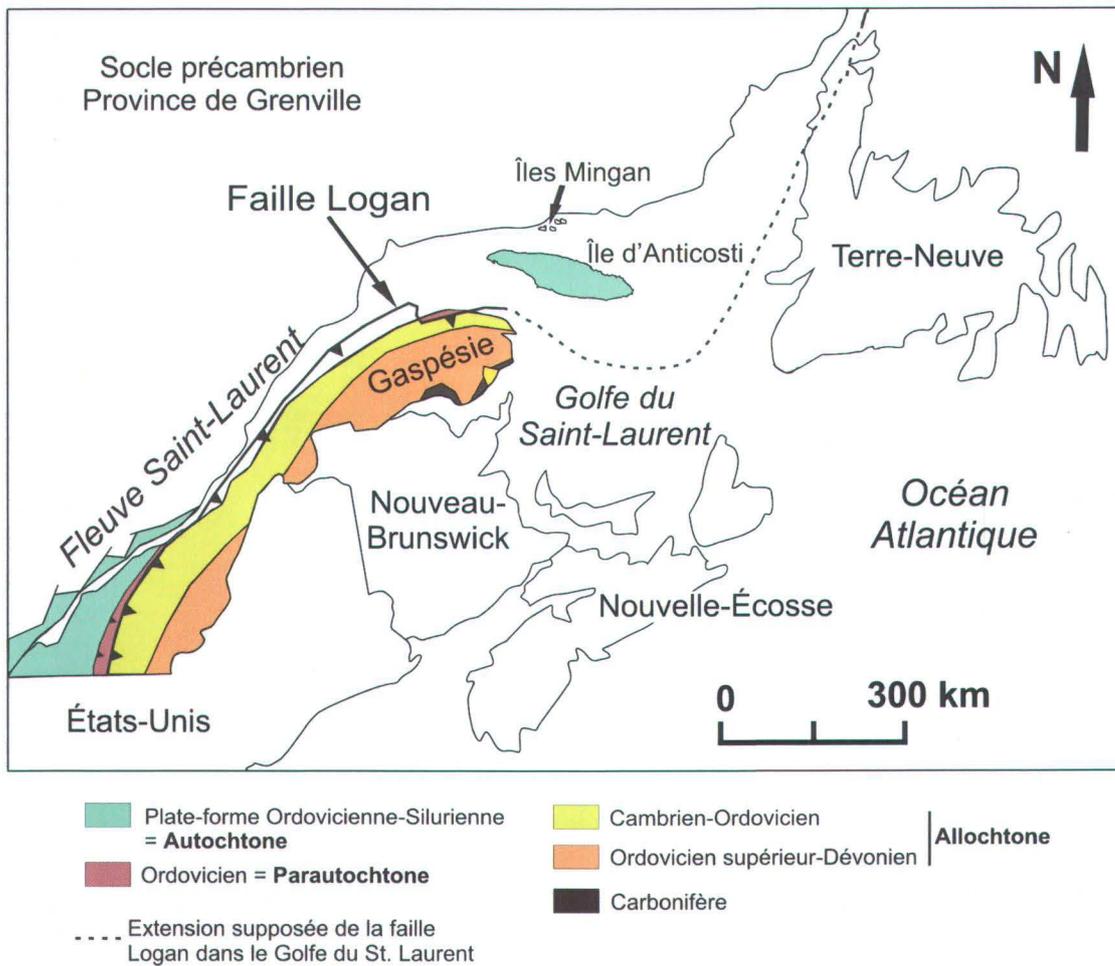


Figure 1.1 : Localisation de l'Île d'Anticosti et principaux assemblages temporels des roches de l'orogène appalachien au Québec

La séquence sédimentaire de l'Île d'Anticosti est constituée de dépôts d'âge Ordovicien inférieur à Silurien inférieur. Les roches sédimentaires forment une succession continue qui s'est déposée en discordance angulaire sur le socle précambrien sous-jacent (SOQUIP, 1987). L'Île d'Anticosti émerge à environ 70 km au nord de la faille Logan,

qui correspond au front de déformation taconien, soit la limite des nappes de charriage allochtones (figure 1.1). Le taux de déformation des roches en surface et en sous-surface de l'Île d'Anticosti et dans le Golfe du Saint-Laurent est faible en comparaison de celui des unités allochtones situées au sud de la faille Logan : les strates en surface de l'île sont inclinées d'environ 3° vers le sud.

Les travaux antérieurs traitent principalement de la sédimentologie et de la stratigraphie des roches de l'Île d'Anticosti (Twenhofel, 1928; Petryk, 1981 b et c; Copper et Long, 1998; Desrochers, 1998). Ils indiquent la présence de fractures, de rares failles normales et de grands plis ouverts dans la succession de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur qui affleure sur l'île. Deux dykes jurassiques (178 ± 8 Ma; Bédard, 1992) recoupent également la séquence sédimentaire dans le nord de l'île. Par ailleurs, les données récentes de sismique réflexion montrent que la séquence de l'Ordovicien inférieur en sous-surface de l'île est affectée par des failles normales (Roliff, 1971; SOQUIP et Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1983; Géophysique GPR International, 1986; Durling, 1998; Lynch, 2001). Dans le Golfe du Saint-Laurent, des failles et des plis ouverts sont observés dans la série sédimentaire plus jeune que le Silurien inférieur et dans la série sous-jacente (Roksandic et Granger, 1981; Imperial Oil et SOQUIP, 1982; SOQUIP, 1987).

Le fort potentiel pétrolier de cette partie du Golfe du Saint-Laurent est connu depuis plusieurs décennies (Roliff, 1971; Roksandic et Granger, 1981; Imperial Oil et SOQUIP, 1982; SOQUIP et Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1983; Durling, 1998; Lynch, 2001) mais la relation entre les structures de surface, notamment les fractures, et le système pétrolier n'avait jamais été étudiée. Afin de déterminer si le système fractures/failles présent sur l'île a joué un rôle dans la migration des hydrocarbures, il faut établir les relations chronologiques entre ces éléments structuraux et déterminer à quelle(s) phase(s) de déformation ils sont liés. Les éléments structuraux tels que les fractures, les failles et les plis ouverts observés à différentes échelles en surface et en sous-surface de l'île sont probablement liés à un ou plusieurs des événements tectoniques qui ont affecté la marge laurentienne et plus particulièrement, en raison de sa proximité géographique, le nord de

la Gaspésie : l'orogénèse taconienne (Ordovicien moyen à tardif), la pulsation salinique ou phase acadienne précoce (Silurien tardif à Dévonien précoce), l'orogénèse acadienne (Dévonien précoce à moyen), et l'ouverture de l'océan Atlantique (Jurassique).

1.2. Objectifs

L'objectif principal du projet est d'établir une relation spatiale et temporelle entre les structures observées à différentes échelles en surface et en sous-surface de l'Île d'Anticosti et dans le Golfe du Saint-Laurent. À partir des travaux de terrain, il sera possible de caractériser la fracturation sur l'Île d'Anticosti dans le temps et dans l'espace, puis d'établir une relation entre le patron de fracturation, les failles et les plis observés sur le terrain, et les fractures et les failles présentes en sous-surface de l'île. Il s'agit ensuite d'évaluer le rôle de plusieurs événements tectoniques dans le développement de ces différentes structures, en particulier : l'orogénèse taconienne (Ordovicien moyen à tardif), la pulsation salinique ou phase acadienne précoce (Silurien tardif à Dévonien précoce), l'orogénèse acadienne (Dévonien moyen) et l'ouverture de l'océan Atlantique (Jurassique). Des événements plus récents tels que les cycles glaciaires du Quaternaire pourraient également avoir eu un impact sur l'architecture structurale en surface de l'île.

Un deuxième objectif est de caractériser le style structural des roches paléozoïques en sous-surface de l'Île d'Anticosti et dans le Golfe du Saint-Laurent et de proposer un modèle structural de l'île et de la plate-forme d'Anticosti. Il s'agit notamment de préciser si les failles appartiennent à un système normal, inverse ou décrochant et si elles ont subi des réactivations. De plus, la nature des plis et leur relation avec le système de fractures et de failles pourront être définies.

A partir de ces différents éléments, il sera possible d'identifier les éléments structuraux qui font partie du système pétrolier. En particulier, le rôle joué par le réseau de fractures et de failles dans la migration des hydrocarbures pourra être évalué. La possibilité de pièges structuraux mettant en jeu les failles et/ou les plis sera également considérée.

1.3. Nomenclature relative à la fracturation

Une fracture est une discontinuité planaire d'origine tectonique présente dans les roches des niveaux superficiels de la croûte terrestre le long de laquelle la roche a perdu sa cohésion (Blès et Feuga, 1981; Ramsay et Huber, 1987; Goldstein et Marshak, 1988). Ce terme englobe les fractures d'extension, les fractures de cisaillement, les veines et les failles (Blès et Feuga, 1981), soit une grande majorité des structures de surface. Les fractures constituent la grande majorité des structures observées sur l'Île d'Anticosti et sont donc à la base de l'interprétation structurale. En conséquence, leur mécanisme de formation sera brièvement expliqué.

1.3.1. Définitions

Une fracture d'extension est une discontinuité planaire qui se caractérise par un écartement des deux lèvres de la fracture perpendiculairement au plan de la fracture (Goldstein et Marshak, 1988). Ce sont des structures cassantes de quelques centimètres à plusieurs dizaines ou centaines de mètres (Blès et Feuga, 1981; Davis et Reynolds, 1996) qui sont majoritairement représentées sur l'Île d'Anticosti (figure 1.2).

Une fracture de cisaillement se caractérise par un mouvement coulissant le long du plan de fracture qui peut aussi être associé à un écartement des deux lèvres de la fracture non perpendiculaire au plan de la fracture (Goldstein et Marshak, 1988). Ce type de fracture n'a quasiment pas été observé sur l'Île d'Anticosti.

Dans la suite du mémoire le terme de fracture désigne des fractures d'extension, le terme de fracturation fait référence au processus mécanique qui aboutit au développement de fractures dans la roche.

Des mouvements postérieurs à la formation des fractures peuvent déclencher leur réouverture et leur remplissage éventuel par du quartz ou de la calcite (Blès et Feuga, 1981). Elles sont alors apparentées à des veines, soit des fractures dans laquelle une quantité considérable (> 1 mm) de matériel de remplissage occupe l'espace entre les deux lèvres (Ramsay et Huber, 1987).

Une faille est une fracture le long de laquelle on peut observer un déplacement des deux compartiments l'un par rapport à l'autre (Ramsay et Huber, 1987).

La nomenclature liée à l'étude des fractures est décrite dans Ramsay et Huber (1987) et Goldstein et Marshak (1988) :

Un groupe de fractures parallèles ou subparallèles est appelé une famille de fractures (figure 1.2.a). Lorsqu'une famille de fractures est recoupée par des familles d'orientations différentes, l'ensemble forme un système (figure 1.2.b).

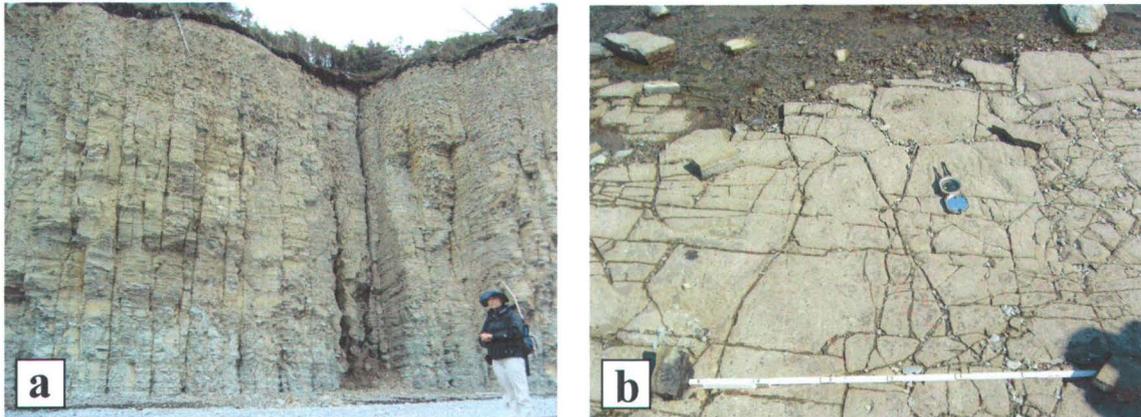


Figure 1.2 : Systèmes de fractures dans des calcaires. (a) Vue en coupe (Formation de Jupiter, Jupiter la Mer, Île d'Anticosti); (b) Vue en plan (Formation Vauréal, Baie Sainte-Claire, Île d'Anticosti)

Le terme de fractures orthogonales est utilisé pour décrire deux familles de fractures qui se recoupent perpendiculairement (Ramsay et Huber, 1987; figure 1.2.b). Lorsque deux familles contemporaines se recoupent avec un angle inférieur à 90° , le plus souvent autour de 60° , elles forment un système de fractures conjuguées (Goldstein et Marshak, 1988).

Les fractures les plus longues appartenant à une famille sont appelés fractures majeures. Les fractures régionales sont celles qui constituent des familles de même orientation qui peuvent être tracées d'un affleurement à l'autre à travers une région (Nickelsen et Hough, 1967).

Les fractures planaires, parallèles entre elles et régulièrement espacées sont des fractures systématiques (Babcock, 1973; Dunne et Hancock, 1994; figure 1.2.a). Par contre, certaines fractures sont très irrégulières en aspect, espacement et orientation et ne peuvent pas être associées aux familles de fractures identifiées sur l'affleurement. Elles

aboutissent sur les fractures systématiques et sont appelées fractures non-systématiques (Babcock, 1973; Dunne et Hancock, 1994).

Un linéament est une zone de fracture étroite et linéaire d'échelle régionale facilement identifiable sur des photos aériennes ou des images satellites. De nombreux linéaments correspondent à des fractures majeures (Ramsay et Huber, 1987) ou à des zones de faille.

1.3.2. Mécanismes de formation des fractures

Mécaniquement, la fracturation tectonique résulte d'un comportement fragile des roches, c'est-à-dire qu'une fois le seuil d'élasticité de la roche passé, la rupture est atteinte immédiatement (Blès et Feuga, 1981; Davis et Reynolds, 1996). La propagation des fractures se fait à partir de microfissures préexistantes dans la roche. Les microfissures orientées perpendiculairement à la contrainte principale concentrent les contraintes à leurs extrémités. Lorsque la résistance limite est atteinte, il y a rupture brutale par propagation des microfissures à partir de leurs extrémités (Blès et Feuga, 1981).

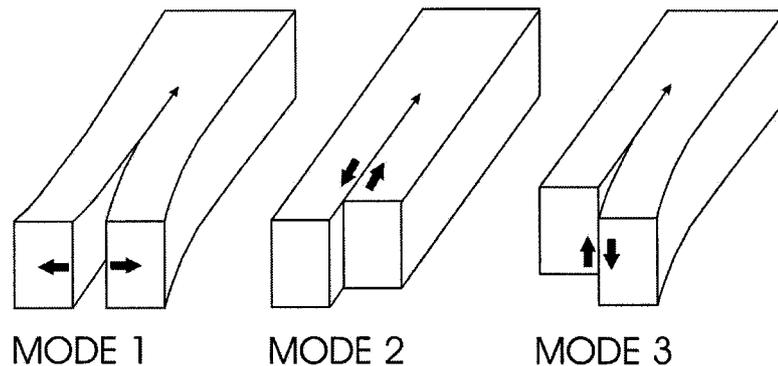


Figure 1.3 : Les trois modes de propagation des fractures (Goldstein et Marshak, 1988)

Les fractures d'extension sont formées par extension perpendiculaire au plan de la fracture, soit selon le mode 1 de propagation défini dans Goldstein et Marshak (1988) (figure 1.3). Les fractures de cisaillement résultent d'un mouvement coulissant le long du plan de fracturation, tandis que les fractures hybrides présentent une ouverture associée à un mouvement coulissant (Goldstein et Marshak, 1988; figure 1.3).

Dans un contexte de faible déformation comme celui d'Anticosti, les microstructures telles que les fractures sont des indicateurs très fiables des orientations de contraintes régionales (Hancock, 1985). Même si ce sont des structures de petite taille, leur géométrie et leur agencement réguliers dans les strates faiblement déformées sur des territoires de plus de 1000 km² permet de conclure qu'elles sont le reflet d'une phase de déformation régionale et que leur origine est associée à des processus tectoniques (Hancock, 1985). De plus, les macro-structures sont rares dans des contextes de plates-formes peu déformées donc les roches n'ont pas subi de déformation interne majeure. Cela suggère un champ de contraintes régional relativement homogène (Hancock, 1985) et la possibilité de le reconstituer à partir des fractures qui sont les seuls indicateurs de la déformation.

1.4. Méthodologie

1.4.1. Méthodologie générale

Ce projet de recherche, débuté en Septembre 2005, a comporté des travaux d'interprétation de terrain, l'observation de carottes de forage, l'étude de profils de sismique réflexion et de cartes sismiques ainsi que l'interprétation d'un modèle d'élévation numérique. Finalement, toutes ces données ont été intégrées et analysées dans le but de comprendre les relations spatiales et temporelles entre les différents éléments structuraux observés et interprétés.

1- Les données de terrain récoltées pendant l'été 2006 constituent la base des travaux réalisés dans ce projet. Elles comprennent des données de fracturation ainsi que des données structurales issues de l'analyse des plis et des failles. Une étude statistique de la fracturation permet d'identifier les familles et les systèmes de fractures en surface de l'Île d'Anticosti. L'étude géométrique de la fracturation permet quant à elle de mieux comprendre la chronologie et le mode de développement des différentes familles de fractures identifiées lors de l'étude statistique. Ces deux étapes de l'étude de la fracturation sont détaillées ci-après.

2- La description de carottes de forage non orientées et l'identification de zones fracturées en sous-surface de l'Île d'Anticosti permet de compléter l'étude de fracturation de surface. D'une part certaines formations sont accessibles uniquement par le biais des forages, l'étude des carottes renseigne donc sur la présence ou non de fractures dans l'ensemble de la colonne sédimentaire. D'autre part, la nature des fractures en sous-surface et en surface pourra être comparée et interprétée en termes de mécanismes de développement et de chronologie par rapport à la mise en place des failles de sous-surface. Les résultats de cette analyse seront présentés dans les chapitres 2 et 3.

3- Les données de terrain et de forage sont intégrées et comparées à des données de surface et de sous-surface d'échelle plus régionale. En surface, l'interprétation d'un modèle d'élévation numérique (Shuttle Radar Digital Elevation Model (DEM); Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 2000) permet de tracer les linéaments majeurs en surface de l'île, qui correspondent à des zones de fractures ou de failles d'échelle régionale. En sous-surface, de nombreuses données de sismique réflexion provenant de campagnes réalisées par la Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières (SOQUIP), Corridor Resources ou encore Shell-Canada comprennent des profils sismiques *onshore* et *offshore*. Dans le Golfe du Saint-Laurent, des cartes isochrones pour plusieurs assemblages lithologiques sont également disponibles (SOQUIP, 1987). Ces données permettent de caractériser le style structural des roches paléozoïques en sous-surface de l'Île d'Anticosti et dans le Golfe du Saint-Laurent. Toutes ces données sont présentées et interprétées dans le chapitre 2. Des cartes aéromagnétiques (Lynch, 2001) sont également utilisées afin d'illustrer la structuration du socle en sous-surface de l'Île d'Anticosti.

1.4.2. Analyse statistique de la fracturation en surface

Les 38 stations d'analyse de fracturation sont réparties dans la moitié ouest de l'Île d'Anticosti (Appendice A). Elles ont été choisies afin de couvrir l'ensemble des formations qui affleurent sur l'île, qui correspondent chacune à un âge différent ayant enregistré une partie de l'histoire de la plate-forme. Cette répartition a pour but d'analyser une éventuelle évolution de la fracturation dans le temps, entre les strates les plus vieilles et les plus jeunes. Par ailleurs, les stations sont localisées sur des affleurements bien

lithifiés qui représentent des domaines structuraux homogènes (Babcock, 1973; Hancock, 1985) et distincts dans l'espace.

Les structures étudiées sont des fractures. Le style des fractures, leur morphologie, leurs dimensions, leur espacement, l'architecture générale et l'influence de la lithologie sont des paramètres aussi importants à décrire que leur orientation (Hancock, 1985). Ainsi, à chaque station, plusieurs caractéristiques ont été relevées pour chaque famille de fractures (Ramsay et Huber, 1987; Appendice B) :

- orientation,
- pendage (en général subvertical),
- espacement entre les fractures,
- longueur,
- ouverture,
- remplissage,
- nature des extrémités et relations d'intersection entre les différentes familles.

L'espacement entre deux fractures adjacentes d'une même famille peut varier de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres en fonction de la nature de la roche (Ramsay et Huber, 1987; Price et Cosgrove, 1990a), de l'épaisseur des couches sédimentaires, et de la position structurale du site de mesures (Goldstein et Marshak, 1988). L'espacement entre les fractures est moindre dans des lits fins, dans les lithologies cassantes et là où le degré de déformation a été le plus important (Dunne et Hancock, 1994). De plus, il existe des relations particulières entre les systèmes de fractures et des structures majeures telles que les failles et les plis lorsque leur développement est contemporain (Hancock, 1985; Price et Cosgrove, 1990a). Dans le cas de l'Île d'Anticosti, les roches sont disposées en lits de 5 à 20 cm d'épaisseur. Par ailleurs, les lithologies sont relativement homogènes sur toute la surface de l'île : il s'agit de roches calcaires relativement compétentes. Ainsi, lors de l'étude de fracturation, l'influence de l'épaisseur des lits et de la lithologie sur l'espacement des fractures ne sera pas considérée.

Le nombre de mesures sur chaque affleurement est contrôlé par la qualité de l'affleurement, mais en général 100 à 200 mesures sont suffisantes pour effectuer une analyse statistique significative (Ramsay et Huber, 1987). Les études de fracturation réalisées dans le cadre de ce projet contiennent en moyenne entre 50 et 150 mesures.

a) Les méthodes de relevé de fracturation

En fonction du type d'affleurement accessible, deux méthodes de relevé de fracturation peuvent être utilisées. Autour de l'Île d'Anticosti, les larges battures formées de strates faiblement inclinées affectées par des fractures subverticales (figure 1.2) constituent des affleurements de très bonne qualité bien adaptés à l'application de la méthode par inventaire (Goldstein et Marshak, 1988). Il s'agit de définir un périmètre sur une partie de l'affleurement représentative du secteur, en fonction de l'intensité de la fracturation et de la qualité de l'affleurement. Toutes les fractures situées à l'intérieur de cette surface sont mesurées. La méthode par traverse (Goldstein et Marshak, 1988) se pratique sur le long des affleurements en falaise. Une ligne dont la longueur dépend de l'intensité de la fracturation et de la qualité de l'affleurement est disposée parallèlement à la falaise. Il s'agit de mesurer la direction des fractures qui recoupent la ligne. Dans ce cas, la longueur des fractures n'est pas un paramètre mesurable.

b) Présentation des résultats

L'orientation des fractures est le principal paramètre analysé. En effet, les fractures qui affectent les strates subhorizontales de l'Île d'Anticosti sont principalement subverticales à verticales (pendage supérieur à 80°). Les données d'orientation des fractures sont traitées séparément pour chaque station et les résultats sont présentés sous forme de rosace de direction. Une rosace est un graphique circulaire qui indique la fréquence des orientations de fractures dans différentes directions (figure 1.4.a; Ramsay et Huber, 1987). Les unités de distance mesurées le long d'un rayon du cercle représentent une quantité de mesures (Ramsay et Huber, 1987). Les orientations de fractures relevées sur un affleurement sont réparties selon des classes d'orientation de 5° d'intervalle. La présentation des résultats sous forme de rosace de direction permet de visualiser

rapidement l'importance relative des différentes familles de fractures, et d'identifier des systèmes de fractures orthogonales ou conjuguées.

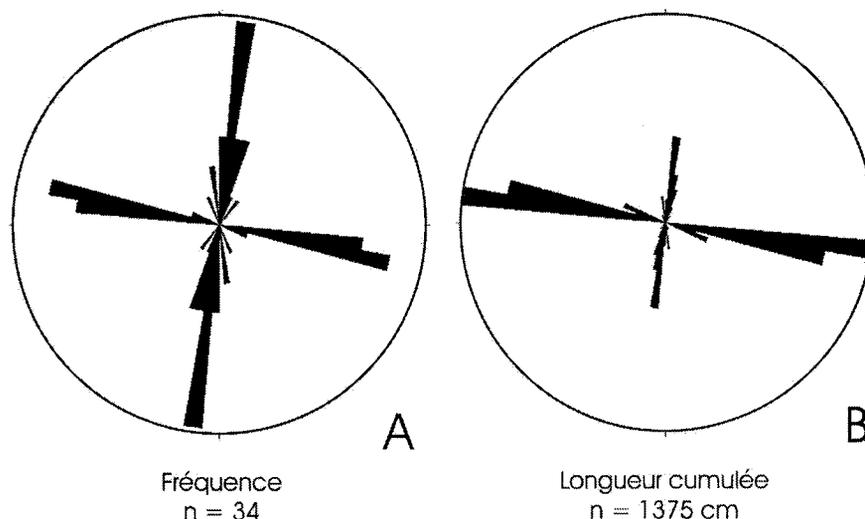


Figure 1.4 : Exemples de rosaces de fréquence et de longueur cumulée d'un relevé par inventaire, Rivière Becscie (affleurement 06-EB-056). a) rosace de fréquence; b) rosace de longueur cumulée.

Une rosace peut aussi indiquer la longueur cumulée des fractures en fonction de leur orientation (figure 1.4.b; Price and Cosgrove, 1990b) : les unités de distance mesurées le long d'un rayon du cercle représentent alors des longueurs cumulées de fractures d'une même famille. Ce type de rosace ne peut être construit qu'à partir de données de relevés par inventaire. L'ensemble des rosaces de fréquence et de longueur cumulée sont présentées en appendice C.

c) Traitement et analyse des résultats

Dans le cas des relevés par traverse, les familles de fractures dont la direction est à un angle faible par rapport à l'orientation du relevé sont interceptées moins souvent que des familles orientées à angle droit par rapport au relevé (La Pointe et Hudson, 1985; Goldstein et Marshak, 1988). Le nombre de fractures mesurées n'est donc pas forcément représentatif du nombre réel de fractures.

Ce biais est corrigé à l'aide de l'équation suivante (Terzaghi, 1965):

$$N = n/\sin\Phi$$

où N est le nombre corrigé de fractures contenues dans une classe d'orientation,

n est le nombre de fractures mesurées dans une classe d'orientation,

Φ est l'angle entre la classe d'orientation de la famille de fractures et la ligne de traverse.

Cette correction d'orientation a été appliquée aux familles de fractures mesurées formant un angle de moins de 15° avec la ligne de traverse. Par la suite, les rosaces de fréquence réelle peuvent être construites pour l'ensemble des stations. Les données sont regroupées (Appendice C; p.116) afin de construire des rosaces de direction synthétiques qui illustrent l'allure de la fracturation dans les différentes zones structurales. Lorsque les mêmes familles de fractures apparaissent dans des proportions similaires d'une station à l'autre, il s'agit alors de fractures d'extension régionales (Nickelsen et Hough, 1967) et donc significatives du point de vue de l'interprétation tectonique. Dans le cas de l'Île d'Anticosti, le regroupement des données peut se faire en considérant que les lithologies sont relativement homogènes d'une formation à l'autre. Les rosaces de direction synthétiques sont placées sur une carte de l'Île d'Anticosti, afin de visualiser les différentes zones structurales et d'identifier les familles et systèmes de fractures dans l'ouest de l'île.

1.4.3. Analyse géométrique de la fracturation en surface

Les rosaces de direction ne permettent pas d'interpréter les relations chronologiques entre les différentes familles de fractures ni les mécanismes à l'origine de leur formation. L'observation des relations d'intersection entre les différentes familles de fractures sur le terrain permet parfois d'interpréter la chronologie de formation entre deux familles (Price et Cosgrove, 1990a; Dunne et Hancock, 1994). En général, les fractures les plus récentes ne recoupent pas les fractures précoces car celles-ci constituent des discontinuités mécaniques dans la roche et empêchent la propagation de la déformation de part et d'autre du plan de fracture (Blès et Feuga, 1981; La Pointe et Hudson, 1985; Goldstein et Marshak, 1988). Après un premier épisode de fracturation, le champ de contraintes est

modifié localement et les contraintes principales sont soit parallèles ou perpendiculaires à la surface des fractures déjà existantes. Lors d'un deuxième épisode de fracturation, les fractures qui se développent aboutissent sur les fractures initiales à angle droit, soit perpendiculairement à la contrainte principale σ_3 (Goldstein et Marshak, 1988).

Sur l'Île d'Anticosti, il était fréquent d'observer sur un même affleurement des relations de recouvrements mutuels entre deux familles de fractures, aboutissant à des interprétations chronologiques contradictoires. Une méthode d'analyse géométrique des patrons de fracturation à l'échelle de l'affleurement a donc été réalisée pour quelques stations dans l'ouest de l'Île d'Anticosti (Rives et al., 1994). Onze sites d'études de fracturation par inventaire ont été choisis dans les formations de Vauréal, d'Ellis Bay, de Becscie, de Jupiter et de Chicotte et cartographiés à partir de photographies des affleurements (Appendice D). L'image obtenue met en évidence les relations géométriques entre les différentes familles de fractures identifiées lors de l'étude statistique : il est possible de distinguer les longues fractures systématiques des fractures non systématiques. Cette étape qualitative de l'étude de la fracturation permet de mieux caractériser les mécanismes à l'origine de la formation des fractures et d'établir une chronologie d'apparition des différentes familles (Rives et al., 1994).

1.4.4. Description de la fracturation en sous-surface à partir de données de puits

Dix-sept puits ont été forés sur l'Île d'Anticosti entre 1962 et 2005. Dans la plupart d'entre eux des carottes ont été extraites et sont disponibles à la carothèque du Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune. Les carottes, bien que non orientées, donnent accès à des informations sur la fracturation dans les formations qui n'affleurent pas sur l'île, soit les formations de Romaine, de Mingan, de Macasty, et la base de la Formation de Vauréal.

Les carottes sont décrites dans des rapports géologiques, ce qui permet de sélectionner les puits présentant des intervalles riches en fractures. Dans cette étude, les intervalles fracturés des puits D007 (Atlantic Richfield Canada Ltd, Anticosti n°1; Petrie, 1970), D003 (New Associated Con-Paper, Anticosti n°1; Houde, 1963), D005 (Lowland

Gamache, Highcliff n°1, 1965) et D002 (Lowlands Gamache, Princeton Lake n°1; Roliff, 1962) ont été étudiés. Les informations suivantes étaient recherchées :

- la présence de fractures et leur nature;
- la densité de fracturation;
- le type de fractures : fractures ouvertes ou veines, nature du ciment, largeur et longueur de la fracture;
- la présence d'indicateurs cinématiques tels que des stries.

Les carottes disponibles étant non orientées, l'apport de cette étude est uniquement qualitatif et reste limité quant à la relation avec les fractures visibles en surface.

1.5. Géologie de la plate-forme d'Anticosti

1.5.1. Localisation

La plate-forme d'Anticosti (Brisebois et Brun, 1994) occupe le nord du Golfe du Saint-Laurent, au Québec. Elle est limitée par les roches du craton archéen au nord, par la Gaspésie et par le bassin des Îles de la Madeleine au sud. La plate-forme d'Anticosti s'est construite dans un bassin sédimentaire paléozoïque en bordure d'une marge cratonique précambrienne stable.

L'Île d'Anticosti est située au milieu du Golfe du Saint-Laurent (figure 1.1), entre 49-50° de latitude et 61-65° de longitude. Elle est longue de 225 km et sa largeur maximale est de 56 km, pour une surface d'environ 8000 km². L'altitude au sol varie entre 0 et 304 m au-dessus du niveau de la mer.

1.5.2. Historique des travaux régionaux

a) Travaux de recherche

La séquence sédimentaire de l'Île d'Anticosti présente une des sections les plus complètes en Amérique du Nord à travers la limite Ordovicien-Silurien (Twenhofel, 1928; Copper et Long, 1998). De plus, le faible taux de déformation dans les roches fait de cette île un terrain exceptionnel pour l'étude de la stratigraphie.

Les premiers travaux géologiques sur l'Île d'Anticosti ont été réalisés en 1856 par James Richardson. Il a défini six formations et les a décrites en grande partie à partir de l'étude des fossiles (Twenhofel, 1928). Par la suite, d'autres expéditions ont été entreprises, mais c'est à partir des premiers travaux de Twenhofel en 1910 que l'étude biostratigraphique de l'île fut réellement lancée. Par ailleurs, les premiers travaux de terrain effectués au début du 20^e siècle indiquent la présence d'anticlinaux de faible amplitude en surface de l'Île d'Anticosti (Twenhofel, 1928).

Par la suite, des travaux lithostratigraphiques (Petryk, 1981b et 1981c) ainsi qu'une cartographie de l'île (Petryk, 1981a) ont été réalisés. Roksandic et Granger (1981) proposent une interprétation tectonique de l'île et de la plate-forme d'Anticosti, tandis que l'interprétation d'images Landsat par SOQUIP (1985) confirme que l'île est affectée uniquement par de faibles ondulations et quelques failles normales en surface. Les contributions les plus récentes du point de vue stratigraphique sont celles de Long et Copper (1994), de Desrochers (1998), et de Copper et Long (1998), Desrochers et Gauthier (2006).

b) Travaux d'exploration pétrolière et gazière

L'exploration pétrolière sur l'Île d'Anticosti a débuté dans les années 1960-1970. Lorsque les huit premiers puits ont été forés sur l'île, quelques indices d'huile et de gaz ont été reportés (Roliff, 1971; INRS-Pétrole, 1974). Plus tard, des études de matière organique et de maturation ont documenté des conditions favorables pour le potentiel en hydrocarbures sur l'île (Bertrand, 1987 et 1990; Lavoie et al., 2005). En sous-surface, des failles ont été identifiées grâce aux données fournies par les levés de sismique marine et terrestre (SOQUIP, 1983, 1987).

La situation géologique stratégique de l'Île d'Anticosti par rapport à des réservoirs de classe mondiale situés dans des roches carbonatées d'âge et de composition équivalente aux États-Unis (champs Albion-Scipio et Lima-Indiana au Michigan, champ de Ellenberger au Texas; Lynch et Trollope, 2001) est à l'origine du renouveau de l'exploration dans ce secteur depuis quelques années. Ainsi, à partir de 1995, de nouvelles

campagnes d'exploration sont lancées par Shell Canada-Encal Energy, Corridor Resources et Hydro-Québec avec pour cible principale la Formation de Romaine (Lavoie et al., 2005). À l'issue de ces campagnes, environ 700 km de nouvelles lignes sismiques sont obtenues ainsi que sept nouveaux puits (Lavoie et al., 2005).

Les roches ayant un potentiel de réservoir se trouvent en sous-surface de la plate-forme d'Anticosti et correspondent aux grès à la base de la Formation de Mingan et aux dolomites de la Formation de Romaine (figure 1.5.a). La Formation de Romaine est localement affectée par des phénomènes de dolomitisation hydrothermale (Lavoie et al., 2005) : l'apport de fluides hydrothermaux dans cette formation carbonatée via des failles aurait facilité le développement d'une porosité secondaire importante pour la migration et le stockage d'éventuels hydrocarbures. Les shales de la Formation de Macasty ont un potentiel de roche mère (Géophysique GPR International, 1986; Bertrand, 1987 et 1990; Lavoie et al., 2005; figure 1.5.a) et se trouvent au-dessus des roches réservoirs. La migration des hydrocarbures est donc possible sous l'effet de surpressions ou par le biais de failles et de fractures. Dans cette dernière perspective, la faille Jupiter présente un intérêt pour l'exploration pétrolière car elle met en contact les roches réservoirs des Formations de Romaine et de Mingan avec les shales de Macasty. Le secteur de la Rivière Jupiter a ainsi été l'objet d'un 'maillage' sismique intensif. La Formation de Macasty ainsi que la base de la Formation de Vauréal présentent également de bonnes caractéristiques de roches couvertures (Géophysique GPR International, 1986).

1.5.3. Succession stratigraphique sur l'Île d'Anticosti

La série sédimentaire complète de l'Île d'Anticosti (figure 1.5.a) est d'âge Ordovicien inférieur (Trémadocien) à Silurien inférieur (Llandovérien) et est constituée principalement de shales calcareux et de carbonates (Roliff, 1971). Durant la sédimentation, la situation géographique de l'Île d'Anticosti à 10-20° au sud de l'équateur et le climat tropical ont influencé les dépôts sur la marge est de Laurentia (Long et Copper, 1994; Copper et Long, 1998).

Les auteurs successifs ayant travaillé sur la série sédimentaire de l'Île d'Anticosti ont proposé des nomenclatures stratigraphiques différentes, créant ainsi une confusion dans l'utilisation des termes. Les principales nomenclatures sont présentées au tableau 1.1 La nomenclature la plus récente (Castonguay et al., 2005) sera utilisée dans ce mémoire.

Tableau 1.1 : Nomenclature comparée des formations de l'Île d'Anticosti

Twenhofel, 1928	Petryk, 1981	SOQUIP, 1987	Castonguay et al., 2005
Chicotte	Chicotte	Chicotte	Chicotte
Jupiter	Jupiter	Jupiter	Jupiter
Gun River	Gun River	Gun River	Gun River
Becscie	Becscie	Becscie	Merrimack
			Becscie
Ellis Bay	Ellis Bay	Ellis Bay	Ellis Bay
Vauréal	Vauréal	Vauréal	Vauréal
English Head		English Head	
		Macasty	Macasty
		Trenton – Black River	Mingan
		Mingan	
		Romaine	Romaine

La base de la succession (Formations de Romaine et de Mingan) affleure uniquement sur les Îles Mingan au nord de la plate-forme (Desrochers, 1998; figure 1.5.a).

La Formation de Romaine (Arénigien) est constituée d'un grès de base et de calcaires infra- et péri-littoraux au sommet (Desrochers, 1998; tableau 1.2). Ces sédiments calcaires ont été dolomitisés. La formation est épaisse de 79 m au niveau de la Côte Nord, de 427 m au nord de l'Île d'Anticosti et de 792 m au sud de l'île (SOQUIP, 1983).

La Formation de Mingan (Llanvirnien-Caradocien) est composée d'une succession de grès et de shale, de calcaires fossilifères, de calcaires dominés par des mudstones à *birdseyes*, de calcaires à bioclastes et de calcaires récifaux (Long et Copper, 1994; tableau 1.2). La formation est épaisse de 44 m au niveau de la Côte Nord, de 442 m au nord de l'Île d'Anticosti et de 564 m au sud de l'île (SOQUIP, 1983; tableau 1.2).

Les shales noirs de la Formation de Macasty (figure 1.5.a) surmontent la Formation de Mingan et représentent une épaisseur de 168 m (SOQUIP, 1983; tableau 1.2).

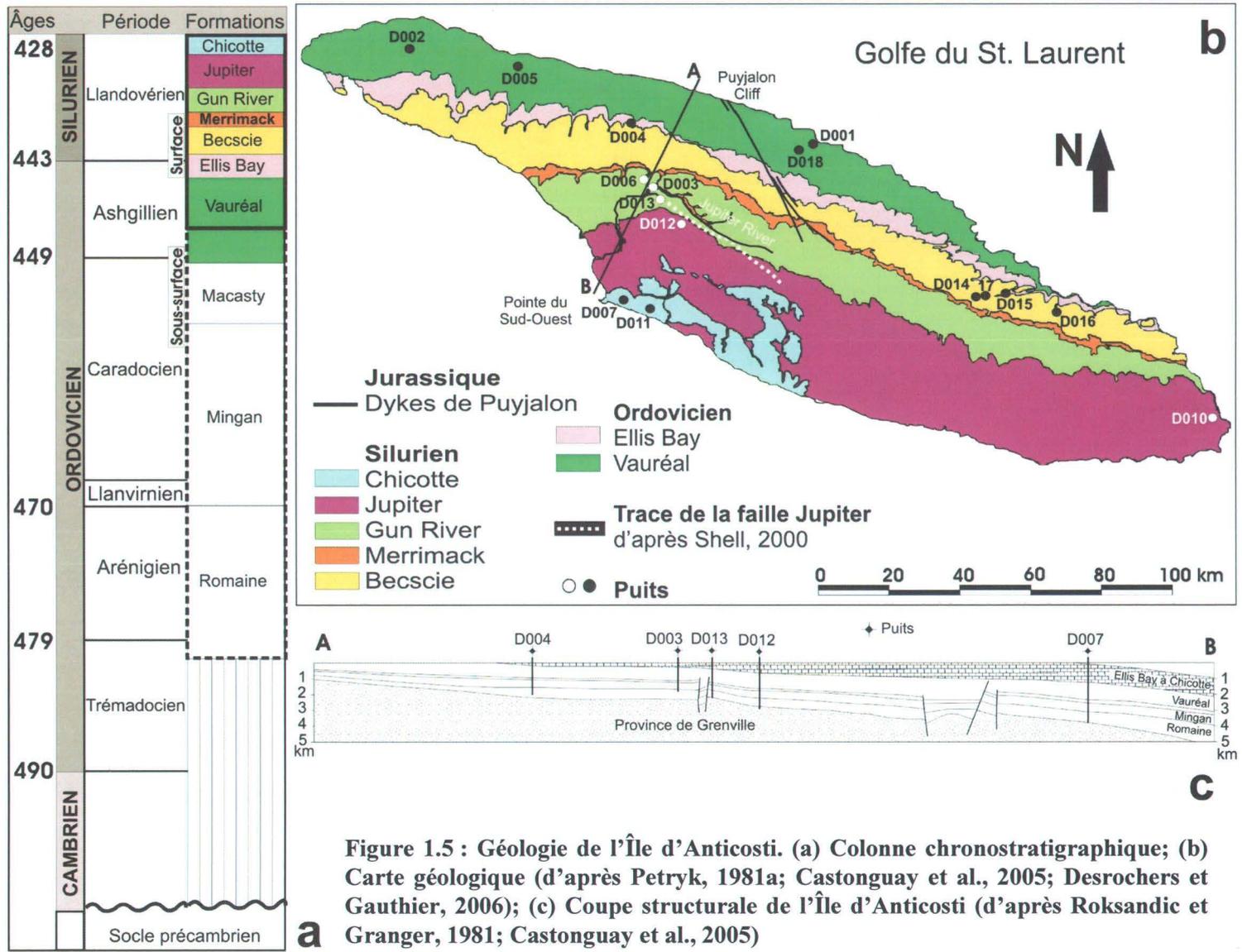


Figure 1.5 : Géologie de l'Île d'Anticosti. (a) Colonne chronostratigraphique; (b) Carte géologique (d'après Petryk, 1981a; Castonguay et al., 2005; Desrochers et Gauthier, 2006); (c) Coupe structurale de l'Île d'Anticosti (d'après Rokсандic et Granger, 1981; Castonguay et al., 2005)

Tableau 1.2 : Description des formations de la série sédimentaire de l'Île d'Anticosti (d'après Roliff, 1971, SOQUIP 1983, Long et Copper, 1994, Copper et Long, 1998, Castonguay et al., 2005)

Formation	Lithofaciès	Épaisseur (m)	Environnement de dépôt, remarques	
S I L U R I E N	Chicotte	Calcaire packstone, grainstone crinoïdal, biohermes	80-90	Massif ou structures de vagues, lits épais
	Jupiter	Calcaire mudstone, calcisiltite, calcaire wackestone; shale calcaireux	164-168	1) dépôts d'eau profonde, 2) récifs d'eau peu profonde, 3) approfondissement rapide, 4) faciès à graptolithes, 5) dépôts d'eau calme, de moins en moins profonde vers le sommet
	Gun River	Calcaire mudstone, wackestone, packstone, grainstone, biohermes, shale calcaireux	85-90	1) sédimentation en eaux calmes à la base, 2) dépôt de shales verts ou de shales micritiques récessifs, 3) dépôt rythmique de shales carbonatés, 4) épisodes d'approfondissement
	Merrimack	Shale verdâtre fossilifère, calcaire micritique bioclastique et conglomératique	25	1) Coraux et stromatopores à la base 2) Brachiopodes au sommet (eau profonde)
	Becsie	Calcaire mudstone, calcisiltite, calcaire wackestone, shale, biohermes	124-126	1) Faune peu diversifiée typique de période post-extinction 2) Sédiments indiquant des dépôts de tempête fréquents dans des eaux peu profondes
	Ellis Bay	Calcaire mudstone, calcisiltite, calcaire packstone, shale calcaireux à gréseux	52-72	Alternance de régimes sédimentaires avec une grande diversité de fossiles
P R É C O C E	Vauréal	Calcaire mudstone, calcisiltite, calcaire wackestone; shale calcaireux verdâtre	930 (nord) à 1128 (sud)	1) Succession initialement déposée sur une rampe distale, en eau profonde 2) Dépôts sont typiques d'eau moins profonde vers le haut de la formation
	Macasty	Shale bitumineux noir	168	
	Mingan	Grès et shale Calcaires fossilifères	442 (D005) à 564 (D007)	En discordance sur la Formation de Romaine
	Romaine	Dolomie, calcaire, grès et shale	427 (D002, D005, D004) à 792 (D007)	1) En discordance sur le socle Précambrien 2) Séquence de type <i>shallowing-upward</i> 3) Sommet marqué par une période d'érosion et de karstification
O R D O V I C I E N				

La série exposée sur l'Île d'Anticosti (figure 1.5.b) s'étend du sommet de la Formation de Vauréal de l'Ordovicien supérieur (Ashgillien) jusqu'à la Formation de Chicotte du Silurien inférieur (fin du Llandoveryen) et totalise environ 800 m de roches sédimentaires (Copper et Long, 1998). Elle comprend aussi les formations d'Ellis Bay (Ordovicien supérieur), de Becscie, de Merrimack, de Gun River et de Jupiter (Llandoveryen) (figures 1.5.a, 1.5.b). Cette séquence sédimentaire est dominée par des carbonates très fossilifères de rampe à plate-forme recoupés d'unités silicoclastiques mineures (Copper et Long, 1998). Elle s'est déposée le long d'une marge relativement stable, large de 40 à 100 km, à l'est du paléo-continent Laurentia. Les environnements de dépôt sont moyennement profonds à distaux et soumis à des tempêtes (Copper et Long, 1998).

La Formation de Vauréal (Ashgillien) est constituée d'environ 275 m d'une succession de lits de micrite, de calcarénite et de mudstone calcaire (Long et Copper, 1994; tableau 1.2). L'épaisseur totale de la formation en considérant la partie située en sous-surface est de 930 à 1128 m (SOQUIP, 1983; tableau 1.2).

La Formation d'Ellis Bay (Ashgillien supérieur) est située directement en-dessous de la limite Ordovicien-Silurien et montre une grande diversité de fossiles (Copper et Long, 1998). Elle est constituée de 52 à 72 m de calcaire micritique avec des concentrations importantes de mudstone calcaireux à l'ouest de l'île, et de micrites mêlées de grès carbonaté-silicoclastique dans la partie est (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

La Formation de Becscie (Llandoveryen) consiste en environ 125 mètres de micrite et de calcarénite (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

La Formation de Merrimack (Llandoveryen) est épaisse de 25 mètres et composée en majorité de mudstones calcaireux associés à des micrites et des calcarénites (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

La Formation de Gun River (Llandoveryen) est issue du dépôt successif de shales verts ou de shales micritiques et de shales carbonatés (Copper et Long, 1998; tableau 1.2). Cette formation est épaisse de 85 à 90 mètres (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

La Formation de Jupiter (Llandoveryen) totalise 164 à 168 mètres de mudstone calcaireux, micrite, grainstone et quelques zones de conglomérat intraformationnel (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

La Formation de Chicotte termine la séquence du Llandovérien sur l'Île d'Anticosti. Elle est constituée de 80 à 90 mètres de grainstone crinoïdal (Long et Copper, 1994; tableau 1.2).

Les données issues des forages (D001: Lowlands Gamache, Carleton Point n°1; D007: New Associated Con-Paper, Anticosti n°1) ainsi que les résultats d'une campagne de levés aéromagnétiques (Lockwood Geophysical Services, 1971) montrent que l'épaisseur de roches sédimentaires sur l'Île d'Anticosti varie entre 915 m dans la partie nord de l'île et plus de 3660 m dans le sud (Roliff, 1971; SOQUIP, 1987; Durling, 1998; figure 1.5.c). Globalement, toutes les formations s'épaississent vers le sud et vers l'est (SOQUIP and Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1987). La séquence atteint une épaisseur maximale de 4500 ms (temps double) (≈ 12 km) dans le milieu du Golfe, au sud-ouest du puits ARCO D007 (SOQUIP, 1987). Elle comprend la série de l'Ordovicien moyen à supérieur présente en sous-surface de l'île, la succession sédimentaire affleurant sur l'Île d'Anticosti et des dépôts postérieurs au Silurien inférieur présents dans le Golfe du Saint-Laurent (Roksandic et Granger, 1981).

1.5.4. Structuration de l'île et de la plate-forme d'Anticosti

D'après Roksandic et Granger (1981), la plate-forme d'Anticosti est divisée en deux domaines structuraux. Au nord-est, les strates paléozoïques sont affectées par quelques failles normales, beaucoup plus nombreuses vers la côte sud de l'Île d'Anticosti. Au sud-ouest, dans le Golfe du Saint-Laurent, les roches sont marquées par des plis, ainsi que par des failles de chevauchement (Roksandic et Granger, 1981; SOQUIP, 1983).

La séquence sédimentaire en surface de l'Île d'Anticosti est globalement non affectée par les orogénies taconienne (Ordovicien moyen) et acadienne (Dévonien moyen) qui ont déformé des roches d'âge équivalent en Gaspésie et à Terre-Neuve (SOQUIP et Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1983 et 1987; Williams, 1995c). Les strates faiblement inclinées de 2-3° vers le sud ont une direction NO-SE et ne sont affectées par aucune déformation majeure (figure 1.5.c). Cependant, les données de forages, de sismique et de terrain montrent la présence de structures en surface et en sous-surface, notamment des failles

normales (figure 1.5.c) associées à des fractures ainsi que des grands plis ouverts. De plus, deux dykes verticaux composés de tholéiite à quartz (Bédard, 1992; Faure et al., 2006) ont été observés le long de la côte nord de l'île (Twenhofel, 1928; Petryk, 1981a; figure 1.5.b).

Dans les paragraphes qui suivent, les principaux éléments structuraux affectant les différents niveaux stratigraphiques de l'Île d'Anticosti sont présentés, en partant des niveaux les plus profonds et les plus vieux.

a) Dans le socle

Le sommet du socle précambrien présente une pente maximale d'environ 6° (100m/km) vers le sud (vitesse moyenne utilisée 4500 m/s; SOQUIP, 1987). La profondeur du socle varie entre 1000 m et 1400 m environ le long de la côte nord de l'île, pour atteindre 3505 m au sud de l'île. Ces données sont issues d'une étude des anomalies aéromagnétiques (Lockwood Geophysical Services, 1971) ainsi que des données issues de certains puits (ARCO-D007; LGPL-D002; LGCP-D001; figure 1.5.b).

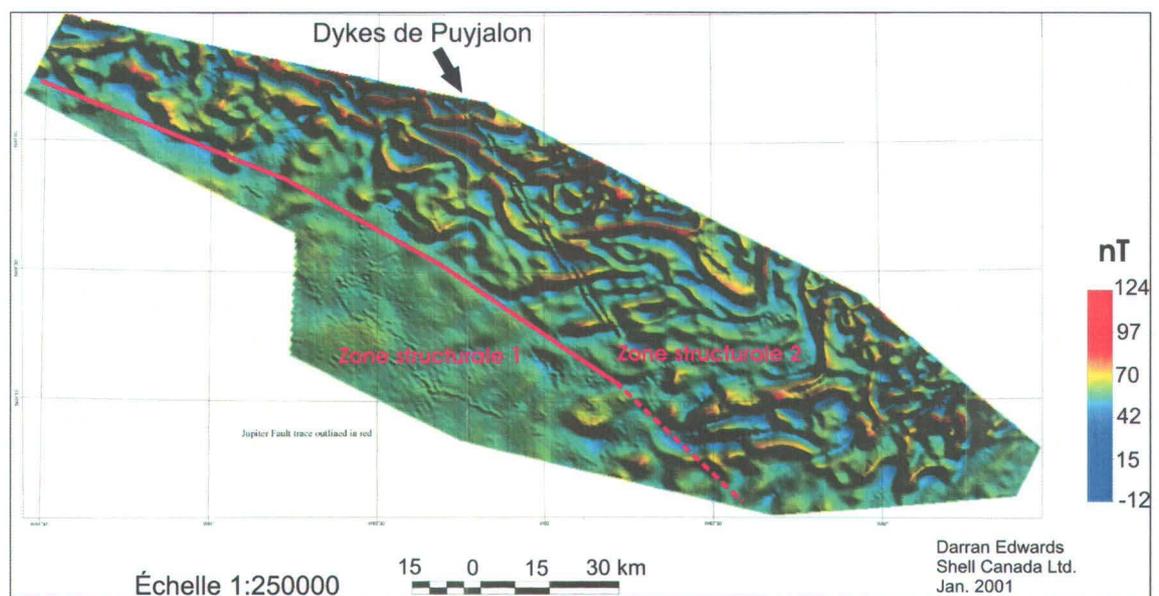


Figure 1.6 : Pseudo-section de profondeur du socle précambrien en sous-surface de l'Île d'Anticosti (d'après Lynch, 2001). Données aéromagnétiques représentées en nT = nanoTesla

Les données aéromagnétiques de haute-résolution disponibles (Lynch, 2001) permettent d'identifier des structures dans le socle. Un traitement des données aéromagnétiques effectué par Lynch (2001) illustre des structures de socle ou des changements de lithologies (figure 1.6). Deux zones structurales et lithologiques séparées par une ligne de direction NO-SE (identifiée sur la figure 1.6) se distinguent. Au sud de cette ligne, aucune structure majeure n'est visible, tandis qu'au nord des structures plissées ainsi que les dykes de Puyjalon sont identifiés. Cette observation est importante dans la mesure où cette ligne pourrait représenter une faille d'effondrement majeure dans la plate-forme. Elle pourrait également servir de racine à d'autres failles développées dans la série sédimentaire sus-jacente, et donc représenter un élément structural majeur en sous-surface de l'Île d'Anticosti.

b) Dans le toit de la Formation de Mingan (Ordovicien Moyen)

Le toit de la Formation de Mingan possède le plus fort coefficient de réflectivité sismique de toute la séquence sédimentaire, ce qui en fait le meilleur marqueur de la déformation sur l'île et sur la plate-forme d'Anticosti (SOQUIP, 1983).

En sous-surface de l'Île d'Anticosti et notamment dans le secteur de la Rivière Jupiter, plusieurs familles de structures sont observées dans le toit de la Formation de Mingan. Les principales sont des failles normales NO-SE avec effondrement vers le sud-ouest, les autres sont orientées N-S (SOQUIP, 1983). Les rejets verticaux sont de 100 à 200 m (SOQUIP, 1983).

Dans la partie du golfe au sud-ouest de l'Île d'Anticosti, la carte structurale du toit de la Formation de Mingan montre une pente d'environ 2° vers le sud jusqu'à une profondeur de 1000 ms (≈ 2000 m); puis la pente augmente (environ 6°) jusqu'à une longue faille normale située au niveau de l'isochrone 3500 ms (≈ 6500 m). Au sud de cette faille normale, de nombreuses failles inverses avec un rejet maximal de 300 ms (≈ 625 m) sont interprétées (SOQUIP et Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1983).

c) Dans la série du Silurien inférieur

D'après les données de terrain issues des travaux préliminaires, il y a peu d'évidences de déformation majeure en surface. Les seuls éléments structuraux décrits en surface sont des failles, des fractures ainsi que des plis mineurs dont la plupart sont associés à des failles (Twenhofel, 1928; Géophysique GRP International, 1986; Bertrand, 1987). Les fractures semblent former un système orthogonal NS-EO (Twenhofel, 1928; Géophysique GRP International, 1986). Les plis sont très ouverts et plongent faiblement vers le sud (Twenhofel, 1928; Géophysique GRP International, 1986). Les failles sont surtout de type normal à fort pendage. Elles sont plus nombreuses dans l'est de l'île, avec quelques occurrences dans l'ouest (Petryk, 1981 a; Bertrand, 1987). Sur la côte nord de l'île, à la Falaise de Puyjalou, deux dykes de diabase verticaux d'âge Jurassique recourent la série sédimentaire (Twenhofel, 1928; Bédard, 1992; figure 1.4.b). Ils ont une direction NO-SE (N140) et sont larges de 9 et 17 m (Twenhofel, 1928; Bédard, 1992; figure 1.5).

Chapitre 2

Structural study of western Anticosti Island, St. Lawrence Platform, Quebec: fracture analysis and integration of surface and subsurface structural data

Ce chapitre contient un article scientifique soumis pour publication dans un numéro spécial du *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. Les principaux résultats obtenus lors de cette étude sont présentés ainsi que leur interprétation. Les méthodes utilisées ont été détaillées dans le chapitre 1.

La première version de cet article est issue de mon travail personnel, alimenté par les nombreuses discussions avec mes superviseurs Michel Malo et Donna Kirkwood. Plusieurs séries de corrections ont ensuite été proposées par Michel Malo et Donna Kirkwood et ont contribué à l'amélioration du manuscrit. Cependant, l'approche méthodologique, la présentation des résultats et la plupart des interprétations sont le résultat de mes travaux. De plus, j'ai réalisé l'ensemble des tableaux et figures présentés dans cet article.

**STRUCTURAL STUDY OF WESTERN ANTICOSTI ISLAND,
ST. LAWRENCE PLATFORM, QUEBEC:
FRACTURE ANALYSIS AND INTEGRATION OF SURFACE
AND SUBSURFACE STRUCTURAL DATA**

Esther Bordet¹, Michel Malo¹ and Donna Kirkwood²

**¹ Institut National de la Recherche Scientifique – Eau-Terre-Environnement
490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9**

**² Geological Survey of Canada – Québec
490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9**

RÉSUMÉ

Une analyse structurale a été menée dans l'ouest de l'Île d'Anticosti afin de caractériser les familles de fractures, les plis et les failles qui affectent les strates subhorizontales de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur. Les données de terrain ont été intégrées à des données de sismique réflexion, de forage et d'imagerie satellitaire afin d'identifier les relations spatiales et temporelles entre les structures de l'île et celles observées sur les profils de sismique réflexion dans le Golfe du Saint-Laurent. L'objectif principal est d'évaluer l'importance de ces éléments structuraux dans l'histoire de la migration des hydrocarbures dans la plate-forme. L'impact des orogénèses appalachiennes au sud de la plate-forme, ainsi que des événements plus récents au Jurassique ou au Quaternaire sont considérés.

Quatre familles de fractures sont identifiées dans les roches du Silurien inférieur : (1) un système de fractures orthogonales NS-EO; (2) une famille N135-165; (3) une famille N40-70. Des fractures irrégulières et aléatoirement orientées sont également observées. Les fractures orthogonales sont formées lors de l'Acadien précoce, alors que des contraintes en extension sont présentes dans la plate-forme. Des failles normales visibles

dans la série du Silurien inférieur peuvent être associées à cet événement extensif. Les fractures N135-165 et N40-70 peuvent être d'âge acadien ou jurassique. Les fractures irrégulières sont soit issues de l'érosion de la série sédimentaire du Silurien inférieur et plus jeune, ou résultent du rebond isostatique après les glaciations quaternaires.

Les linéaments identifiés en surface de l'île d'après l'analyse d'un modèle d'élévation numérique correspondent à l'orientation de failles taconiennes et de fractures acadiennes précoces. Ces structures ont pu être réactivées par des événements tectoniques récents tels que l'ouverture de l'Océan Atlantique, comme en témoigne la présence de dykes du Jurassique.

Des failles normales taconiennes affectant principalement la séquence de l'Ordovicien inférieur et moyen ont été identifiées en sismique. Elles résultent de contraintes en extension dans la plate-forme en avant du front de déformation taconien à l'Ordovicien moyen-tardif. Des fractures de cisaillement observées en carottes confirment l'existence de mouvements normaux.

La Formation de Chicotte qui affleure au sud-ouest de l'île est affectée par des grands plis ouverts d'axe OSO. D'autres plis sont visibles en sismique dans le golfe, dans le toit de la Formation de Jupiter et dans des roches plus jeunes que la Formation de Chicotte. Ces plis sont associés à l'orogénèse acadienne.

La maturation des roches et la génération des hydrocarbures sur l'Île d'Anticosti sont principalement contrôlées par l'enfouissement de la série sédimentaire. Cependant, les structures décrites dans cette étude, en particulier les systèmes failles-fractures taconiens et acadiens précoces, ont probablement joué un rôle important dans la migration des hydrocarbures et dans le développement de réservoirs.

ABSTRACT

A structural analysis has been conducted on western Anticosti Island, Québec, to characterize fracture sets, folds and faults affecting the flat lying Lower Ordovician to Lower Silurian strata. Field data are integrated to remote sensing, seismic reflexion and core data, to determine possible spatial and temporal relationships between the different structural features observed on the island and in the Gulf of St. Lawrence. The aim of this study is to estimate the role of these structural features in the migration of hydrocarbons

through the platform. The tectonic impact of orogenic events of the Appalachian Orogen to the south on the Anticosti platform is considered, as well as more recent tectonic events in the Jurassic and the Quaternary.

Four fracture sets are identified in the Lower Silurian rocks: (1) a NS-EW orthogonal fracture system; (2) a N135-165 set; (3) a N40-70 set. Some irregular, randomly oriented fractures are also observed. The orthogonal system may be related to the Early Acadian phase, which may have induced extensional stresses within the platform. Normal faults observed in the Lower Silurian sequence may be related to this extensional event. The N135-165 and N40-70 sets may have developed during the Acadian or the Jurassic. The irregular fractures could represent the final steps of fracture development triggered by erosion of the Lower Silurian and younger rock sequence, or linked with the isostatic rebound after the ice age.

Lineaments derived from the analysis of a Shuttle Radar Digital Elevation Model are consistent either with the orientation of fracture sets identified on the field, or with the orientation of subsurface Taconian faults. Therefore, some Taconian faults and Silurian fracture zones may have been reactivated, probably during the opening of the Atlantic Ocean as suggested by the presence of two Jurassic dikes.

In the subsurface of the island, major SW-dipping normal faults and extensional fractures are identified. They affect mostly the Lower to Middle Ordovician rock sequence and are probably linked with an extensional stress field in front of the Taconian structural front during Late Ordovician times. Shear fractures observed in core samples confirm that normal movements occurred.

WSW-trending largely open folds occur in the southern part of the island in the Chicotte Formation and in the St. Lawrence Gulf. They affect Lower Silurian to Devonian rocks, and may have formed in a compressive regional setting during the Middle Devonian Acadian orogeny.

Maturation of rocks and generation of hydrocarbons on the Anticosti platform is mainly controlled by the burial history of the sedimentary sequence. However, the structures described in this study, in particular Taconian and Early Acadian fractures and faults systems, may have played an important role in the migration of hydrocarbons and in the development of potential reservoirs.

2.1. Introduction

Anticosti Island sits in the middle of the St. Lawrence Gulf, north-east of the Gaspé Peninsula (figure 2.1) between latitudes 49-50° N and longitudes 61-65° W. Slightly dipping carbonate rocks that crop out on Anticosti and Mingan Islands are part of the Anticosti platform of eastern Québec which consists of Lower Ordovician to Middle Devonian rocks.

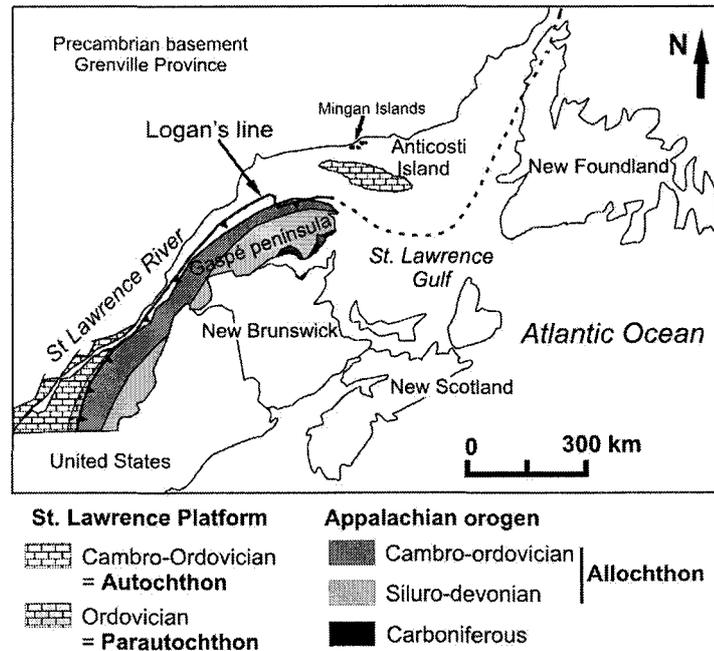


Figure 2.1: Location of Anticosti Island and temporal assemblages of rocks of the Quebec Appalachian Orogen

From the end of the 19th century, sedimentary rocks of Anticosti Island have been the subject of many stratigraphic and sedimentological studies because the richly fossiliferous carbonates constitute the most extensive and continuous sequence of Upper Ordovician to Lower Silurian deposits in North America (Twenhofel, 1928; Long and Copper, 1994; Copper and Long, 1998; Petryk, 1981 a, b, c). Over the past 50 years, Anticosti Island and the St. Lawrence Gulf were considered as a prospective region for petroleum exploration. Many elements for building a petroleum play are present on the Anticosti platform. In subsurface, the Macasty Formation black shale represents an excellent source rock (Bertrand, 1987, 1990), whereas dolomites of the Romaine and Mingan formations and basal sandstones of the Mingan Formation have been identified as good reservoir rock

units (Imperial Oil Limited and SOQUIP, 1982; Lynch, 2001; Lavoie et al., 2005). Onshore and offshore seismic surveys (SOQUIP and Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1983; Lynch, 2001) display possible stratigraphic and/or structural traps in the Mingan and Romaine formations in the subsurface of Anticosti Island. Shales of the Macasty Formation are also considered as a seal in certain circumstances (Géophysique GPR International, 1986). More recently, hydrothermal dolomites have been recognized in the Romaine and Mingan formations in several exploration wells (Lavoie et al., 2005). Despite all these studies and the potential hydrocarbon interest for this area, the surface structural geology of Anticosti Island has not been well documented. Moreover, the tectonic impact of orogenic events of the Appalachian orogen on the Anticosti platform, in particular the development of fractures in the far foreland, remains unclear.

In this paper, we discuss the geometry of fracture patterns on Anticosti Island and the relationship between fractures and regional structures. We present results from a field survey and a structural analysis of the fractures, faults and folds integrated with remote sensing, seismic and core data in order to: (1) characterize the fracture pattern on the surface of the island; (2) characterize the structural style on the surface and in the subsurface of Anticosti Island; (3) compare the structural features observed at different scales in the sedimentary sequence of Anticosti Island with those in the external part of the Appalachian orogen to the south; and (4) determine a possible spatial and temporal relationship between them. Finally, results of the structural and fracture analysis are integrated to the more recent data concerning the history of hydrocarbon generation and migration.

2.2. Geological setting

2.2.1. Regional geology and tectonic context

The Anticosti platform was formed along the Precambrian Laurentian margin during the Paleozoic. It is a part of the larger St. Lawrence platform, which corresponds to the undeformed autochthonous domain of the Canadian Appalachians (Williams, 1995 a, c; figure 2.1). Anticosti Island emerges in the St. Lawrence Gulf approximately 70 km north of the Taconian structural front, the Logan's Line (figure 2.1).

The Appalachian orogen recorded a complete Wilson cycle from the opening of the Iapetus Ocean during Late Neoproterozoic to Early Cambrian times to its closure by a continent-continent collision during the Late Paleozoic (Williams, 1995 a, b, c; van Staal, 2005). In the Gaspé Peninsula, south of the Anticosti Island, three temporal Paleozoic rock assemblages have recorded the major successive sedimentation cycles and deformation events of the Canadian Appalachians. The Lower Paleozoic rock assemblage comprises Cambrian-Ordovician rocks of the ancient Paleozoic passive margin of Laurentia south of the Anticosti platform, and Ordovician rocks corresponding to the remnants of one or several oceanic domain(s) (Williams, 1995 b, c). These Cambrian-Ordovician rocks were mainly deformed by the Taconian orogeny during Middle to Late Ordovician times (St-Julien and Hubert, 1975; Williams, 1979; Pincivy et al., 2003). The Middle Paleozoic rock assemblage represents a successor basin (Gaspé Belt) developed over the accreted Taconian wedge. Siluro-Devonian rocks were mainly deformed by the post-Early Devonian Acadian orogeny (Williams, 1979; Malo and Kirkwood, 1995), but they also contain structural features such as minor, locally developed normal faults and roll-over anticlines, ascribed to the Late Silurian-Early Devonian Salinic disturbance (Malo, 2001). However, Salinic structural features in the northern Gaspé Peninsula can be related to Early Acadian deformations in the far-foreland area, resulting from the thrusting of an orogenic wedge created further south (Kirkwood et al., 2004). The Upper Paleozoic rock assemblage in the southern Gaspé Peninsula and in the Gulf of St. Lawrence consists of subhorizontal Carboniferous strata of the Maritimes Basin that are affected by minor normal faults (Bernard and St. Julien, 1986; Kirkwood, 1989).

While the sedimentation of rocks of the Gaspé Peninsula is controlled by the succession of geodynamic events related to the Taconian, Early Acadian and Acadian, the sedimentation on the Anticosti Platform was continuous and undisturbed from the Early Ordovician to the Lower Silurian, and possibly up to the Middle Devonian (see below). Therefore, rocks of the Anticosti platform represent a continuous record of the sedimentary history of the Laurentian margin. Any deformation related to the Appalachian orogenies that would have affected the platform may also have been recorded.

2.2.2. Stratigraphy of Anticosti Island

The Lower Ordovician (Tremadocian) to Lower Silurian (Llandoveryan) sedimentary sequence on Anticosti Island is mainly made up of calcareous shale and carbonates (Roliff, 1971; Long and Copper, 1994; Copper and Long, 1998). The latest stratigraphic nomenclature by Castonguay et al. (2005) is used in this paper (figure 2.2.a). Core data from the 17 wells drilled on the island (figure 2.2.b) and results of an aeromagnetic survey (Lockwood Geophysical Services (LGS), 1971) indicate that all formations thicken southward and eastward (SOQUIP and Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1987). The thickness of the sequence varies from 915 meters to the north (D001 well: Lowlands Gamache, Carleton Point n°1; figure 2.2.b) to more than 3660 meters south of the island (D007 well: New Associated Con-Paper, Anticosti n°1; figures 2.2.b, 2.2.c) (Roliff, 1971; SOQUIP, 1987; Durling, 1998). Offshore the platform can be followed to a depth of around 12 km (4500 ms two-way traveltime) in the St. Lawrence Gulf, south-west of the D007 well (SOQUIP, 1987).

The base of the carbonate platform sequence is made up of the Romaine Formation dolomite (Arenigian) which lies unconformably on the basement (Desrochers, 1998; figures 2.2.a, 2.2.c). The Romaine Formation was deposited in a passive margin setting (Lavoie, 1994; Williams, 1995c; Lavoie et al., 2005).

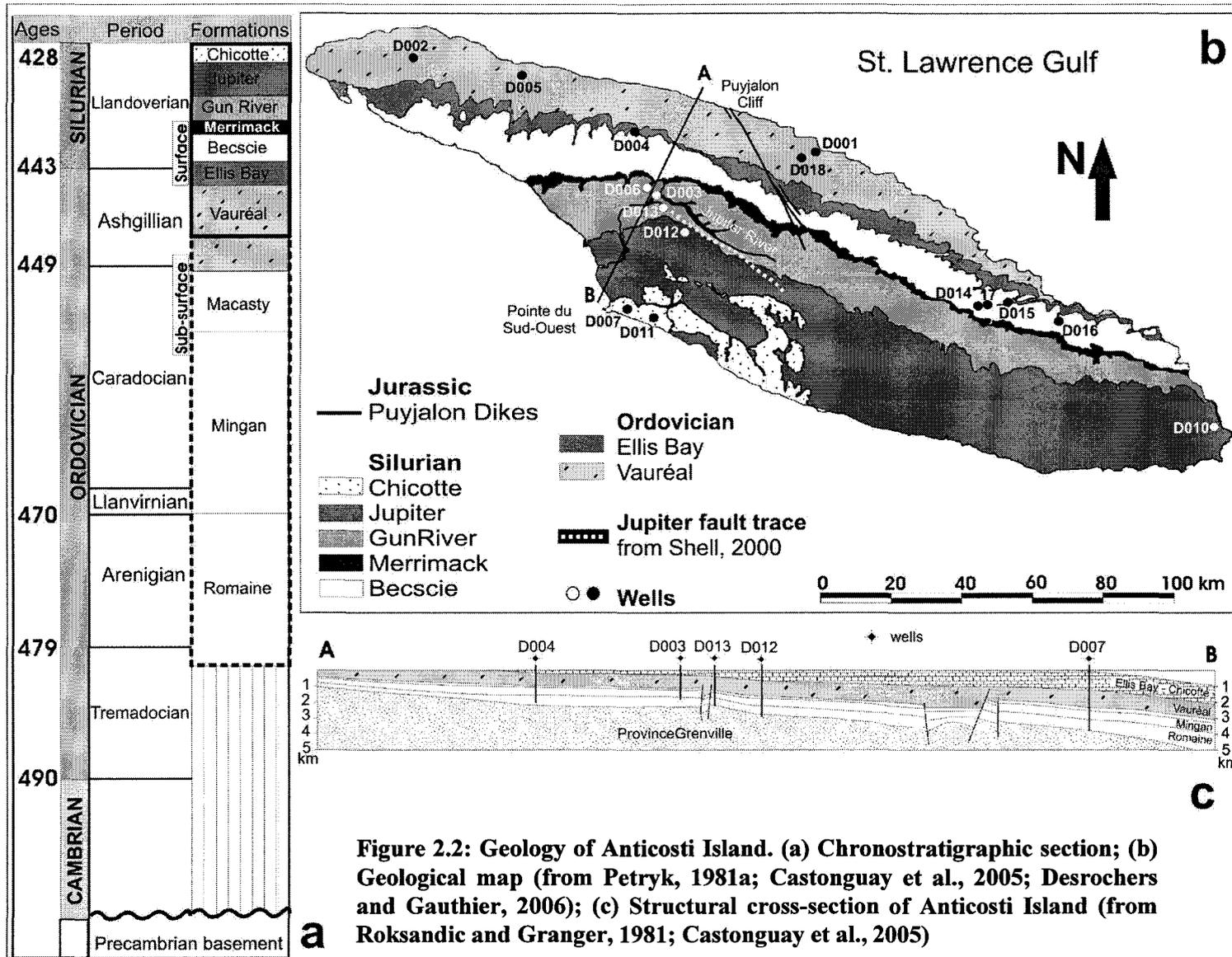


Figure 2.2: Geology of Anticosti Island. (a) Chronostratigraphic section; (b) Geological map (from Petryk, 1981a; Castonguay et al., 2005; Desrochers and Gauthier, 2006); (c) Structural cross-section of Anticosti Island (from Roksandic and Granger, 1981; Castonguay et al., 2005)

The overlying Middle to Upper Ordovician succession consists of the argillaceous carbonates of the Mingan Formation (Llanvirnian-Caradocian), the black shale of the Macasty Formation and the argillaceous carbonates of the Vauréal Formation (Castonguay et al., 2005; Desrochers and Gauthier, 2006). Those units are characteristic of relatively deep-water environments (e.g. black shale of the Macasty Formation: Bertrand, 1990; Lavoie et al., 2005) and were deposited in an active Taconian foreland setting (Bertrand, 1990; Lavoie, 1994). The Romaine and Mingan formations crop out on the Mingan Islands north of the Anticosti Island (figure 2.1) and dip gently to the south, where they are found in the subsurface of Anticosti Island (SOQUIP, 1983 and 1987; SOQUIP and Petro-Canada, 1982; figures 2.2.a, 2.2.c). The Vauréal Formation is the first outcropping unit on the northern part of the island (figure 2.2.b).

The 800 meters thick sequence outcropping on Anticosti Island spans the upper part of the Vauréal Formation (Ashgillian) to the Lower Silurian Chicotte Formation (figures 2.2.a, 2.2.b) (Castonguay et al., 2005; Desrochers and Gauthier, 2006). It comprises the Upper Ordovician Ellis Bay Formation, covered by the Lower Silurian Becscie, Merrimack, Gun River and Jupiter formations (Castonguay et al., 2005; Desrochers and Gauthier, 2006). This sequence is dominated by highly fossiliferous carbonates and minor siliciclastic rocks that are characteristic of ramp to platform depositional environments (Long and Copper, 1994; Copper and Long, 1998).

2.2.3. Structural geology of Anticosti Island

The Lower Ordovician to Lower Silurian sedimentary sequence rests unconformably on the basement with a very low dip of around 3° to the south (figure 2.2.c). Rocks of Anticosti Island appear unaffected by major tectonic deformations related to the Appalachian orogen further south in the Gaspé Peninsula (Williams, 1995 c). However, previous field surveys have shown that the subhorizontal strata are affected by fractures, normal faults and large open folds (Twenhofel, 1928; Petryk, 1981 a, b, c; SOQUIP, 1983; Géophysique GRP International, 1986; Bertrand, 1987). On the surface of the island, airphotos and satellite images show lineaments suggesting regional scale fractures interpreted as faults (Roliff, 1971; SOQUIP and Petro-Canada, 1982; SOQUIP, 1985).

Two NW-SE-striking Jurassic quartz-tholeiite dikes crosscut the sedimentary sequence in the northern part of the island (Bédard, 1992; Faure et al., 2006; figure 2.2.b). These dikes are also identified on high resolution aeromagnetic maps (Lynch, 2001).

Recent seismic and well data do not record significant structural folding in the subsurface of the island (Castonguay et al., 2005). However the offshore sequence to the south of the island is affected by open folds (SOQUIP, 1987). Onshore and offshore seismic data display numerous faults with apparent normal offsets in the subsurface of Anticosti Island and in the St. Lawrence Gulf (SOQUIP, 1983). In the basement, a major SE-trending collapse structure is identified from high resolution aeromagnetic maps (Lynch, 2001).

2.3. Methodological approach of the study

The field survey consisted mostly in collecting fracture data in the flat lying strata outcropping on Anticosti Island. Fractures are extension fractures represented by subvertical discontinuity planes with no obvious indicators of shear, dilatation or shortening (Blès and Feuga, 1981; Hancock, 1985; Ramsay and Huber, 1987; Goldstein and Marshak, 1988; Dunne and Hancock, 1994). The analysis of fractures on a weakly deformed platform such as Anticosti platform is the only way to evaluate regionally significant stress and strain trajectories, and is much more reliable than in a thrust-fold belt, as the Appalachian belt to the south, where they may record a complex strain history (Hancock, 1985). Moreover, a fracture survey is of primary importance in a context of petroleum exploration because fracture networks constitute pathways for the migration of basin fluids.

Fracture data were collected from small ($< 10 \text{ m}^2$) sampling sites - stations - located on outcrops of well lithified limestones, which represent structurally homogeneous fracturing domains (Babcock, 1973; Hancock, 1985). Changes of lithologies and variations of bed thicknesses influence the spacing of fractures (Price and Cosgrove, 1990a). On Anticosti Island, lithologies are relatively homogeneous, and the thickness of beds varies between 5

and 20 cm. Therefore the fracture pattern most probably has not been affected by those factors.

The sampling stations are scattered throughout the western part of the island so as to document the behaviour of fractures with respect to the stratigraphic position and location within the study area. Both a statistical fracture analysis (Goldstein and Marshak, 1988; Ramsay and Huber, 1987; La Pointe and Hudson, 1985) and a geometric analysis of the fracture patterns (Rives et al., 1994) were conducted to identify the fracture sets and systems as well as their relative chronology. Fracture patterns at the outcrop scale were compared to regional lineament patterns determined from the analysis of a Shuttle Radar Digital Elevation Model (DEM) (Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 2000). Also, fractures in the subsurface were described from core sections of four wells in the western part of the island (see location on figure 2.2.b).

Folds and faults observed in the field were also described and integrated into the structural framework and analysis. Faults were observed only at one location in the field, however numerous faults can be identified in the subsurface on onshore and offshore seismic lines (Roliff, 1971; SOQUIP, 1983 and 1987). Over the past ten years, most of the onshore seismic lines were shot in the Jupiter River area and across a major NW-SE striking fault affecting the Ordovician sedimentary sequence: the Jupiter fault (Durling, 1998; Lynch, 2001; figure 2.2.b). The geometry of this fault is described below, as well as other faults observed in the surface and subsurface of western Anticosti Island.

2.4. Fracture survey

2.4.1. Statistical analysis of fracture orientation data

Fracture orientation data were collected at thirty-eight stations in the western part of Anticosti Island (figure 2.3). Between 50 and 150 fractures were measured at each station, depending on the quality and size of the outcrop. Rotation of bedding to the horizontal position was not necessary because the regional dip does not exceed a few degrees, and most of the fractures in this area are subvertical and perpendicular to the flat-lying

bedding. The majority of the fracture surfaces lacks any structures such as plumose structures or mineralized infill.

Two methods for collecting fracture orientation data were used during the field survey (Goldstein and Marshak, 1988). The inventory method is applied when the surface of flat-lying strata is exposed. Along vertical cliff faces, the traverse method is used; it consists of measuring all the fractures that cross a horizontal traverse line of a given orientation. The orientation correction (Terzaghi, 1965) has been applied to data collected in the traverse method, in order to calculate the effective frequency of the fracture sets that form an angle smaller than 15° with the traverse line.

Fracture orientations for each station are displayed in rose diagrams (La Pointe and Hudson, 1985; Ramsay and Huber, 1987). Structural domains are identified and outcrops that present the same fracture pattern are represented on synthetic rose diagrams that are plotted according to their geographic position (figure 2.3). As all the formations display similar lithologies and bed thicknesses, fracture data from distinct stations can be compiled on the same synthetic rose diagram. Thus, rose diagrams plotted on figure 2.3 represent the fracture pattern for a set of stations. Four fracture set tendencies are identified in the western part of Anticosti Island. Set I and II are the most prominent fracture sets, whereas sets III and IV are secondary fracture sets and are not recognized at every station. Fracture sets are presented by order of prominence and are synthesized in table 2.1.

Set I comprises fractures oriented between N100-110 (Set Ia) and N082-095 (Set Ib) and is the more constant and regular fracture set over the study area. It is expressed at almost every station and represents the dominant fracture set on most of the synthetic rose diagrams (figure 2.3). This set has been divided into Set Ia and Set Ib because it varies constantly clockwise from the western to the central part of the island: Set Ia is predominant in the central part of the island (Northern Island, Rivière Cailloux, Jupiter and Pointe du Sud-Ouest areas; figure 2.3); toward the western end, Set Ib is more represented (Western Island; figure 2.3).

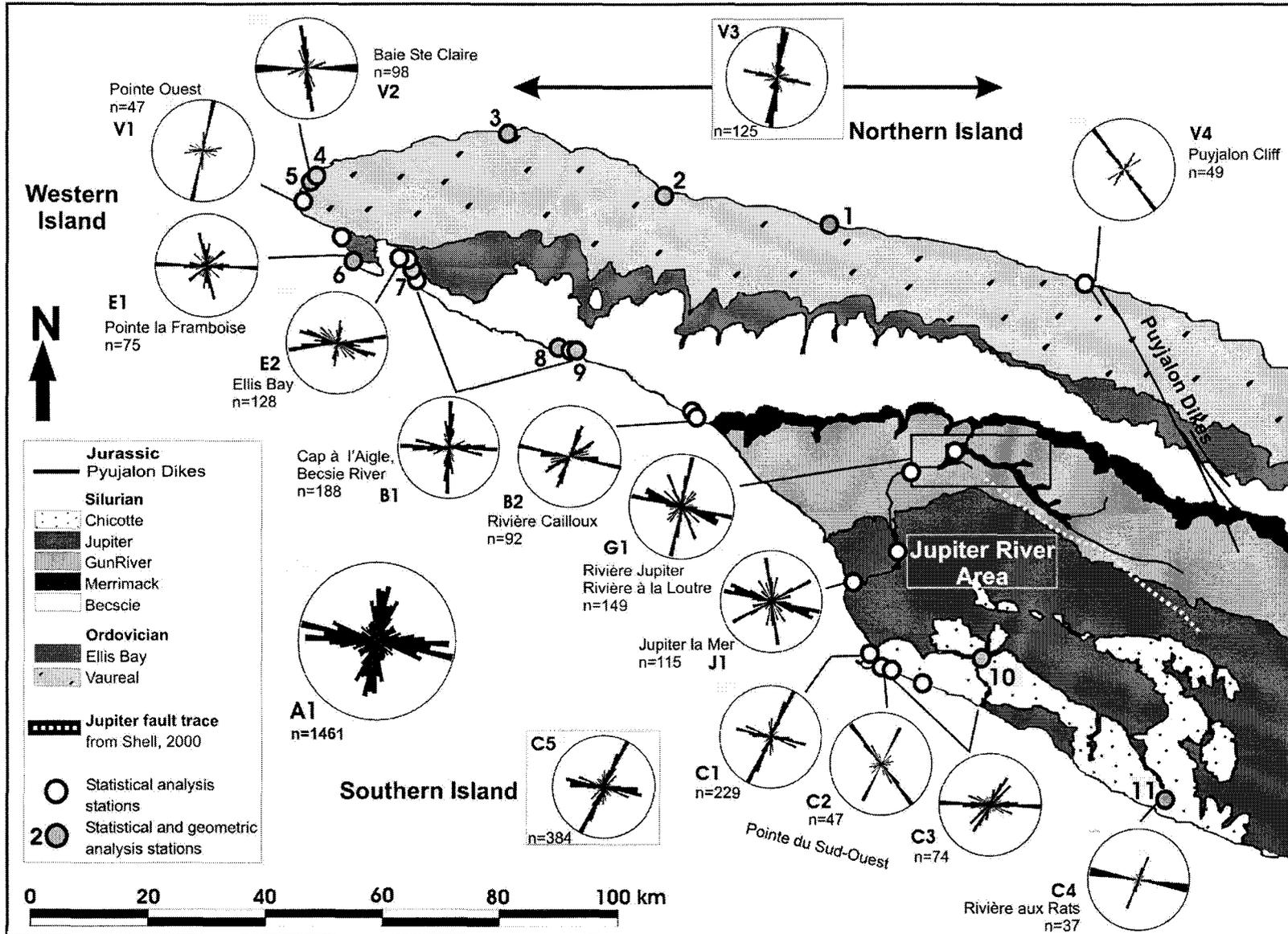
Set II comprises fractures oriented between N355-012 (Set IIa) and N015-030 (Set IIb) and is the second most important fracture set in western Anticosti Island. This set is expressed on most of the synthetic rose diagrams, except in the Southern Island area (figure 2.3). Elsewhere in the western island, Set II exhibits slight changes of orientation from one rose diagram to the other so it seems to undergo more variations than Set I (table 2.1; figure 2.3).

Table 2.1: Synthesis of fracture sets observed in the western part of Anticosti Island. The average fracture orientation represents the most prominent direction of fractures within a set. The synthetic rose diagrams refer to figure 2.3. V: Vauréal; E: Ellis Bay; B: Becscie; G: Gun River; J: Jupiter; C: Chicotte

Set	Orientation range	Average orientation	Synthetic rose diagrams concerned		
			High frequency	Low frequency	
I	a	N100-N110	N105	V ₃ , E ₂ , B ₂ , G ₁ , J ₁ , C ₁ , C ₄	
	b	N082-N095	N90	V ₁₋₂ , E ₁₋₂ , B ₁ , C ₃	B ₂
II	a	N355-N012	N000	V ₁₋₃ , E ₁ , B ₁ , J ₁	C ₁
	b	N015-N030	N020	B ₂ , G ₁ , C ₁₋₄	V ₄ , E ₂₋₃
III	N037-N070	N050	E ₁ , B ₂ , J ₁ , C ₃	V ₁ , V ₃₋₄ , E ₁ , B ₁ , G ₁ , C ₁ , C ₂₋₄	
IV	N135-N165	N140	V ₄ , G ₁ , C ₂	V ₁₋₃ , E ₁₋₂ , B ₁ , J ₁ , C ₁	

Set III is oriented N037-N070. It appears clearly on some of the synthetic rose diagrams, and very slightly on the others (table 2.1). Therefore, it is considered as a secondary fracture set. This set is observed at Pointe la Framboise (E₁), Rivière Cailloux (B₂), Rivière Jupiter and Jupiter la Mer (J₁), and also at some locations in the Pointe du Sud-Ouest area (figure 2.3, table 2.1). Set IV is another discrete fracture set oriented N135-N165 and is mostly represented in the Puyjalon Cliff (V₄) area and in the Jupiter River area (G₁, J₁) (figure 2.3, table 2.1). There are only slight occurrences of this set in western Anticosti Island and in the Pointe du Sud-Ouest area (figure 2.3, table 2.1).

Figure 2.3 (next page): Synthesis of the fracture analysis in western Anticosti Island. Class intervals on rose diagrams are 5°-wide. Numbers close to geometrical analysis stations refer to table 2.1. C₅ is a synthesis of data displayed in rose diagrams C₁ to C₄. A₁ is a synthesis of data displayed in every synthetic rose diagrams. V: Vauréal; E: Ellis Bay; B: Becscie; G: Gun River; J: Jupiter; C: Chicotte.



The rose diagram A_1 (figure 2.3) synthesizes the results displayed on every single synthetic diagram. It represents the overall tendency of fracturing in the western part of the island and confirms the predominance of fracture sets I and II. Moreover, those two sets are frequently associated on some of the synthetic rose diagrams (V_2 , V_3 , E_1 , B_1 , B_2 , G_1 ; figure 2.3). However, this pattern is not expressed at each location. In the Puyjalon Cliff area (V_4 ; figure 2.3), Set IV is dominant and associated to Set III. In the Southern Island area (C_1 to C_5 ; figure 2.3), Set I is well expressed and associated to Set IIb which is predominant in this part of the Island.

2.4.2. Geometrical analysis of fracture patterns

The geometrical analysis focuses on the interrelationships (cross-cutting and abutting) between the different fracture sets and their relative ages. Intersection data and geometric characterization of the fracture pattern by mapping can lead to an interpretation of the fracturing chronology and mechanisms (Dunne and Hancock, 1994; Rives et al., 1994). Eleven inventory stations (figure 2.3) located in the Vauréal, Ellis Bay, Becscie, Jupiter and Chicotte formations in western Anticosti Island have been mapped from photographs of the outcrops (figure 2.4.a).

Results of the geometrical study show an orthogonal relationship between fracture sets I and II (figure 2.4.a) which was not systematically obvious in the statistical study (figures 2.3, 2.4.b). Secondary fracture sets III and IV are locally observed, so their discrete distribution is confirmed. Fractures of sets I to IV are systematic fractures because they constitute planar, parallel and regularly spaced fractures. Additional observations concern the geometry and organization of the fracture patterns. First, Set I consistently form continuous and regular fracture planes (figure 2.4.a), whereas Set II fractures have either cross-cutting or abutting relationships with Set I (figure 2.4.a). Some non-systematic fractures were identified from the geometric analysis. They are made up of irregular, randomly oriented fractures developed in the polygons defined by other systematic and linear fracture sets (outcrops number 4; figure 2.4.a).

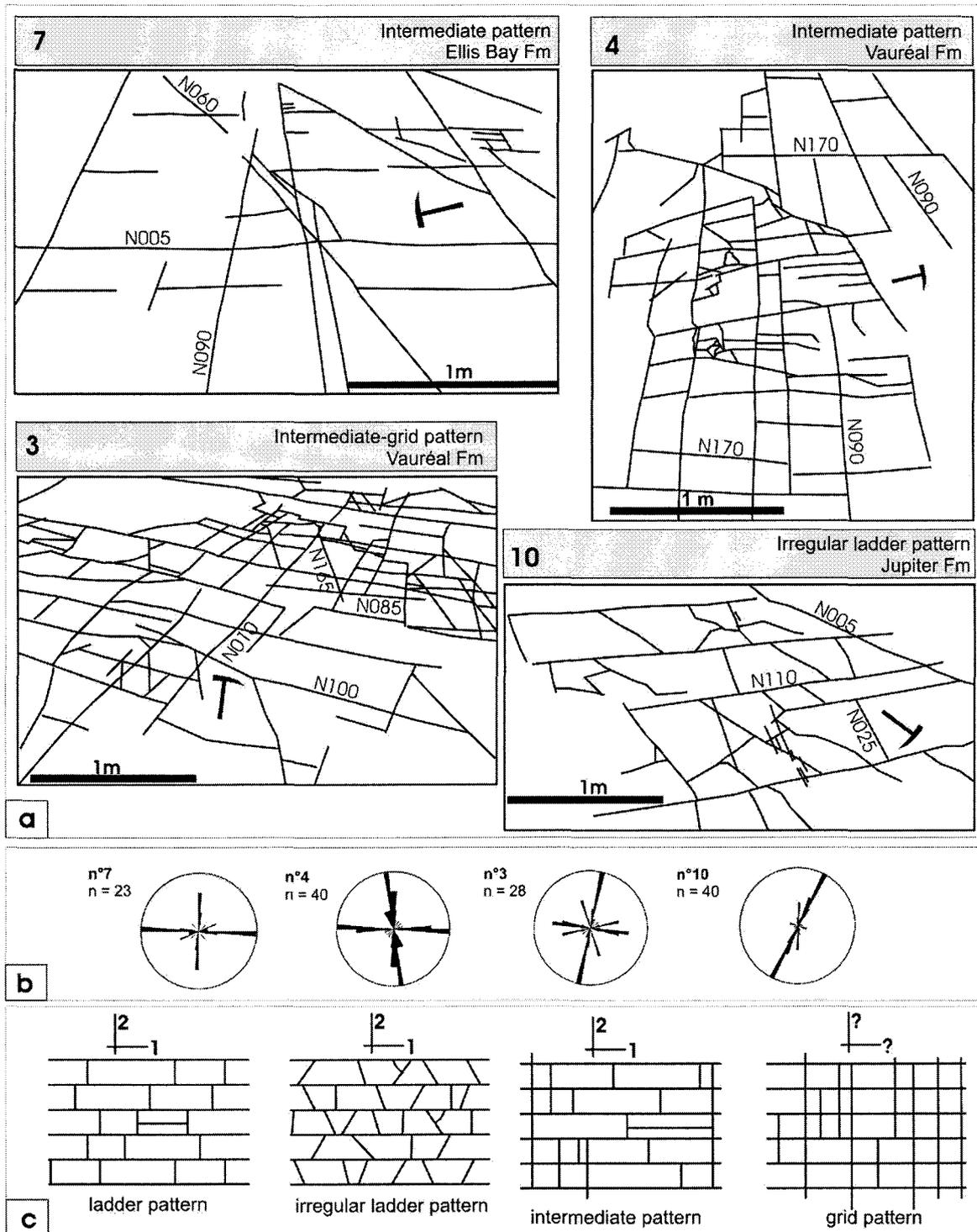


Figure 2.4 : Geometrical analysis of fracture patterns. a) Fracture maps for four selected outcrops (hammer points to the north). Station numbers are located on figure 2.3; b) Frequency rose diagrams corresponding to the four selected outcrops; c) type of natural orthogonal fracture patterns and chronology of development of the two sets (from Rives et al., 1994).

The geometric analysis of Rives et al. (1994) relates to orthogonal fracture systems developed in sandstones or limestones in flat lying strata. Four types of natural orthogonal fracture patterns have been defined by Rives et al. (1994), based on the amount of cross-cutting and abutting intersections: the ladder pattern, the irregular ladder pattern, the intermediate pattern and the grid pattern (figure 2.4.c). Among the selected stations in the western part of Anticosti Island, intermediate, grid or irregular ladder orthogonal patterns formed by fracture sets I and II have been identified (figure 2.4.a). The development of these orthogonal patterns is associated to specific mechanical constraints (Rives et al., 1994). In particular, orthogonal fracture sets in intermediate or ladder patterns are the result of a single tectonic event, whereas fracture sets of a grid pattern often relate to separate tectonic events (Rives et al., 1994). The geometric relationship between fractures sets I and II on Anticosti Island will be crucial in the chronologic interpretation of these sets and will be discussed below.

2.4.3. Lineament analysis

Lineaments are narrow linear fracture zones of regional scale and visible on remote-sensing images or topographic maps (Ramsay and Huber, 1987; Goldstein and Marshak, 1988). An analysis of a Shuttle Radar DEM (Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 2000; figure 2.5) of Anticosti Island has been conducted and lead to the identification of seven regional-scale lineaments sets: N170 to N180, N20-30, N40-60, N70-90, N90-110, N120-130, N135-155. Most of the lineaments correspond to the drainage network so they are easy to trace.

N170 to N180 and the N20-30 lineament sets are short (around 20 to 40 km long) and linear, and are much more visible in the western and south-eastern part of the island (figure 2.5). Both short and very long lineaments (from 10 to more than 100 km) are present in the N75-90 and N90-110 sets. Those sets are well expressed in the north-eastern and central parts of Anticosti Island (figure 2.5). A N110-trending 160 km-long lineament cross-cuts the eastern and central part of the island and divides the island into two parts. A series of N135- to N155-trending lineaments are parallel to the Puyjalon

dikes, whose topography is very well expressed on the Shuttle Radar DEM (figure 2.5). Those lineaments are mostly present in the central part of the island.

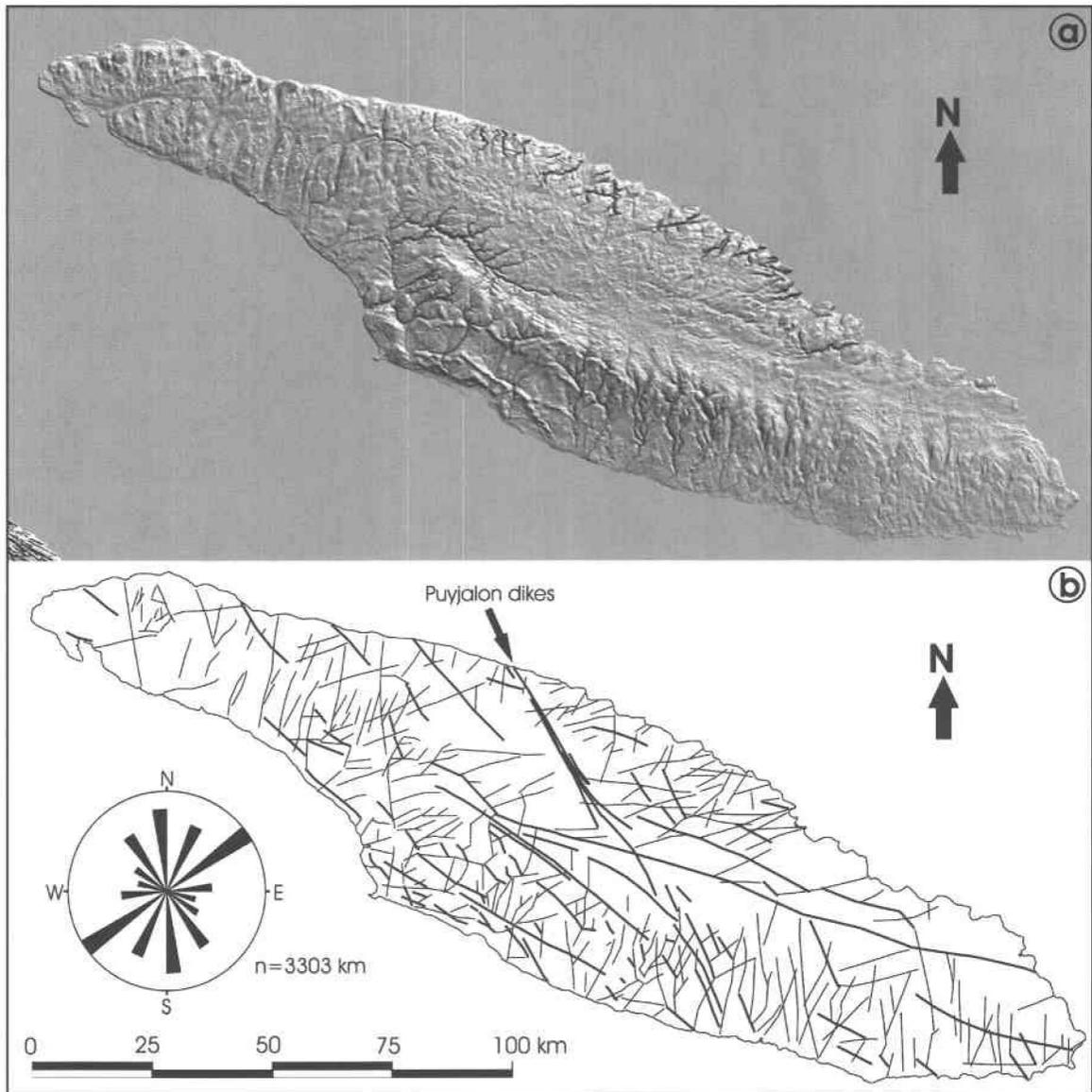


Figure 2.5: Analysis of lineaments a) Digital Elevation Model of Anticosti Island (SRTM, 2000); b) Interpretation of lineaments and cumulate length rose diagram displaying principal lineaments orientations.

N40-60-trending lineaments are perpendicular to the previous ones and are made up of 10 to 20-km long fracture zones. They are observed all over the island (figure 2.5). Most of the N120-130 lineaments are located in the southern part of the island, south of the major

N110 lineament (figure 2.5). Two of these N120-130 lineaments seem to cut across the N110 major lineament.

The main conclusions from the Shuttle Radar DEM are the following: (1) fracture trends defined from the lineament analysis are similar to those identified from the statistical and geometric fracture analysis; (2) the geometric relationship between lineament sets is different than the pattern of fracture sets observed in the field (figure 2.4). In particular, there is no systematic association of NS and EW lineaments to form an orthogonal system. The fracture set I is the more constant and dominant set at the outcrop scale, but there are no lineaments corresponding to this set in the western end and in the southeastern part of the island. On the contrary, the N40-60 and N135-155 lineaments (which correspond to the secondary fracture sets III and IV) are widespread all over the island, and can be associated with major lineaments (see the Puyjalon Dikes trace; figure 2.2.b). The cumulate length rose diagram for lineaments (figure 2.5) shows a predominance of the N40-60-trending lineaments. This tendency was only observed at some places in the field (E₁, B₂, J₁, C₃; figure 2.3); (3) N120-130 lineaments are distinguished from the N110 and N135-155-trending ones, because of their location restricted to the southern part of the island. In the fracture analysis, this fracture set was only present in the Jupiter River area (B₂, G₁, J₁; figure 2.3) and in the western island (V₁, V₂, E₁; figure 2.3).

2.4.4. Fracture analysis of core sample data

Four wells were selected among the ten present in western Anticosti Island (figure 2.2.b): D007 (Atlantic Richfield Canada Ltd, Anticosti n°1, 1970), D003 (New Associated Con-Paper, Anticosti n°1, 1963), D005 (Lowland Gamache, Highcliff n°1, 1965) and D002 (Lowlands Gamache, Princeton Lake n°1, 1962). For each well, non oriented core sections presenting fracture occurrence were selected from geological drilling reports (Roliff, 1962; Houde, 1963; Petrie, 1970).

Different types of fractures were observed such as veins and extension fractures. They correspond to vertical (parallel to the core length) or moderately-dipping (oblique to the core length) planes and occur as single fractures or constitute conjugate or en echelon

systems. Fractures are either open (fractures) or cemented with calcite (veins). Pyrite is locally present in cement. Calcite shear veins with dip-slip striae are observed in the top of the Mingan Formation at approximately 1300 m-deep in the D003 well. A normal displacement on 15°-dipping fracture planes (relative to the core length, so the real angle could be higher if the core is not strictly vertical) is indicated by steps on shear veins.

Veins and conjugate fractures were also observed in this well in the lower Vauréal Formation between 1190 m and 1234 m and in the top of the Mingan Formation between 1371 m and 1500 m. Bedding-parallel stylolites were observed in the Romaine Formation in the four wells. They are often characterized by high amplitude vertical peaks (from a few millimetres to several centimetres) and are most likely associated to compaction phenomena due to the sedimentary loading.

2.5. Structural analysis of folds and faults

2.5.1. Analysis of folds

Folds are best exposed along the southern shore of the island, particularly at Pointe du Sud-Ouest in the Chicotte Formation (figures 2.2.b, 2.6). They are usually open and upright forming a culmination-type structure with a four way closure (McClay, 1992; figure 2.6.a), but some folds show a northern limb dipping moderately to the NNW (figure 2.6.b). In this later case, the fold axis is subhorizontal, striking WSW-ESE (figure 2.6.c). The principal fracture set measured in the same area is oriented N140 (figure 2.6.c; fracture set IV) and the second most important fracture set strikes NE-SW (figure 2.6.c; fracture set III). Two other sets have a similar frequency and are oriented N170 and N90-100 (figure 2.6.c; fracture sets I and II).

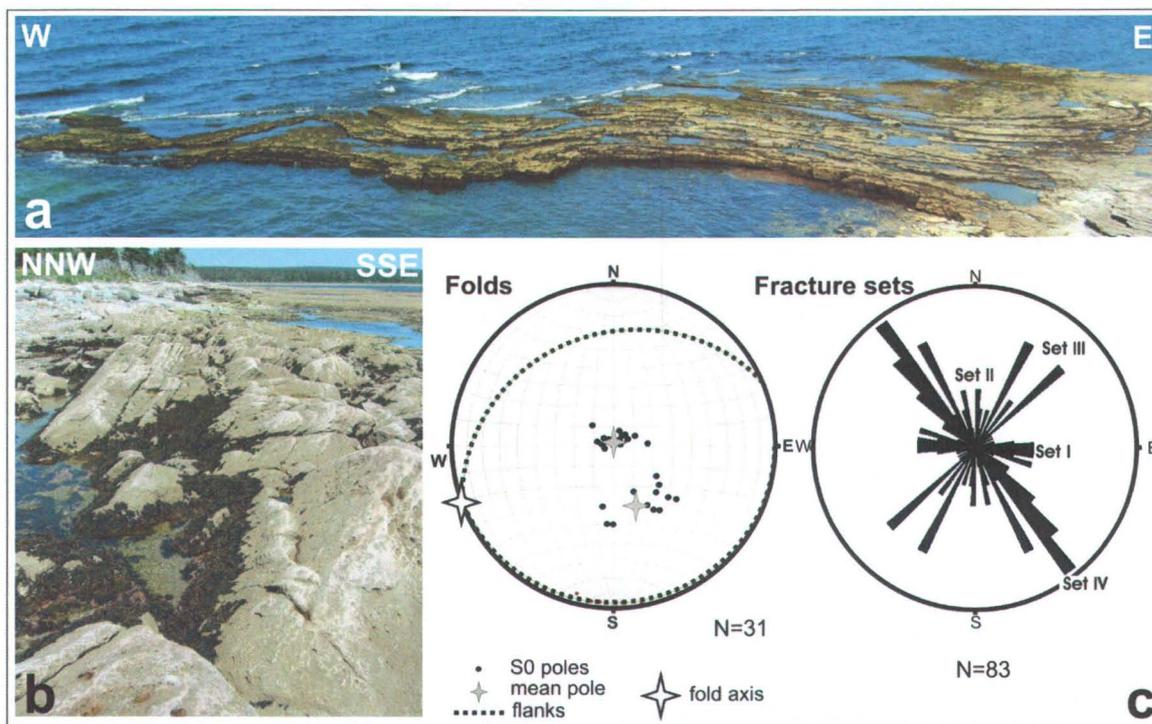


Figure 2.6: Folds at Pointe du Sud-Ouest (a) Zone A; (b) Zone B; (c) Orientation of fold axis and fracture sets (zone B).

Between Anticosti Island and the Gaspé Peninsula, south of Pointe du Sud-Ouest, the time-structure map of the top of the Jupiter Formation (SOQUIP, 1987) displays wavy

WSW-ENE-trending structures that are spatially related with interpreted E-W to WNW-ESE-trending thrust faults (figure 2.7).

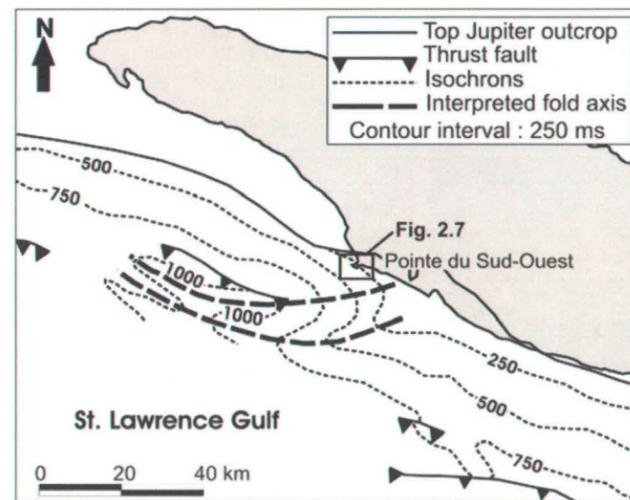
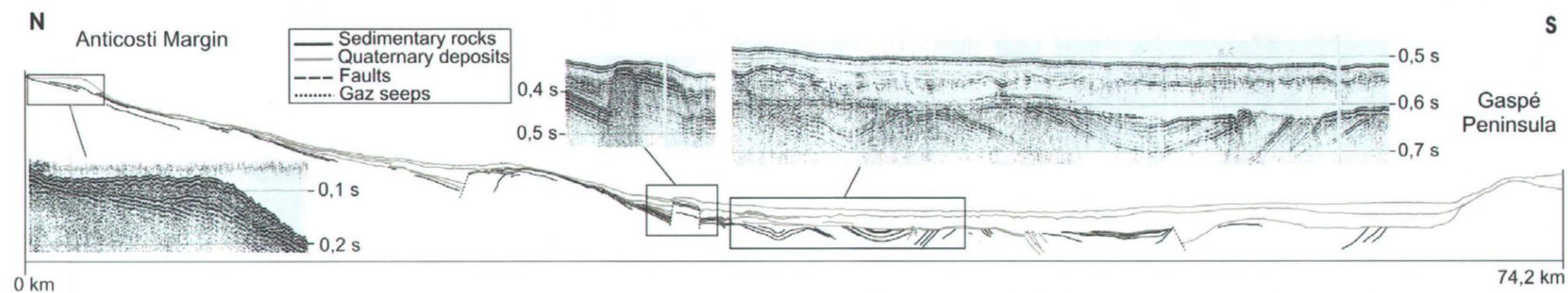


Figure 2.7: Time-structure map of the top of the Jupiter Formation (from SOQUIP, 1987).

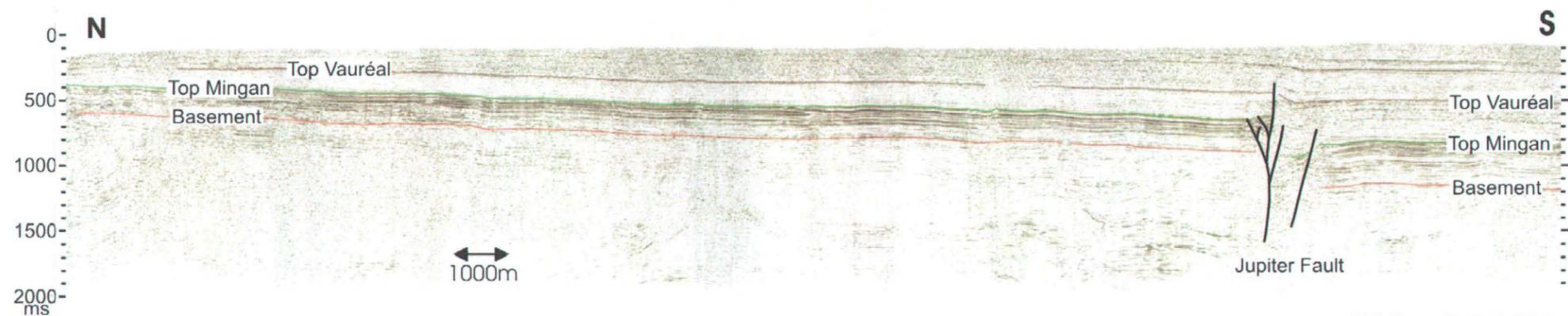
Large open folds and normal faults are also observed on a N-S seismic line between Anticosti Island and the Gaspé Peninsula, around 40 km south-west of Pointe du Sud-Ouest (figure 2.8.a). These structural features are clearly identified thanks to the strong vertical amplification on the profile. They affect strata younger than those of the Chicotte Formation which crops out on the southern shore of the island

2.5.2. Analysis of faults

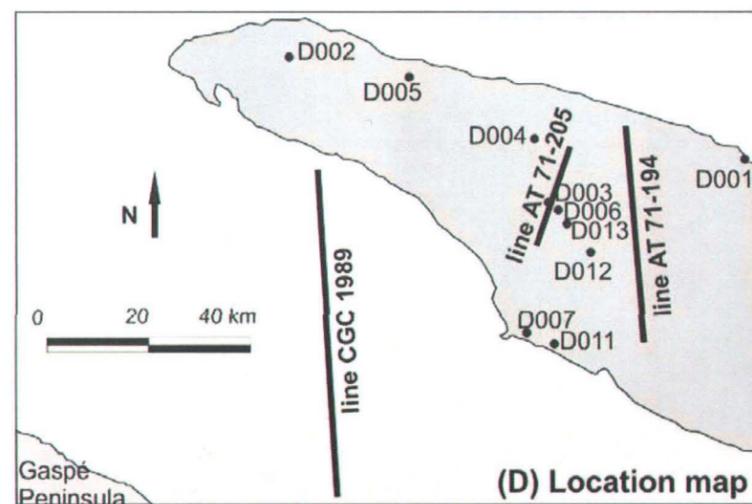
Normal faults are significant features in the subsurface (Roliff, 1971; Géophysique GPR International, 1986; SOQUIP, 1983; SOQUIP and Petro-Canada, 1982; figure 2.8). These steeply dipping normal faults affect the lower part of the succession, the Romaine, Mingan, Macasty and basal Vauréal formations. They have vertical throws of around 100 to 200 m (SOQUIP, 1983) and some of them might have affected the Lower Silurian sequence (SOQUIP, 1985). The top Mingan time-structure map (SOQUIP, 1983; figure 2.9) shows three principal fault sets: (1) major NW-SE normal faults, with steep dips to the SW, that appear to control small areas of uplift or subsidence (Durling, 1998); (2) NS to NNW-SSE normal faults; and (3) NNE-SSW normal faults. Some folds are also interpreted by SOQUIP (1983) (figure 2.9).



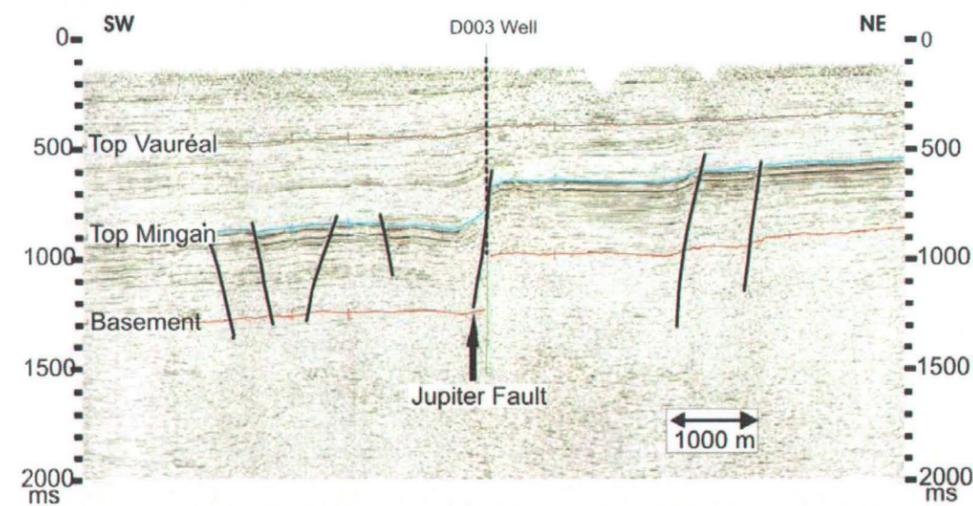
(A) Line CGC 1989



(B) line AT 71-194



(D) Location map



(C) line AT 71-205

Figure 2.8: Onshore and offshore seismic lines. Underlined seismic reflectors indicate the roof of named formations. (a) NS-seismic cross-section in the St. Lawrence Gulf, High resolution airgun 40 in³ (from CGC, 1989) (b) Line AT 71-194 (from Lynch, 2001); (c) Line AT 71-205 (from Lynch, 2001); (d) Location map.

The Jupiter fault (figures 2.2.b, 2.9) belongs to the first fault set and crosses a significant portion of the island (Durling, 1998; Lynch, 2001; Lavoie et al., 2005). Many secondary faults are associated with the steep NW-SE major fault plane, which delineates a downthrown southwest block (Lavoie et al., 2005; Lynch, 2001; figures 2.8.b, 2.8.c). Seismic cross-sections (figures 2.8.b, 2.8.c) as well as core data indicate a thickness variation of around 600 m of the Lower to Middle Ordovician succession (particularly of the Vauréal Formation) south of the Jupiter fault, which suggests synsedimentary normal motion along the fault. Locally, minor faults are recognized on seismic lines in the Jupiter fault area, with both northern and southern downthrown blocks (figure 2.8.c).

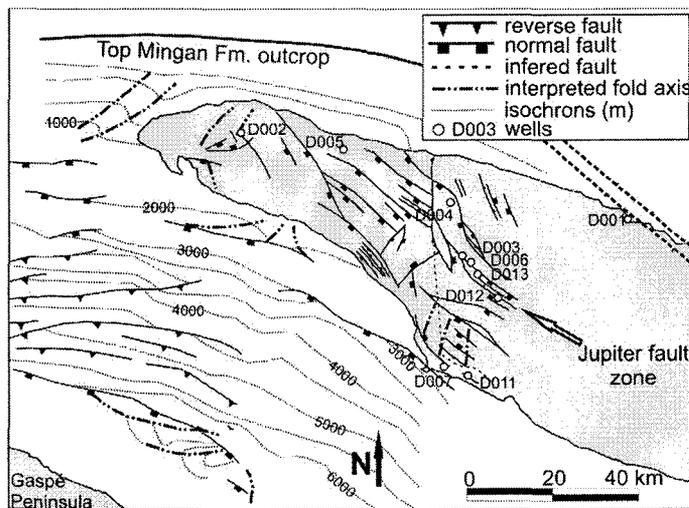


Figure 2.9: Top Mingan time-structure map (from SOQUIP, 1983). Depths are in meters.

It can be noted that folds that were observed on the top-Jupiter time-structure map (figure 2.7) are not represented on the top-Mingan time structure map (figure 2.9). Time-structure maps are interpretations realized from a series of seismic reflection profiles. The quality of those profiles depends on the parameters of acquisition: high resolution profiles will illustrate deep structures better than surface structures. In the Pointe du Sud-Ouest area, the top of the Jupiter Formation is at 250 ms, whereas the top of the Mingan is at 3000 ms. Therefore, folds might be obvious in the top of Jupiter Formation but not necessarily in the top of the Mingan formation.

Faults are uncommon on the surface of western Anticosti Island, however about ten normal faults were observed in the Ellis Bay Formation in the eastern part of the island, at Prinsta Bay.

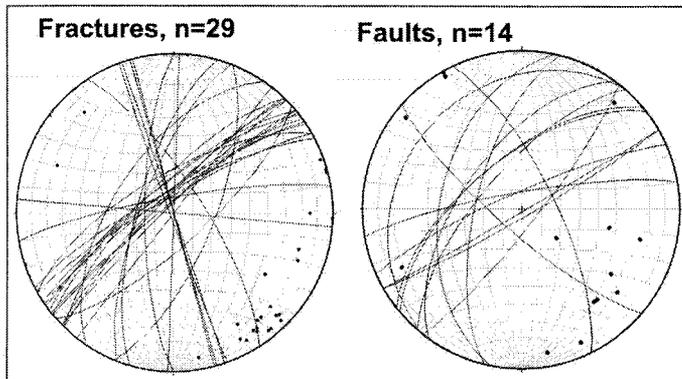


Figure 2.10: Behaviour of faults and fracture planes at Prinsta Bay.

Faults of Prinsta Bay trend NE-SW (figure 2.10) and affect a 100 m long area. Throws along the fault planes are between 1 and 3 m. Some of the fault planes and extension veins associated with the faults are cemented with calcite. Idiomorphic structure of calcite crystals indicate that the infill was probably posterior to the movement of faults as no slickenside striations occur along the fault planes. Only the vertical displacement of bedrocks indicates a normal movement. Extension fractures associated to faults are either oriented NE-SW (parallel to the faults), or they are trending NNW-SSE (figure 2.10).

2.6. Discussion

Results of the fracture analysis and the structural study are integrated so as to understand the relative chronology of development of the structural features described above. Some of the features can be associated to a specific tectonic event; other structures are interpreted relative to the first ones. Deformation features recognized in northern Gaspé Peninsula relate to the successive Appalachian orogenies. Northwest-verging folds and large-scale thrusts in the Cambro-Ordovician succession in northern Gaspé Peninsula result from the emplacement of Taconian thrust sheets (St-Julien and Hubert, 1975; figure 2.11.a). During the Late Silurian-Early Devonian, the early phase of Acadian orogeny brought about the development of an early fold and thrust belt south of the Gaspé Peninsula (Kirkwood et al., 2004; figure 2.11.b). North-verging thrusting is responsible for the loading of the Laurentian margin and its flexure, resulting in the development of far-foreland synsedimentary normal faults and related extensional folding in the northern Gaspé Peninsula (Malo, 2001; Kirkwood et al., 2004; figure 2.11.b, 2.11.c). The post-Early Devonian major Acadian deformation is characterized by NE-trending, open, and upright folds and reverse faulting (inversion of Early Acadian normal faults) (Malo, 2001). In the northeastern Gaspé Peninsula, inversion occurred at the end of the Early Devonian (Late Pragian-Emsian; figure 2.11.d). During the Middle Devonian (Emsian) major dextral strike-slip fault zones developed in Silurian-Devonian rocks (Malo, 2001).

2.6.1. Faulting in the surface and subsurface of Anticosti Island

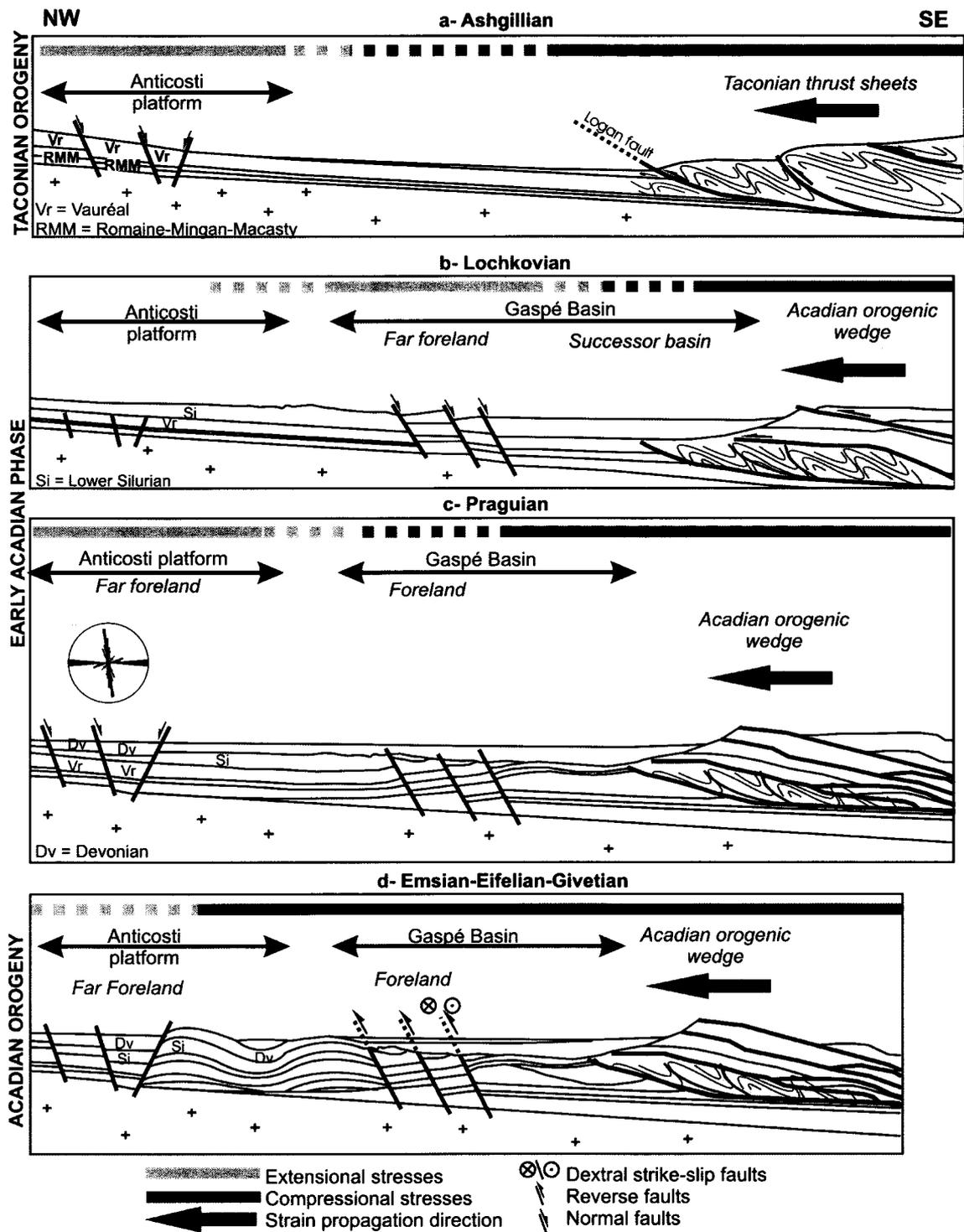
The time-structure map of the top of the Mingan Formation in the western part of Anticosti Island displays a set of NW-SE-striking normal faults (figure 2.9). The Jupiter fault belongs to this fault set and could well correspond to the reactivation of a major basement fault identified on high resolution aeromagnetic map (Lynch, 2001). The thickening of sedimentary units toward the fault plane (figure 2.8.c) shows that movement along the Jupiter fault was at its maximum during the Middle to Late Ordovician, especially during the Ashgillian, and could be related to extensional stress in the platform in front of the Taconic allochthons (figure 2.11.a). In fact, the sedimentary cover of

Anticosti was submitted to an uplift associated with flexural bending of the lithosphere during the emplacement of the Taconic allochthons (Bond et al., 1989). According to Jacobi (1981), this peripheral bulge on the margin was the result of lithospheric flexure in response to the initiation of subduction of oceanic crust to the southeast. Dip-slip striae along a shear vein described in the Mingan Formation in the D003 well confirm the existence of a normal movement. Because the D003 well is located directly above the Jupiter fault (figure 2.2.b), we conclude that the normal displacement could be associated with normal faulting in the Jupiter fault area. Normal faults of Prinsta Bay are clearly posterior to the development of the Jupiter Fault during the Middle Ordovician because they affect the Upper Ordovician to Lower Silurian Ellis Bay Formation. Considering that the Early Acadian was probably the only extensional event during Paleozoic times, it could be responsible for the development of normal faults at Prinsta Bay (figure 2.11.c).

2.6.2. Folding in the surface of Anticosti Island and in the St. Lawrence Gulf

Folds occur in the St. Lawrence Gulf at the top of the Jupiter Formation (figure 2.7), in rocks younger than the Chicotte Formation (figure 2.8.a), and on Anticosti Island in the Chicotte Formation (figure 2.6). Rocks younger than the Chicotte Formation in the gulf may be the remnants of the 2,3 to 3,5 km thick sedimentary sequence deposited from the Silurian to the Middle Devonian on the Anticosti platform (Bertrand, 1990). This overlying sequence has been eroded on Anticosti Island, but could have remained in the deepest parts of the basin which suggests a late tilting of strata. Therefore, folds observed in the St. Lawrence Gulf may have formed in this Silurian to Middle Devonian sequence.

Figure 2.11 (next page): Outline of the spatial repartition of structural styles associated to the successive Appalachian deformation phases from the orogen to the Anticosti platform (inspired from Kirkwood et al., 2005). a) the tectonic rebound in front of the Logan's line is responsible for the development of extensional structures within the platform; b) development of extensional structures in the Gaspé basin in front of the Acadian orogenic wedge; c) migration of the wedge triggers migration of the extensional deformation to the far-foreland (Anticosti platform) and structural inversion of faults in the Gaspé Basin south of the platform; d) the Acadian wedge progresses to the north and compressive structures develop within the Anticosti platform



The folding orientation is constant, and WSW-trending fold axis were determined for both the offshore large amplitude folds in the top of the Jupiter Formation (figure 2.7) as well as for the folds observed on the island at Pointe du Sud-Ouest (figure 2.6). These data suggest that all these folds are part of the same folding event that could be related to the Middle Devonian Acadian orogeny (figure 2.11.d). In fact, the style of folds is similar to those observed in the northern Gaspé Peninsula (Roksandic et Granger, 1981). Moreover, thermal maturation and thickness data of the eroded rocks show that the principal erosion period was Late Devonian (figure 2.12), so the folding in Devonian strata was completed before the Late Devonian (Bertrand, 1990).

2.6.3. Interpretation of fracturing in the Lower Silurian sequence

Fracture chronology is interpreted relative to the age of development of the faults and folds interpreted above. The dikes also help to constrain the age of the development of the structures because they are Jurassic. Moreover, the interpretation of the fracture pattern is constrained by the following elements: (1) within the large area studied, there is no major regional variation of fracture orientations controlled by lithology or stratigraphic position; (2) kinematic indicators along the fracture planes are lacking; therefore, the fractures are interpreted as extensional cracks; (3) the chronological development of the different fracture sets is obscured by mutual cross-cutting relationships (figure 2.4); (4) major structures like faults and folds to which the development of the fractures sets could be related are few on the surface of the island.

Relative chronology and fracture mechanisms

Results of the statistical study of fracture orientation and of the geometrical analysis of fracture patterns confirm the existence of an orthogonal pattern formed by fracture sets I and II (figure 2.4). The geometric analysis of the fracture pattern lends strong evidence for the relative chronology of development of the fracture sets. Considering that the two orthogonal fracture sets (sets I and II) are the best developed, they probably formed first, because any pre-existing fracture set would have affected the mechanical continuity of the

rock and perturbed the development of a new fracture system (Blès and Feuga, 1981; Price and Cosgrove, 1990a). In fact, fractures constitute planar anisotropies which disturb the distribution of stress close to the discontinuities (Blès and Feuga, 1981). Thus, the development of later fracture sets will be controlled by the pre-existing discontinuities and their geometry. This could explain the discrete distribution of sets III, IV and V and the irregular and discontinuous aspect of the non-systematic fracture set identified.

Within an orthogonal fracture system, the longest fractures are in general the earliest formed (Price and Cosgrove, 1990a). Therefore, the long EW and continuous sub-parallel fractures (Set I) on Anticosti Island would constitute the initial fracture set, whereas the perpendicular NS fractures (Set II) form the second set, which developed in between the initial fractures (Rives et al., 1994; Dunne and Hancock, 1994; figure 2.4). Fractures of Set II have either cross-cutting or abutting relationships with the long and continuous fracture planes of Set I (figure 2.4), forming most of the time an intermediate orthogonal pattern (Rives et al., 1994). Mutual intersection relationships between the two fracture sets occur when sets are coeval, or when fractures of the first set continue to develop as the fractures of the second set begin to form, so fractures which form a set are not necessarily of the same age (Hancock, 1985; Price and Cosgrove, 1990a). Mutual intersection relationships can be explained by: (1) healing of the first fracture set; (2) a high orthogonal stress producing the second fracture set so cross-cutting is possible; or (3) successive permutations between σ_2 and σ_3 (Rives et al., 1994).

The mechanism of formation of intermediate orthogonal fracture patterns is inferred from an analog fracture model (Rives et al., 1994) in which a short loading phase causes the development of the first fracture set, and a fast unloading phase characterized by the release of visco-elastic stresses from the rock mass forms the second fracture set (Rives et al., 1994). The origin of the second set (Set II) can be a combination of stress reversal, visco-elastic relaxation and slight wrapping of the strata (Rives et al., 1994). Visco-elastic relaxation can result either from contrasted mechanical properties between two adjacent

rock layers, or from the release of locked-in stress during an uplift event followed by erosion (Rives et al., 1994). These mechanisms resulting from a single tectonic event can be proposed for the development of the nearly orthogonal system formed by fracture sets I and II in western Anticosti Island.

Age of the fracturing events

The next step in the interpretation of the fracture pattern consists of determining the age of the fracturing events with respect to the tectonic history of the Anticosti platform. The regular arrangement of fractures within areas of weakly deformed rocks larger than 1000 km² proves that they are linked to tectonic processes and that they formed under stress states consistent both in magnitude and orientation with the principal stresses (Hancock, 1985; Ramsay and Huber, 1987). However, the slight deformation rate associated to fracturing indicates that such structures resulted from a far-field stress transmitted from a distant tectonically active region (Hancock, 1985).

Fractures are obviously younger than the rocks which contain them. Thus, fracture sets affecting the Upper Ordovician to Lower Silurian sequence are necessarily younger than the Lower Silurian and fractures of the orthogonal system probably constitute the earlier fractures.

The coeval development of fractures during folding is often characterized by extension or conjugate fractures that have particular angular relationships with symmetry lines or planes of the fold (Hancock, 1985; Price and Cosgrove, 1990a). In particular, two fracture sets that are likely to develop are extension fractures parallel and perpendicular to the fold axis, resulting in an orthogonal fracture system (Hancock, 1985). The NS-EW orthogonal fracture system (fracture sets I and II) identified in the western part of Anticosti Island (figures 2.3, 2.4) does not match with the WSW trend of Acadian fold axis interpreted at Pointe du Sud-Ouest (figure 2.6.c). On the contrary, fractures sets III and IV (figure 2.6.c) could possibly display symmetrical relationships with the fold axis that could be

interpreted in terms of coeval development because the orientation of the fold axis is approximate. However, Acadian folds amplitude is too small to be clearly related to fracture set geometries and the relative chronology of folding and fracturing events remains an open question.

As a consequence, two of the major deformation events described above might be considered for the development of the orthogonal system in western Anticosti Island:

(1) After the Taconian orogeny, extensional stresses may have been present within the platform. Such extensional stresses are induced by the release of orogenic elastic strains stored in rocks during major tectonic events, and are often related to late uplift events (Price, 1966). This strain energy can be released from the rock mass tens or hundreds million years after the orogenic event has occurred (Price, 1966). On the other hand, the time gap between sedimentation and fracturing can be relatively short (Hancock, 1985) so the orthogonal fracture set identified in the Upper Ordovician to Lower Silurian sequence of Anticosti Island could have developed just after the Early Silurian;

(2) During the Early Acadian phase, as the Acadian orogenic wedge moves on to the north, extensional stresses may have propagated from the northern Gaspé Peninsula (far-foreland) to the Anticosti platform, inducing an important fracturing event and the development of the orthogonal fracture system between the Late Silurian and the Early Devonian (figure 2.11.c).

Considering that the sedimentation was continuous on the Anticosti platform from the Early Ordovician to the Early Silurian (Bertrand, 1990), no uplift event is supposed to have occurred before the end of the Early Silurian. Therefore, the hypothesis of extensional deformation related to the Early Acadian is much more reliable for the development of the orthogonal fracture system.

NW-SE normal faults identified at Prinsta Bay also probably developed during the Early Acadian phase, because this event constitute to only extensive event during Paleozoic times in the Gaspé Peninsula – Anticosti Island area (figure 2.11.c). However, the trends

of faults are different from the orientation of fractures in the orthogonal system. Considering that normal faults were only observed at one location in the eastern part of the island and never in the western part where the fracture study was conducted, and that we do not know a lot about the attitude of other structural features in the eastern part of the island, it is difficult to say whether or not the orthogonal fracture system and the normal faults are related to the same tectonic event. The normal faults could also have formed under an extensional stress state in the Jurassic.

Other discrete fracture sets (III and IV) are probably developed during later deformation related to the post-Early Devonian Acadian orogeny and well recognized in the Gaspé Peninsula (Malo, 2001), or related to the opening of the Atlantic Ocean in the Jurassic (Faure et al., 2006). In the vicinity of the Puyjalon dikes, the principal fracture set is Set IV (figure 2.3). This set is parallel to the dikes, suggesting that the dikes and the fractures formed coevally, during the opening of the Atlantic Ocean. The origin of fractures observed close to the dikes might be extended to other N140 fractures measured in western Anticosti Island. There is no field evidence to say whether the other discrete fracture sets were formed or not during the same tectonic event.

The irregular, randomly-oriented fractures developed locally in the polygons defined by the fractures of the orthogonal system (figure 2.4) can be associated to the final steps of fracture development triggered by two non-exclusive geologic phenomena: (1) The erosion of the 3 km-thick Upper Silurian to Lower Devonian sequence which may have overlain the Lower Ordovician to Lower Silurian sequence outcropping on the island (Bertrand, 1990); and (2) The isostatic rebound after the Quaternary ice age, due to the unloading of the lithosphere after the ice meltdown. In fact, thermal maturation data from the Anticosti platform (Mingan Islands and Anticosti Island) suggests that the present-day Anticosti Island has been buried under a 2,3 to 3,5 km thick sedimentary sequence, probably deposited from the Silurian to the Middle Devonian (Bertrand, 1990). The formation of the irregular and randomly-oriented fractures may have been controlled by

an internal tensile stress field proper to the polygon defined by early fractures rather by a regional stress field (Rives et al., 1994).

Integration of the lineament analysis to fracture data

The regional-scale lineaments interpreted from the Shuttle Radar DEM display similar orientations to the fracture sets observed on the field, however the geometric and spatial relationships between regional lineaments are different from the fracture pattern observed in the field.

A major lineament corresponds to the N140-trending Puyjalon dikes, which is clearly associated to the opening of the Atlantic Ocean in the Jurassic (Bédard, 1992). The Shuttle Radar DEM also shows a lineament oriented N120-130 that corresponds to the trace of the Jupiter fault at surface (figure 2.5), suggesting that it most probably cuts all the way up section. However, seismic cross-sections shot in the Jupiter fault area show no obvious deformation zone in the Lower Silurian sequence (figures 2.8.b, 2.8.c). As the Jupiter normal fault rooted in the basement (Lynch, 2001), it is likely to have been reactivated repeatedly during the deformation history of the platform, even after the Early Silurian. The overall geometry of the Jupiter fault at depth with many secondary faults branching on a steeply dipping master fault suggests a negative flower structure (figure 2.8.b), generally associated with a strike-slip fault (Harding, 1985; Sylvester, 1988). On the other hand, inversion of a normal fault by compression can also lead to such geometry (Harding, 1985). The width of a strike-slip deformation zone is great in the surface, whereas its root is represented by a single fault. However, no wide deformation zone is observed in the Lower Silurian sequence above the Jupiter fault. Considering the lack of arguments for strike-slip tectonics in the field, only the following facts will be retained: 1) the Jupiter fault developed during the Middle to Late Ordovician (Taconian) and was characterized by a normal movement; 2) the Jupiter fault was probably reactivated by a post-Early Silurian tectonic event, however there is no evidence of the kinematics of the fault at this time.

Other lineaments interpreted on the surface of the island could be the expression of the preferential development of faults along weakness planes corresponding to an alignment of pre-existing structures (Blès and Feuga, 1981). The set orientations could also be caused by subsurface structures which propagated to the surface as fractures (Babcock, 1973; Price and Cosgrove, 1990b).

Limits and constraints in the interpretation of reactivated structures

Faults and shear zones developed in the continental crust constitute long-lived zones of weakness that tend to reactivate repeatedly, accommodating successive crustal strains, often in preference to the formation of new zones of displacement (Holdsworth et al., 1997). On Anticosti Island, some of the structures described above could result from the reactivation of pre-existing faults or fracture zones, considering that: (1) The various stages of basin development occur generally with reactivation of pre-existing fractures in the basement, giving rise to associated fractures in the cover rocks of the basin (Price and Cosgrove, 1990b) (2) Several structures observed at different stratigraphic levels display similar orientations; (3) As the Anticosti platform globally underwent deformation in the far-foreland of the successive orogens, the rare structures that tend to develop would likely result from the reactivation of well oriented earlier structures, a less demanding mechanical process than the development of new deformation zones. However the only criteria used to identify reactivation of faults in the case of Anticosti Island is purely geometric as it considers only the trends of structures. According to Holdsworth et al. (1997), such a criteria considered alone is not sufficient. The presence of sedimentary rocks younger than the Devonian on Anticosti Island, for example Carboniferous rocks, would be an asset to discriminate structural features related to the Acadian orogeny or to more recent tectonic events. Unfortunately, such rocks are only recognized much further south in the Gulf of St. Lawrence in Newfoundland and in the Magdalen Basin (Van de Poll et al., 1995). Despite the lack of evidence for reactivation events, the seismic, core and surface lineaments data converge to the following hypothesis. (1) Extensional stresses in the platform induced by the Taconian orogeny triggered the formation of normal faults

in the Middle to Late Ordovician sequence (figure 2.11.a). The development of the Jupiter fault is certainly due to the reactivation of a preexisting basement fault; (2) The lineament analysis suggests the possible reactivation of Early Acadian fractures and Taconian faults. The reactivation event could be attributed to the opening of the Atlantic Ocean and associated with the setting of dikes, or could relate to another late tectonic event.

2.6.4. Structural development of hydrocarbon plays

The maturation of rocks and generation of hydrocarbons on the Anticosti platform is mainly controlled by the burial history of the sedimentary sequence (Bertrand, 1990). The generation of hydrocarbons within the black shale source rocks of the Macasty Formation occurred during or after the Early Devonian, when the sedimentary sequence reached its maximum thickness on Anticosti Island and the sedimentation ceased on the platform (Bertrand, 1990; figure 2.12). However, sedimentary rocks may have been deposited on the island until the Carboniferous, as indicated by occurrences of rocks of this age in the Gulf of St. Lawrence (Van de Poll et al., 1995).

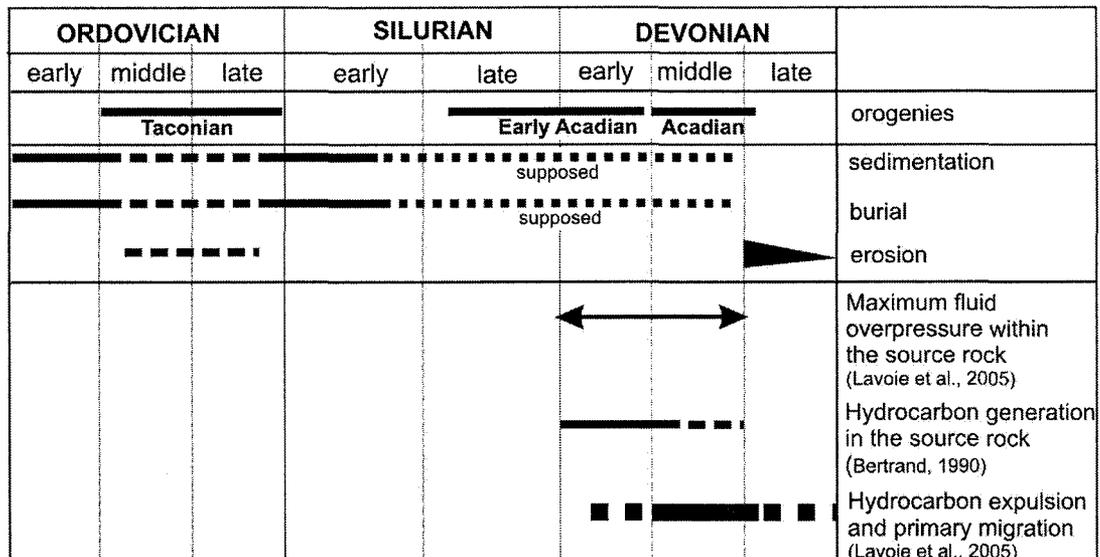


Figure 2.12: Summary of the hydrocarbon generation and migration history on Anticosti Island (from Bertrand, 1990; Lavoie et al., 2005)

At the time of hydrocarbon generation, a crustal plumbing system made up of Taconian-related faults and fractures, Early Acadian fractures and faults was available for migration of hydrocarbons toward reservoir rocks (Romaine and Mingan formations) of the Anticosti platform (figure 2.12). The structural transport during the Acadian was controlled by a NNW-trending compression, causing NS-trending fractures to remain open and permit fluid circulation. Locally, Taconian-related faults placed the Macasty source rocks in contact with the Romaine and Mingan reservoir rocks (e. g. the Jupiter fault; figure 2.8.c), helping a possible lateral migration of hydrocarbons from one formation to the other.

Post-diagenetic hydrothermal and highly saline fluids circulated in the Romaine Formation dolostones after the generation of hydrocarbons as demonstrated by a coating of bitumen along crystal faces of late hydrothermal dolomite (Lavoie et al., 2005). These hydrothermal fluids which are thought to have altered dolostones and generated a secondary porosity (Lavoie et al., 2005) most probably migrated along Early Acadian fractures that enhanced the existing fracture-porosity. These hydrothermal fluids precipitated sphalerite and pyrite (Lavoie et al., 2005) and have characteristics (temperature and salinity) of basin fluids usually associated with base metal mineralization in platforms. Hydrothermal fluids that carry base metals are expelled towards the platform from the margin sediments during the progression of thrust sheets (Oliver, 1986). At the time of hydrothermal fluid migration and dolomitization of the Romaine Formation dolostones in the Middle Devonian, the Acadian orogeny was going on to the south in the Gaspé Peninsula (figure 2.11) and it is likely that these hydrothermal fluids came from the south and were expelled tectonically by the overriding Acadian orogenic prism over margin sediments. Early-Acadian pre-existing fractures and in particular the NS-trending fractures (Set I) were well oriented relative to the fluid flow and probably enhanced the dolomitization process of the Romaine Formation dolostones.

Younger Jurassic or even Quaternary fracturing or faulting events described in this study could also have affected the quality of primary reservoirs and triggered a secondary migration of hydrocarbons toward possible secondary reservoirs.

2.7. Conclusion

Sedimentation on the Anticosti platform was relatively continuous from the Early Ordovician to the Early Silurian and probably to the Middle Devonian (figure 2.12). As a consequence, rocks on Anticosti Island and in the St. Lawrence Gulf recorded an important part of the Laurentian margin history. The Lower Paleozoic rocks of the Anticosti platform are not intensely deformed, but the surface structural features (fractures, faults, dikes, lineaments and folds) and subsurface large scale features (faults and folds) are probably the expression of the Appalachian deformations and other recent tectonic events in the Jurassic or the Quaternary.

Normal faults affecting the Lower to Middle Ordovician sequence are the result of extensional stresses in the platform in front of the Taconian thrust sheets (figure 2.11.a) and some of them correspond to the reactivation of older basement faults. The maximum faulting activity occurred during the sedimentation of the Ashgillian Vauréal Formation, but reactivation by later tectonic events is conceivable.

The surface Upper Ordovician to Lower Silurian sequence is affected by several fracture sets. The regional fracture pattern is made up of an orthogonal fracture system and was probably formed during the Late Silurian to Early Devonian Early-Acadian phase (figure 2.11.c). Normal faults observed at Prinista Bay were probably formed coevally, even if their orientations are not consistent with those of the orthogonal fracture system (figure 2.11). At the same time, the maximum thickness of the sedimentary sequence was reached and the generation of hydrocarbons in the Macasty Formation was initiated

(figure 2.12). Other fracture sets, characterized by a discrete distribution, probably developed later.

In the Middle Devonian, the Acadian orogeny might be responsible of the folds observed in the Lower Silurian to Middle Devonian sequence (figure 2.11.d). The end of the sedimentation on the platform and its burial is attributed to the same period and coincides with the time of hydrocarbon primary migration (figure 2.12). Folding probably postdates the main fracturing event but fold amplitude is too small for this hypothesis to be confirmed, so it is not possible to suggest a relative chronology of folding/fracturing events. Thus, primary migration of hydrocarbons occurred through already formed fractures from the Macasty Formation source rock to the Romaine and Mingan reservoirs. This migration was probably improved by newly-formed fractures and enhanced by dissolution of carbonates by circulation of basin hydrothermal fluids along fractures in the Acadian foreland basin.

The lineament analysis suggests that pre-existing structures in the subsurface and on the surface of Anticosti Island were involved in a post-Early Silurian deformation event, probably associated with the setting of the Puyjalon dikes. Only the pre-existing fracture sets whose orientations are consistent with the stress state could join together and were reactivated to form regional scale structures. The Taconian Jupiter fault also seems to have been reactivated (figure 2.5). The setting of dikes is associated to a fracturing event, the N140 fractures (Set IV), well expressed in the vicinity of the dikes but less developed in other parts of the island.

The last structures that may have affected Anticosti Island are irregular fractures issued from the final stages of fracture formation, triggered by the erosion of the Silurian to Middle Devonian sequence and by isostatic uplift following the Quaternary ice age.

A lot of uncertainties remain concerning the origin and evolution of many structural features. However, this study proposes a first structural model for the evolution of Anticosti Island and platform, mainly based on relative age relationships between major structures and more discreet ones. The development of the Anticosti Island area and St. Lawrence Gulf in terms of resources exploration should be enhanced by these new field results and by future seismic surveys.

Acknowledgements

Field costs and scholarship (INRS and CRSNG) to the first author were supported through NSERC discovery grants to Michel Malo and Donna Kirkwood. We thank the *Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune* in Quebec City, and especially Robert Thériault, for the access to the core library and to drilling and exploratory reports including seismic lines. The digital resources provided by Pierre Brouillette, from the GSC-Q, were of a great help in the preparation of the field survey and its good course. We are also grateful to Denis Lavoie, Sebastien Castonguay, Mathieu Duchene and Nicolas Pinet, from the GSC-Q, for the access to offshore seismic lines and other data. We really appreciated the help of Mélanie Villemaire who provided an efficient field support for the summer survey.

Chapitre 3

Résultats complémentaires : présentation et discussion

3.1. Complément de l'analyse de fracturation statistique

Les résultats d'analyse de fracturation statistique du chapitre 2 sont présentés sous forme de rosaces synthétiques qui expriment la fréquence des fractures de chaque famille selon les zones structurales (figure 2.3). Chaque rosace synthétique regroupe des données de relevés par inventaire et par traverse issues des différentes stations de mesure (Appendice A). Dans le cas des relevés par traverse, seule la fréquence des familles de fractures peut être calculée. Par contre, dans le cas des relevés par inventaire, il est possible en plus de mesurer en plan la longueur des traces des fractures. Des rosaces de longueurs cumulées sont alors réalisées en plus des diagrammes de fréquence (Appendice C).

Les rosaces de longueurs cumulées (Appendice C) représentent la longueur cumulée des traces de fractures observées sur un affleurement en fonction de leur orientation (Price and Cosgrove, 1990b). Ainsi, les familles et systèmes de fractures sont identifiables de la même façon que dans les rosaces de fréquence, mais l'information visuelle est différente (figure 3.1). Sur un même affleurement, la rosace de fréquence met en évidence une famille de petites fractures non systématiques, tandis que la rosace des longueurs cumulées permet d'identifier des fractures systématiques très longues mais qui ne recoupent l'affleurement étudié qu'une ou deux fois. Or ces fractures systématiques sont aussi importantes du point de vue géologique que les fractures non systématiques plus nombreuses.

En comparant les rosaces de fréquence et de longueurs cumulées pour chacun des 38 affleurements (Appendices A et C), les différences suivantes ont été notées :

- 1) Les diagrammes de longueurs cumulées permettent de mieux distinguer les différentes familles. Dans le cas de l'étude de fracturation systématique présentée au chapitre 2, il n'était pas toujours évident de distinguer les différentes familles de fractures sur une rosace de fréquence (Appendice C). L'utilisation des rosaces de longueurs cumulées a été

déterminante dans l'identification des familles et des systèmes de fractures, et dans la réalisation de rosaces synthétiques représentatives des zones structurales (figure 2.3).

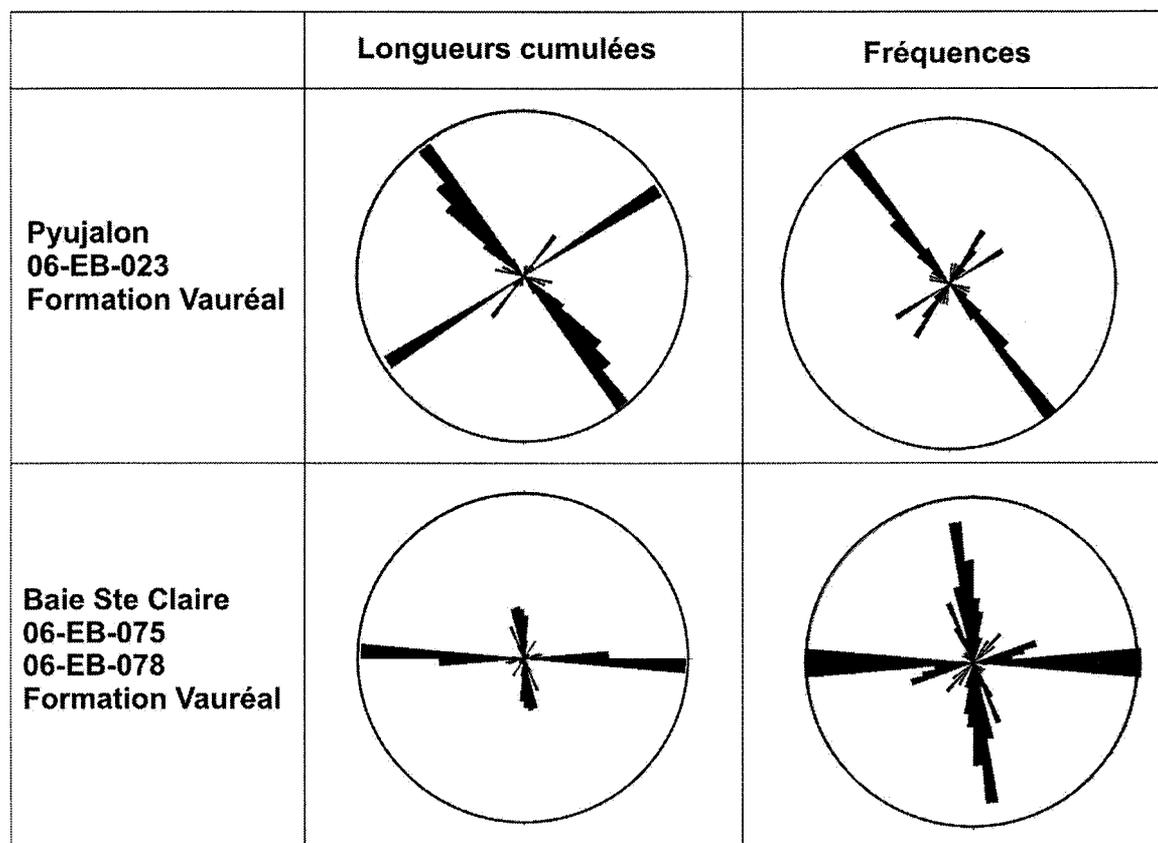


Figure 3.1 : Rosaces de fréquence et de longueur cumulée pour deux affleurements de l'ouest de l'Île d'Anticosti. Les classes d'intervalles sont de 5°

2) Sur un même affleurement, les longueurs des fractures d'une même famille peuvent avoir une grande variabilité à quelques mètres d'intervalle. Le choix d'une zone de mesure représentative de tout l'affleurement est donc déterminant dans la représentation des résultats sous forme de rosace de longueurs cumulées.

3) De même, la densité de fracturation peut évoluer beaucoup sur un même affleurement en fonction de la lithologie, de l'épaisseur de la strate, de facteurs locaux ou intrinsèques à la roche (Ramsay et Huber, 1987; Goldstein et Marshak, 1988; Price et Cosgrove, 1990a, Dunne et Hancock, 1994), et avoir ainsi une influence sur la lecture des résultats dans une rosace de fréquence. Une fois de plus, c'est l'évaluation rapide de l'affleurement sur le terrain qui permet de choisir la zone la plus appropriée pour effectuer les mesures.

Cette étape de l'analyse de fracturation n'a pas été présentée dans le chapitre 2 mais a constitué une étape importante de l'analyse des données. Avant d'être regroupées dans des rosaces synthétiques, les rosaces de fréquence de chaque affleurement ont été comparées à leur équivalent en longueurs cumulées (Annexe C) afin d'identifier plus précisément les familles de fractures systématiques et non systématiques.

3.2. Synthèse des observations en carottes

Dans le chapitre 2, seules les observations réalisées dans le puits D003 ont été présentées. La figure 3.2 illustre les systèmes de fractures conjuguées (figure 3.2.a) et les veines de calcite indiquant un mouvement normal (figures 3.2.a, 3.2.b).

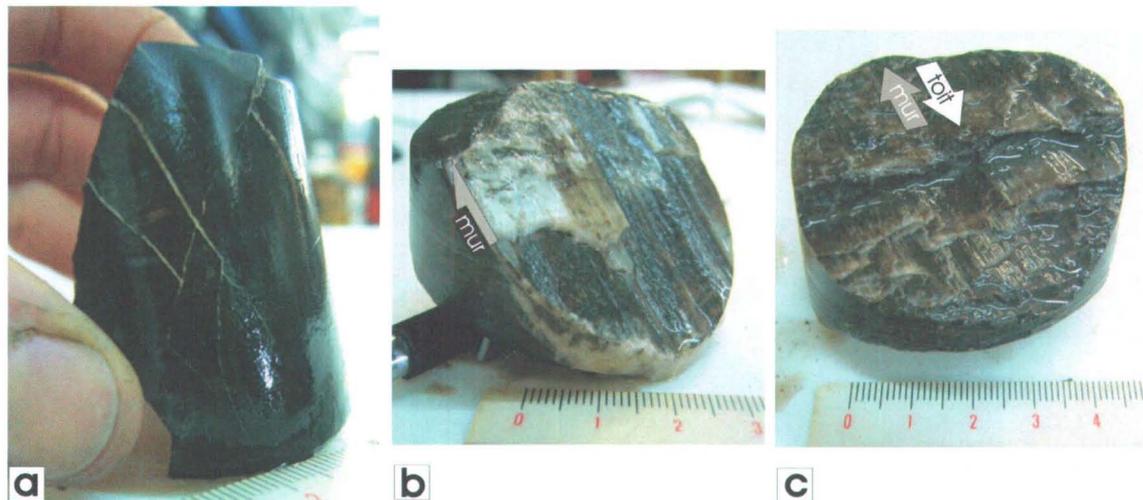


Figure 3.2: Principales structures observées dans le puits D003. (a) Fractures conjuguées à la base de la Formation de Vauréal; (1190 m de profondeur) (b-c) Veines de calcite avec stries de glissement down-dip dans le toit de la Formation de Mingan, entre 1200 et 1300 m de profondeur.

Le puits ARCO-D007 se trouve au niveau de la Pointe du Sud-Ouest (figure 1.4.b). Il recoupe environ 3786 m de roches sédimentaires et traverse la quasi-totalité des formations présentes en surface et en sous-surface, de la Formation de Chicotte au sommet à la Formation de Romaine à la base (Petrie, 1970). Les carottes ont été échantillonnées entre 3323 m et 3845 m de profondeur.

Environ 36 m de roche sédimentaire appartenant à la Formation de Romaine ont été décrits (tableau 3.1). Les principales structures observées sont des plans stylolithiques horizontaux et des fractures. Celles-ci sont cimentées de calcite ou ouvertes, surtout subverticales (figure 3.3), mais aussi obliques ou horizontales (tableau 3.1). Les plans stylolithiques horizontaux sont très fréquents. Ils sont souvent remplis de minéraux insolubles noirs et peuvent avoir une amplitude de plusieurs centimètres (figure 3.4).



Figure 3.3 : Fractures cimentées subverticales à 3335 m

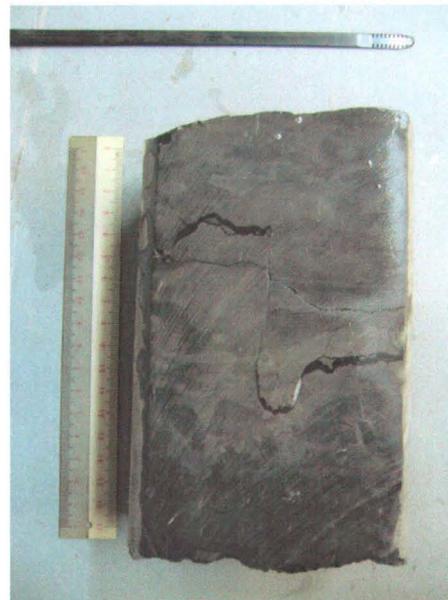


Figure 3.4 : Stylolithes remplis d'insolubles noirs à 3323 m

Le puits Lowlands Gamache Highcliff Point-D005 est situé dans le Nord-Ouest de l'île d'Anticosti (figure 1.4.b). Les carottes issues de ce puits échantillonnent les formations de Macasty, de Mingan et de Romaine entre 879 m et 1 604 m. La densité de fracturation est très faible. Les principales observations sont (tableau 3.1):

- des fractures et microfractures cimentées subverticales en échelon dans la Formation de Mingan.
- des fractures très fines cimentées et subverticales ainsi que des stylolithes de quelques millimètres à quelques centimètres d'amplitude sont observés dans la Formation de Romaine.

Les lithologies sont globalement plus dolomitiques que calcaires.

Le puits Lowlands Gamache Princetown Lake-D002 se situe un peu plus à l'ouest du puits D005 (figure 1.4.b). Il est carotté sur toute sa longueur, soit entre 78 m et 1744 m. Le rapport de forage (Roliff, 1962) indique plusieurs fractures à fort pendage dans le sommet de la Formation de Vauréal. Les observations réalisées sur les carottes concernent les Formations de Mingan et de Romaine (tableau 3.1). Dans toute cette section du puits, des stylolithes ont été observés.

Dans la Formation de Mingan, on note des fractures ouvertes ou cimentées, subverticales et obliques.

Dans la Formation de Romaine, il y a une succession de fractures subverticales et obliques, de veines, de fractures conjuguées et de stylolithes de grande amplitude (figure 3.5).

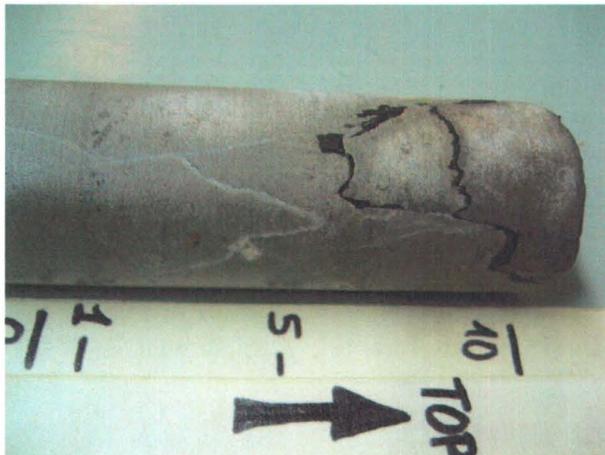


Figure 3.5 : Stylolithes et fractures fines cimentées conjuguées à 1596 m



Sur la figure 3.6, les relations de recoupement entre fractures et stylolithes montrent que la cimentation des fractures par de la calcite est antérieure au développement des stylolithes.

Figure 3.6 : Fracture oblique cimentée de calcite recoupée par des stylolithes à 1593 m

Tableau 3.1 : Bilan des observations en carottes

Puits	Formation	Structures	Description des structures	Profondeur (m)
D002	Mingan	Fractures	Ouvertes ou cimentées Subverticales et obliques	1000 - 1200
	Romaine	Fractures Veines Stylolithes	Subverticales, obliques ou conjuguées densité de fracturation augmente en profondeur Verticaux, grande amplitude	1393 – 1618 1000 - 1737
D003	Becscie	Fractures	Ouvertes ou cimentées, obliques ou subverticales,	49 - 199
	Ellis Bay	<i>Densité de fracturation faible</i>	ciment de calcite	
	Vauréal	Fentes de tension Fractures conjuguées Fractures	Obliques, remplies de calcite Fines et cimentées Très fines, cimentées, subverticales	1190-1234 (base du Vauréal)
	Mingan	Veines striées	Mouvement normal, ciment de calcite, plan de glissement incliné de 10 à 15° Conjuguées aux plans de cisaillement, obliques et subverticales, cimentées	1234 - 1467 (sommet de la formation)
		Fractures Stylolithes Veines de tension	Verticaux, fins Très larges, cimentées de calcite. syn- ou post-stylolithiques, subverticales ou subhorizontales	1371 - 1500 (base de la formation)
Romaine	Stylolithes Fractures Veines	Verticaux, de taille variable Fines, cimentées, subverticales Obliques, verticales et horizontales cimentées de calcite et/ou pyrite	1642 -1757	
D007	Romaine	Stylolithes	Verticaux, très fréquents, remplis d'insolubles noirs, peuvent avoir une amplitude de plusieurs centimètres	3322 - 3358
		Fractures	Cimentées de calcite ou ouvertes, surtout subverticales, mais aussi obliques ou horizontales	
D005	Macasty Toit du Mingan	<i>Densité de fracturation très faible</i>		1280 - 1615
	Base du Mingan	Fractures et micro fractures	Cimentées, subverticales, en échelon	
	Romaine	Fractures Stylolithes	Fines, cimentées, subverticales Verticaux, quelques millimètres à quelques centimètres d'amplitude	

Les fractures observées dans les carottes D003, D007, D005 et D002 sont souvent cimentées de calcite parfois associée à de la pyrite, ce qui indique la circulation de fluides de diverses natures à travers ces fractures. Le tableau 3.1 résume les principales structures observées dans les quatre puits étudiés, incluant le puits D003.

3.3. Discussion : fracturation dans la plate-forme d'Anticosti

Fracturation en sous-surface. Les résultats d'observation de carottes sont discutés ci-dessous en fonction des résultats du chapitre 2. Sur l'ensemble des carottes décrites, la densité de fracturation dépend de l'intervalle stratigraphique mais aussi de la localisation du forage. Globalement les formations de l'Ordovicien sont les plus fracturées, avec une intensité de déformation beaucoup plus intense dans le centre de l'Île d'Anticosti, au niveau du puits D003. De plus, de nombreuses fractures sont cimentées de calcite, parfois associée à de la pyrite. La fracturation dans les roches de l'Ordovicien peut être associée à des contraintes en extension dans la plate-forme au moment de l'orogénèse taconienne. Cet épisode de fracturation a été plus intense dans le centre de l'île où il est associé au développement de failles majeures telles que la faille Jupiter. Par ailleurs, l'avancée des nappes de chevauchement taconiennes a pu entraîner la libération des fluides de bassin contenus dans les roches d'avant-pays vers les roches perméables de la plate-forme (Oliver, 1986). Ces fluides ont pu circuler dans les fractures, générant ainsi la cristallisation de ciments.

La Formation de Romaine, à la base de la série sédimentaire, est peu fracturée par rapport aux formations de Mingan et de Vauréal qui la recouvrent. Cependant, cet intervalle est marqué par de nombreux plans stylolithiques horizontaux issus de la compaction de la série sédimentaire lors de l'enfouissement. Cet épisode de stylolithisation pourrait correspondre au moment où l'épaisseur de la séquence est maximale, soit entre le Silurien tardif et le Dévonien moyen.

Fracturation en surface. Price et Cosgrove (1990b) proposent une représentation schématique des patrons de fractures pouvant se développer dans un avant-pays en réponse aux contraintes exercées par une ceinture de plis et de chevauchements (figure 3.7).

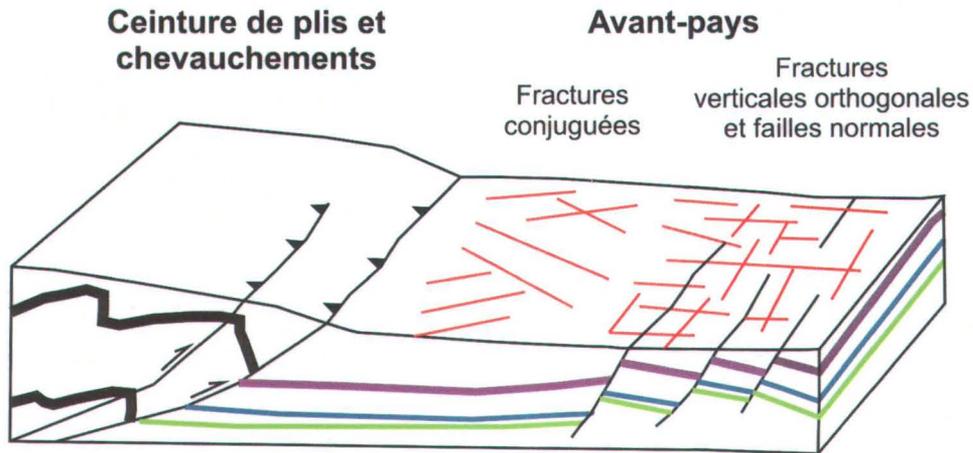


Figure 3.7 : Représentation schématique d'un avant-pays peu déformé en avant d'une ceinture de plis et chevauchements. Patron de fracturation susceptible de se développer dans l'avant-pays (modifié d'après Price et Cosgrove, 1990b)

En particulier, dans les roches sédimentaires les plus éloignées de l'orogène, des fractures verticales perpendiculaires à l'orogène sont susceptibles de se développer (Price et Cosgrove, 1990b). De plus, si l'avant-pays subit une légère flexure lorsqu'il est chevauché par les nappes, alors des failles normales et des fractures d'extension parallèles à la jonction entre l'avant-pays et la ceinture plis-failles peuvent se développer (Price et Cosgrove, 1990b).

Le patron de fracturation attendu dans des roches non plissées d'avant-pays est constitué d'un système de fractures d'extension verticales orthogonales, et d'un système de fractures conjuguées (Price, 1966; figure 3.8). Des mouvements normaux peuvent avoir lieu le long de certaines fractures.

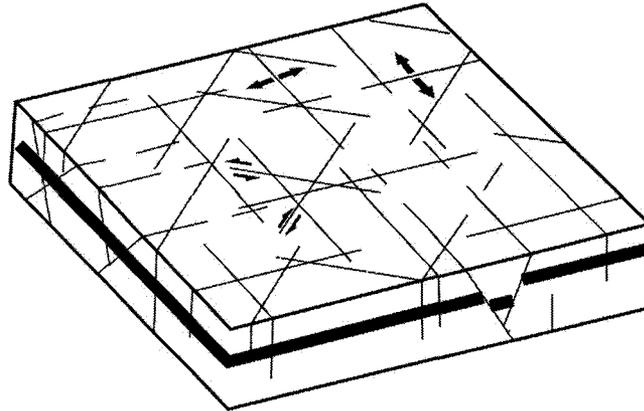


Figure 3.8 : Patron de fracturation attendu dans des roches sédimentaires non plissées d'avant-pays (d'après Price, 1966)

Le modèle structural le plus récent pour l'orogénèse acadienne au Dévonien moyen (Kirkwood et al. 2004) implique la mise en place d'une ceinture de plis et de chevauchements précoce au sud de l'actuelle Gaspésie et le développement de structures extensives dans l'avant-pays et l'avant-pays éloigné, soit au niveau du bassin de Gaspé (figure 2.12).

Les systèmes de fractures observés dans les roches en surface de l'Île d'Anticosti correspondent au patron de fracturation présenté dans Price (1966) (figures 2.4, 3.7) et le système orthogonal est à priori le résultat d'un événement tectonique extensif unique. Par contre les autres familles de fractures sont postérieures à la mise en place du système orthogonal et peuvent être le résultat d'autres événements. Les interprétations présentées dans le chapitre 2 montrent que le système de fractures orthogonales pourrait être associé à la propagation des contraintes en extension dans la plate-forme entre la fin du Silurien et le début du Dévonien, soit lors de la phase acadienne précoce (figure 2.12).

Les failles normales observées à la Baie de Prinsta peuvent être interprétées comme étant contemporaines du système de fractures orthogonales (figure 2.12) bien que leur orientation soit très différente des deux familles de fractures. En effet, il n'a pas été possible d'accéder à un plus grand nombre de failles lors de cette étude, il est donc difficile de replacer les failles de Prinsta Bay dans un contexte structural plus général permettant de les dissocier ou de les associer aux autres éléments structuraux observés. Le seul élément connu est qu'il s'agit de structures extensives, or le seul évènement extensif susceptible d'avoir touché la plate-forme d'Anticosti après le Silurien précoce est la phase acadienne précoce. Ainsi, ces failles s'intègrent bien dans le modèle de Price et Cosgrove (1990b) présenté en figure 3.7. Cependant, il serait intéressant d'identifier d'autres failles afin de mieux contraindre leur âge de formation et leur cinématique. Par ailleurs, les fractures discrètes N050 identifiées lors de l'étude de fracturation ne sont pas contemporaines des failles de Prinsta Bay puisqu'elles sont interprétées comme postérieures au développement du système orthogonal.

Des différences structurales entre l'est (où les failles ont été observées) et l'ouest (où l'étude de fracturation a été réalisée) de l'Île d'Anticosti pourraient expliquer des différences d'orientation entre des structures à priori contemporaines. En effet, la position de l'Île d'Anticosti à l'aplomb du réentrant de Québec pourrait être responsable de différences marquées dans l'expression des déformations lors des évènements tectoniques successifs reconnus dans les roches de la plate-forme.

Conclusion

L'Île d'Anticosti, par la qualité de ses affleurements de roches carbonatées et leur faible taux de déformation, est un terrain privilégié reconnu depuis plus d'un siècle pour l'étude de l'histoire de la marge laurentienne entre l'Ordovicien tardif et le Silurien précoce. La succession sédimentaire en sous-surface de l'île et plus au sud dans le Golfe du Saint-Laurent a également un intérêt économique, comme le montrent les nombreuses campagnes d'exploration pétrolière réalisées depuis les années 50.

Les campagnes d'exploration pétrolière reposaient sur l'interprétation de données de sismique ou de puits, mais aucune étude de terrain visant à identifier la présence de fractures ou de failles en surface n'avait été menée. Pourtant, avec la présence du front de déformation structural appalachien, la faille Logan, à environ 70 km au sud des côtes anticostiennes, la propagation des déformations dans la plate-forme jusqu'au niveau de l'Île d'Anticosti est envisageable. L'observation de plis dans le Golfe du Saint-Laurent et au sud de l'Île d'Anticosti pourrait amener à repenser la position de ce front structural. D'autre part, la présence sur l'île de deux dykes datés du Jurassique associés à l'ouverture de l'océan Atlantique est la preuve que la plate-forme d'Anticosti a été soumise à des déformations bien plus récentes que l'âge des strates qui la forment. Ce projet visait à caractériser les structures présentes en surface de l'Île d'Anticosti et à les relier aux structures identifiées en sous-surface de l'île et dans le Golfe du Saint-Laurent, puis à en déduire l'implication des événements tectoniques anciens ou récents ayant pu affecter la plate-forme d'Anticosti.

La campagne de terrain réalisée dans le cadre de ce projet a permis d'identifier un patron de fracturation relativement homogène dans la séquence du Silurien inférieur, dans l'ouest de l'Île d'Anticosti. L'étude des relations géométriques entre les familles de fractures qui constituent ce patron est un outil indispensable pour déterminer la chronologie relative de leur formation. Un premier épisode de fracturation pourrait être associé à la propagation des déformations acadiennes précoces dans la plate-forme entre

le Silurien tardif et le Dévonien précoce (figure 2.13). Cet événement serait à l'origine du système de fractures orthogonales NS-EW développé dans toute la partie ouest de l'île. Il pourrait également être responsable du développement des failles normales observées à la Baie de Prinsta, dans l'est de l'île. D'autres familles de fractures se sont formées par la suite. Elles sont réparties de façon plus discrète que le système orthogonal et sont orientées environ N140 et N50. La famille de fractures N140 est probablement associée à la mise en place des dykes de Puyjalou au Jurassique (figure 3.9). La famille N50 est plus difficile à interpréter et pourrait être aussi bien acadienne précoce, acadienne ou jurassique.

En sous-surface de l'Île d'Anticosti, des failles normales et des fractures de cisaillement ont été identifiées dans la séquence de l'Ordovicien moyen à supérieur d'après l'étude de profils sismiques et la description de carottes. L'âge du mouvement d'effondrement est déterminé d'après l'observation des variations d'épaisseur et des décalages dans la séquence stratigraphique. Il est associé à des contraintes en extension dans la plate-forme suite à la mise en place d'un bombement périphérique en avant des nappes de chevauchement taconiennes (figure 2.13).

L'analyse d'un Modèle d'Élévation Numérique (SRTM, 2000) permet de caractériser le patron de linéaments d'échelle régionale présents en surface de l'Île d'Anticosti. Les orientations de linéaments semblent cohérentes avec les familles de fractures identifiées sur le terrain, même si leur agencement spatial et géométrique est différent. L'origine de ces systèmes de linéaments est attribuée à un événement tectonique plus jeune que les roches affleurant sur l'île, donc post-Silurien précoce. Il pourrait s'agir de l'ouverture de l'Océan Atlantique au Jurassique puisque des dykes de cet âge sont observés sur l'île. Cet événement aurait pu réactiver d'anciennes fractures et failles taconiennes ou siluriennes. En effet, la trace de la faille Jupiter en surface confirme que cette structure a affecté bien plus que la séquence ordovicienne.

Dans la partie sud de l'île, de grands plis ouverts affectent la Formation de Chicotte. Aucune relation directe entre ces plis et le patron de fracturation n'a pu être établie. Par

contre, ces plis peuvent être associés aux grandes ondulations interprétées dans le toit de la Formation Jupiter dans le Golfe du Saint-Laurent, et éventuellement aux plis de même style visibles sur une section sismique réalisée au sud de l'Île d'Anticosti. D'après l'âge des formations plissées et l'histoire tectonique régionale, cet épisode de plissement pourrait être attribué à la propagation des déformations acadiennes dans la plate-forme (2.13).

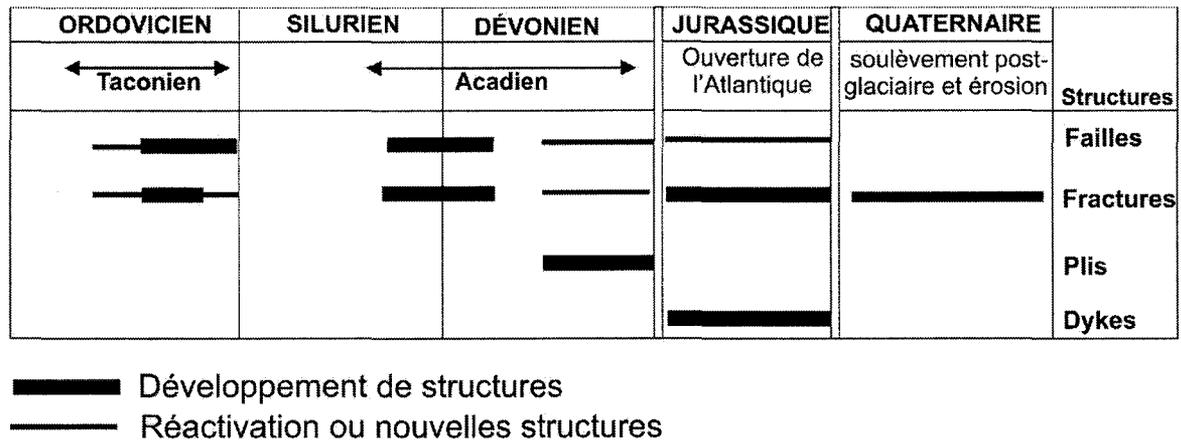


Figure 3.9 : Développement chronologique des structures de la plate-forme d'Anticosti en fonction des événements tectoniques d'échelle régionale

L'intégration de données de nature et d'échelles différentes a permis une analyse globale des déformations subies par la plate-forme d'Anticosti à partir de l'Ordovicien moyen et probablement jusqu'au Quaternaire. Tout d'abord, l'histoire de la plate-forme est liée à l'histoire tectonique du nord de la Gaspésie (figure 2.13). Certaines des structures qui affectent les roches carbonatées de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur et les roches plus récentes dans le golfe sont le résultat des champs de contraintes actives lors des orogènes taconienne et acadienne. D'autres structures sont associées à des événements plus tardifs comme l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique ou encore le rebond isostatique suite à la déglaciation au Quaternaire (figure 3.9). La réactivation de structures préexistantes constitue probablement un mécanisme important au cours des diverses phases de déformation subies par la plate-forme. Un objectif futur serait d'élargir l'étude structurale à l'ensemble de l'île afin d'approfondir les résultats obtenus dans l'ouest.

Une telle caractérisation structurale pourrait amener à reconsidérer la stratégie d'exploration pétrolière dans ce secteur. En effet, malgré les conditions de maturation

idéales, la présence de failles normales mettant en contact les roches réservoirs et la roche-mère, et une porosité secondaire importante dans les roches réservoirs, les puits forés sur l'île n'ont démontré que de faibles indices de gaz ou de pétrole. La présence de fractures dans les roches du Silurien inférieur et la possibilité d'une réactivation tardive des structures taconiennes n'ont pas été considérés dans les campagnes d'exploration précédentes. Or ces structures ont pu permettre la migration secondaire des hydrocarbures à un moment donné de l'histoire du bassin. Toute une partie de l'Île d'Anticosti et du Golfe du Saint-Laurent reste encore inexplorée, et les possibilités de réserves en hydrocarbures dans ce secteur du Québec restent possibles.

Références bibliographiques

BABCOCK, E.A. 1973. «Regional jointing in southern Alberta». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 10, p. 1769-1781.

BÉDARD, J.H. 1992. «Jurassic quartz-normative tholeiite dikes from Anticosti Island, Quebec». In: J.H. Puffer et P.C. Ragland (éd.). Eastern North American Mesozoic Magmatism. Geological Society of America Special Paper, vol. 268, p. 161-167.

BERNARD, D. et P., St-Julien. 1986. Analyse structurale du Silurien-Dévonien du centre de la Gaspésie et du Carbonifère du sud et de l'est de le Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire MB 86-36, 33 p.

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, Suisse, 647 p.

BERTRAND, R. 1990. «Maturation thermique et histoire de l'enfouissement et de la génération des hydrocarbures du bassin de l'archipel de Mingan et de l'île d'Anticosti». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 27, p. 731-741.

BLÈS, J.L. et B. Feuga. 1981. La fracturation des roches. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Manuels et méthodes, n° 1, 121 p.

BOND, C.B., M.A. Kominz et M.S., Steckler. 1989. «Role of thermal subsidence, flexure, and eustacy in the evolution of early Paleozoic passive margin carbonate platforms». In: P.D. Crevello et al. (éd.). Controls on carbonate platform and basin development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication, vol. 44, p. 39-62.

BRISEBOIS, D. et J. Brun. 1994. Géologie du Québec. Bibliothèque nationale du Québec, Gouvernement du Québec, p. 95-120.

CASTONGUAY, S., R.A., Wilson, D., Brisebois, A., Desrochers et M., Malo. 2005. Compilation géologique, Anticosti-Gaspé-Campbellton, les ponts géologiques de l'est du Canada, Transect 4, Québec-Nouveau-Brunswick. Commission Géologique du Canada, Open File 4883, 1/125 000, 4 feuillets.

COPPER, P. et D.G.F., Long. 1998. «Sedimentology and paleontology of the late Ordovician through early Silurian shallow water carbonates and reefs of the Anticosti Island, Québec». In: A. Desrochers, P. Copper et D.G.F. Long. Sedimentology and paleontology of the Early Ordovician through Early Silurian shallow water carbonates of the Mingan Islands National Park and Anticosti Island; Québec. Field Trip B8 Guidebook.

DAVIS, G.H. et S.J., Reynolds. 1996. «Fractures and shear fractures». Chap. 5. In Structural Geology, p. 204-265.

DESROCHERS, A. 1998. «Sedimentology and paleontology of early Ordovician through middle Ordovician shallow water carbonates of the Mingan Islands National Park, Québec». In: A. Desrochers, P. Copper et D.G.F. Long. Sedimentology and paleontology of the Early Ordovician through Early Silurian shallow water carbonates of the Mingan Islands National Park and Anticosti Island; Québec. Field Trip B8 Guidebook.

DESROCHERS, A. et E., Gauthier. 2006. Carte géologique de l'Île d'Anticosti (1 : 250 000). Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec.

DUNNE, W.M. et P.L., Hancock. 1994. «Palaeostress analysis of small-scale brittle structures». In: P.L. Hancock (éd.). Continental deformation. University of Bristol, U.K., Pergamon Press, p. 101-120.

DURLING, P.W. 1998. «A seismic interpretation of the central Anticosti Island seismic reflection data». Corridor Resources Inc., NS. 1997YD001-01.

FAURE, S., A., Tremblay, M., Malo et J., Angelier. 2006. «Paleostress analysis of Atlantic crustal extension in the Quebec Appalachians». The Journal of Geology, vol. 114, p. 435-448.

GÉOPHYSIQUE G.P.R. INTERNATIONAL Inc. 1986. «Potentiel en hydrocarbures - Île d'Anticosti». Consolidated Developments Ltd, M-85661.

GOLDSTEIN, A. et S. Marshak. 1988. «Analysis of fracture array geometry». In: S. Marshak et G. Mitra (éd.). Basic methods of structural geology. Prentice-Hall, p. 249-267.

HANCOCK, P.L. 1985. «Brittle microtectonics: principles and practice». Journal of Structural Geology, vol. 7, p. 437-458.

HARDING, T.P. 1985. «Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion». The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 69, n°4, p. 582-600.

HOLDWORTH, R.E., C.A., Butler et A.M., Roberts. 1997. «The recognition of reactivation during continental deformation». Journal of the Geological Society, London, vol. 154, p. 73-78.

HOUDE, M. 1963. «Lithological log of NACP Anticosti n°1». Gouvernement du Québec, Département des Ressources Naturelles. 1962OD003-12.

IMPERIAL OIL LIMITED et Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières (SOQUIP). 1982. «Geophysical and geological interpretation, Gulf of St. Lawrence». In: SOQUIP.

1984. Technical statutory report, St-Lawrence Estuary and Gulf permits 195, 198 and 209, project 2089.

INRS (Institut National de la Recherche Scientifique) - Pétrole. 1974. «Potentiel pétrolier du sondage ARCO-Anticosti n°1 (49°23'18''- 63°31'29''; 12583 pieds). Étude sédimentologique, minéralogique, biostratigraphique, géochimique, organique et minérale».

JACOBI, R.D. 1981. «Peripheral bulge – A causal mechanism of the Lower/Middle Ordovician unconformity along the western margin of the northern Appalachians». Earth and Planetary Science Letters, vol. 56, p. 245-251.

KIRKWOOD, D. 1989. Géologie structurale de la région de Percé. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, étude ET 87-17, 42 p.

KIRKWOOD, D., M., Lavoie et J.S., Marcil. 2004. «Structural style and hydrocarbon potential in the Acadian foreland thrust and fold belt, Gaspé Appalachians, Canada». In: R. Swennen, F. Roure, et J.W. Granath (éd.). Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series, n°1, p. 412-430.

LA POINTE, P.R. et J.R., Hudson. 1985. «Characterization and interpretation of rock mass fracture patterns». Geological Society of America, Special Paper, vol. 199, p. 1-25.

LAVOIE, D. 1994. «Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, Eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 31, p. 1309-1319.

LAVOIE, D., G., Chi, P., Brennan-Alpert, A., Desrochers et R., Bertrand. 2005. «Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti Basin: significance for hydrocarbon exploration». Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 53, p. 454-472.

LOCKWOOD GEOPHYSICAL SERVICES (LGS). 1971. «Report on interpretation of aeromagnetic data, Anticosti Island, Québec». Lockwood Survey Corporation Limited, Toronto, Canada.

LONG, D.G.F. et P., Copper. 1994. «The late Ordovician - early Silurian carbonate tract of Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada». Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Waterloo, Ontario. 20 - 25 May, 1994. Field Trip Guidebook B4: 67p.

LYNCH, G. 2001. «SHELL Canada – ENCAL Energy, Anticosti Island Exploration, 1997-2000». Shell Canada Limited, Annual Report, 2000TD456-01.

LYNCH, G. and S.W., Trollope. 2001. Dolomitization, platform collapse and reservoir development in Ordovician carbonates of Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence. Canadian Society of Petroleum Geologists Annual Convention, June 18-22, 2001.

MALO, M. 2001. «Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland Basin ». Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 49, n° 2, p. 202-216.

MALO, M. et D., Kirkwood. 1995. «Faulting and progressive strain history of the Gaspé Peninsula in Post-Taconian time: a review». In J.P. Hibbard, C.R. van Staal et P.A. Cawood (éd.). Current perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen. Geological Association of Canada, Special Paper, vol. 41, p. 267-282.

McCLAY, K.R. (éd.). 1992. «Glossary of thrust tectonic terms». In: Thrust Tectonics. Chapman & Hall, p. 419-443.

NICKELSEN, R.P. and V.N.D., Hough. 1967. «Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania». Bulletin of the Geological Society of America, vol. 78, p. 609-630.

OLIVER, J. 1986. «Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena». Geology, vol. 14, p. 99-102.

PETRIE, E.G. 1970. «Well history report on ARCO. Anticosti n°1». Atlantic Richfield Company, Frontier District, Dallas, Texas. 1970OD007-01.

PETRYK, A.A. 1981a. Carte géologique de l'île d'Anticosti 1 : 100 000. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Service de l'exploration. DPV-823.

PETRYK, A.A. 1981b. Géologie de la partie ouest de l'île d'Anticosti. Rapport préliminaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Service de l'exploration. DPV-815.

PETRYK, A.A. 1981c. Lithostratigraphie, paléogéographie et potentiel en hydrocarbures de l'Île d'Anticosti. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Service de l'exploration. DPV-817.

PINCIVY, A., M., Malo, G., Ruffet, A., Tremblay et P.E, Sacks. 2003. «Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of Gaspé Peninsula: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 40, p. 301–315.

PRICE, N.J. 1966. Fault and fracture development in brittle and semi-brittle rocks. Oxford: Pergamon.

PRICE, N.J. et J.W., Cosgrove. 1990a. «Minor fractures: their nomenclature and age relationships». Chap.2. Analysis of geological structures, p. 42-59. Cambridge University Press.

PRICE, N.J. et J.W., Cosgrove. 1990b. «Development of systematic fractures in slightly deformed sedimentary rocks». Chap.9. Analysis of geological structures, p. 209-238. Cambridge University Press.

RAMSAY, J.G. et M.I., Huber. 1987. Modern structural geology, v. 2: Folds and fractures, Academic Press, San Diego, p. 645-665.

RIVES, T., K.D., Rawnsley, et J.P., Petit. 1994. «Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish». Journal of Structural Geology, vol. 16, n°3, p. 419-429.

ROKSANDIC, M.M. et B., Granger. 1981. «Structural styles of Anticosti Island, Gaspé Passage, and eastern Gaspé Peninsula inferred from reflection seismic data». In: P.J. Lespérance (éd.) Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé. Université de Montréal, Montréal. vol. 2, p. 211-221.

ROLIFF, W.A. 1962. «Geological and Drilling reports on LGPL n°1». Gamache Exploration. GM-16739.

ROLIFF, W.A. 1971. «Exploratory work and studies relating to oil and gas exploration – licences 415-429 Incl.». Gamache Exploration and Mining Co. Ltd. March 26 1970 – March 26 1971. Anticosti Island – Province of Quebec. GM-27021.

SOQUIP et Petro-Canada. 1982. «St. Lawrence Estuary Geophysical and Geological interpretation». In: SOQUIP. 1984. Technical statutory report, St. Lawrence Estuary permits 195 and 209, project 2085. Open file 13162.

SOQUIP. 1983. «Rapport technique statutaire, Île d'Anticosti». Open file 13129.

SOQUIP. 1985. «Interprétation géologique d'images Landsat de l'Île d'Anticosti». Open file 13466.

SOQUIP. 1987. «Estuary and Gulf of St-Lawrence Geological, Geophysical, Geochemical Data integration». Geological Survey of Canada, Open file 1721.

SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM). 2000. «Digital Elevation Model, Finished 3 arc sec. Shaded relief (90 meter resolution)». Distributed by USGS (United State Geological Survey) via the Seamless Distribution System.

St-JULIEN, P., et C., Hubert. 1975. «Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians». American Journal of Sciences, vol. 275A, p. 337-362.

SYLVESTER, A.G. 1988. «Strike-slip faults». Geological Society of America Bulletin, vol. 100, p. 1666-1703.

TERZAGHI, R.D. 1965. «Sources of errors in fracture surveys». Geotechnique, vol. 15, p. 287-304.

TWENHOFEL, W.H. 1928. Geology of Anticosti Island. Canada Department of Mines. Geological Survey. Geological Series, Ottawa. Memoir 154, p. 1-481.

VAN DE POLL, H.W., M.R., Gibling and R.S., Hyde. 1995. «Paléozoïque supérieur». Chap.5. In: Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland. Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada n°6. p. 495-621.

VAN STAAL, C.R. 2005. «The Northern Appalachians». In: R.C. Selley, L. Robin, M. Cocks and I.R. Plimer (éd.). Encyclopedia of Geology, Elsevier, Oxford, vol. 4, p. 81-91.

WILLIAMS, H. 1979. «Appalachian Orogen in Canada». Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 16, n°3, p. 792-807.

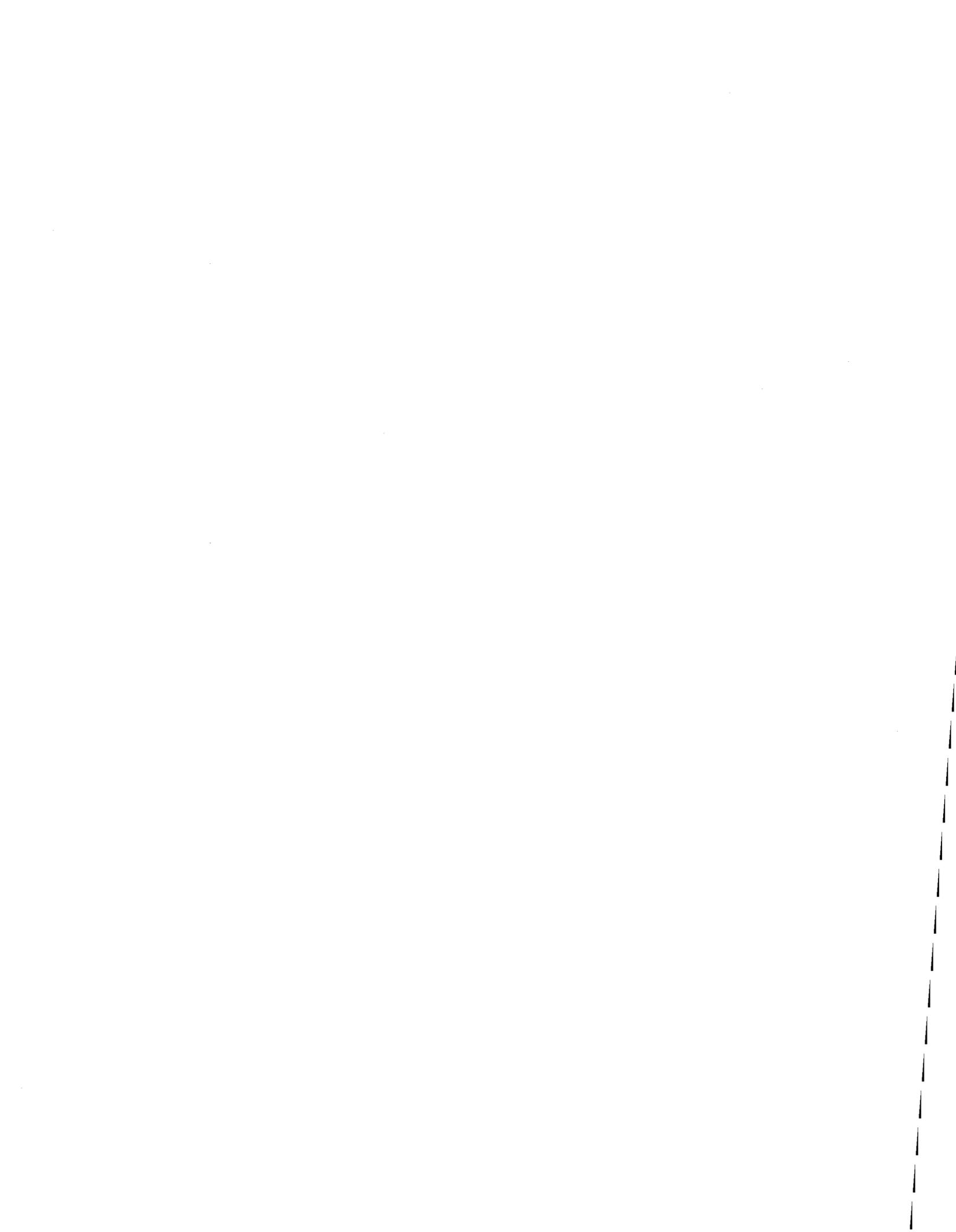
WILLIAMS, H. 1995a. «Introduction». Chap.1. In: Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland. Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada n°6. p. 3-22.

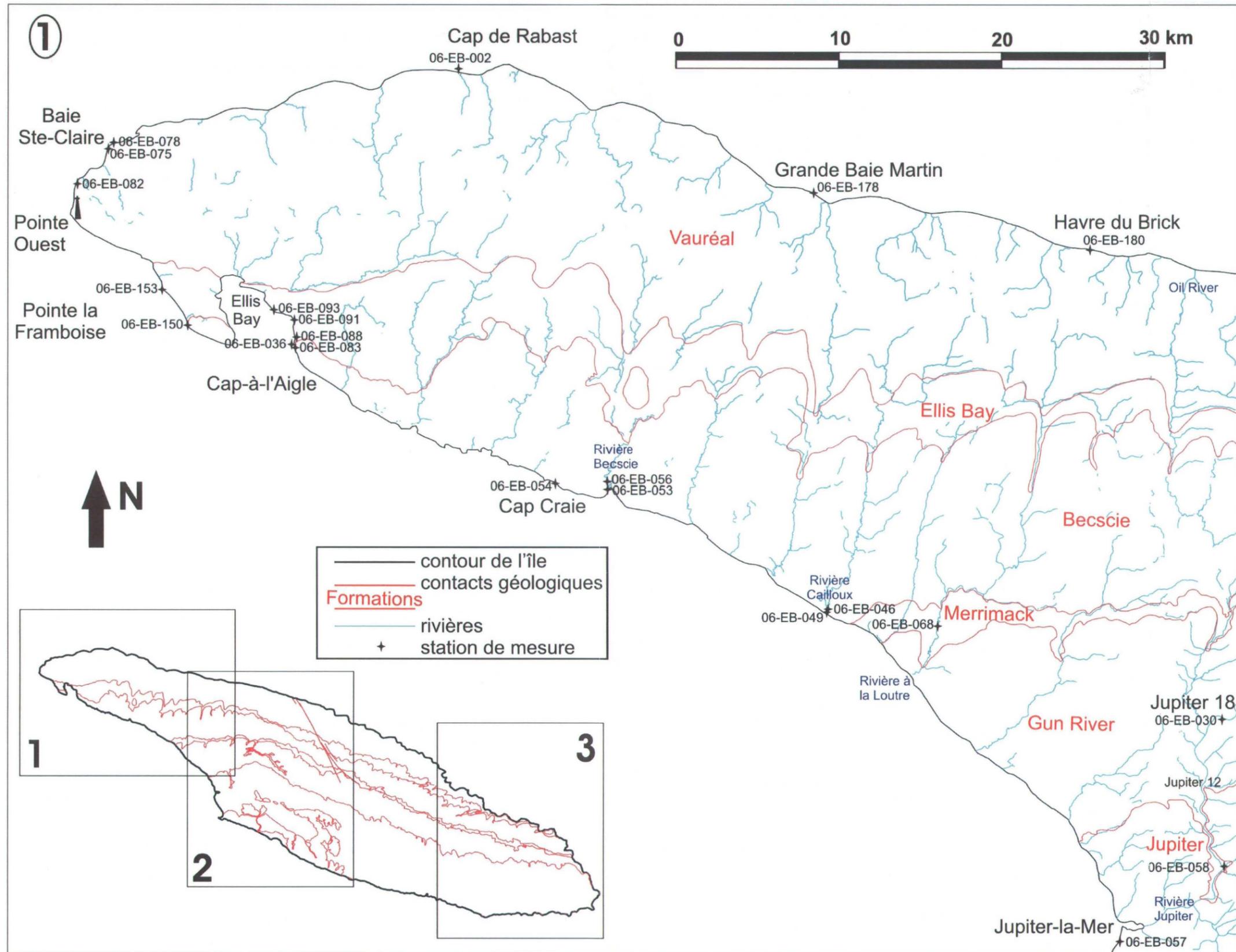
WILLIAMS, H. 1995b. «Divisions temporelles et spatiales». Chap.2. In: Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland. Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada n°6. p. 23-50.

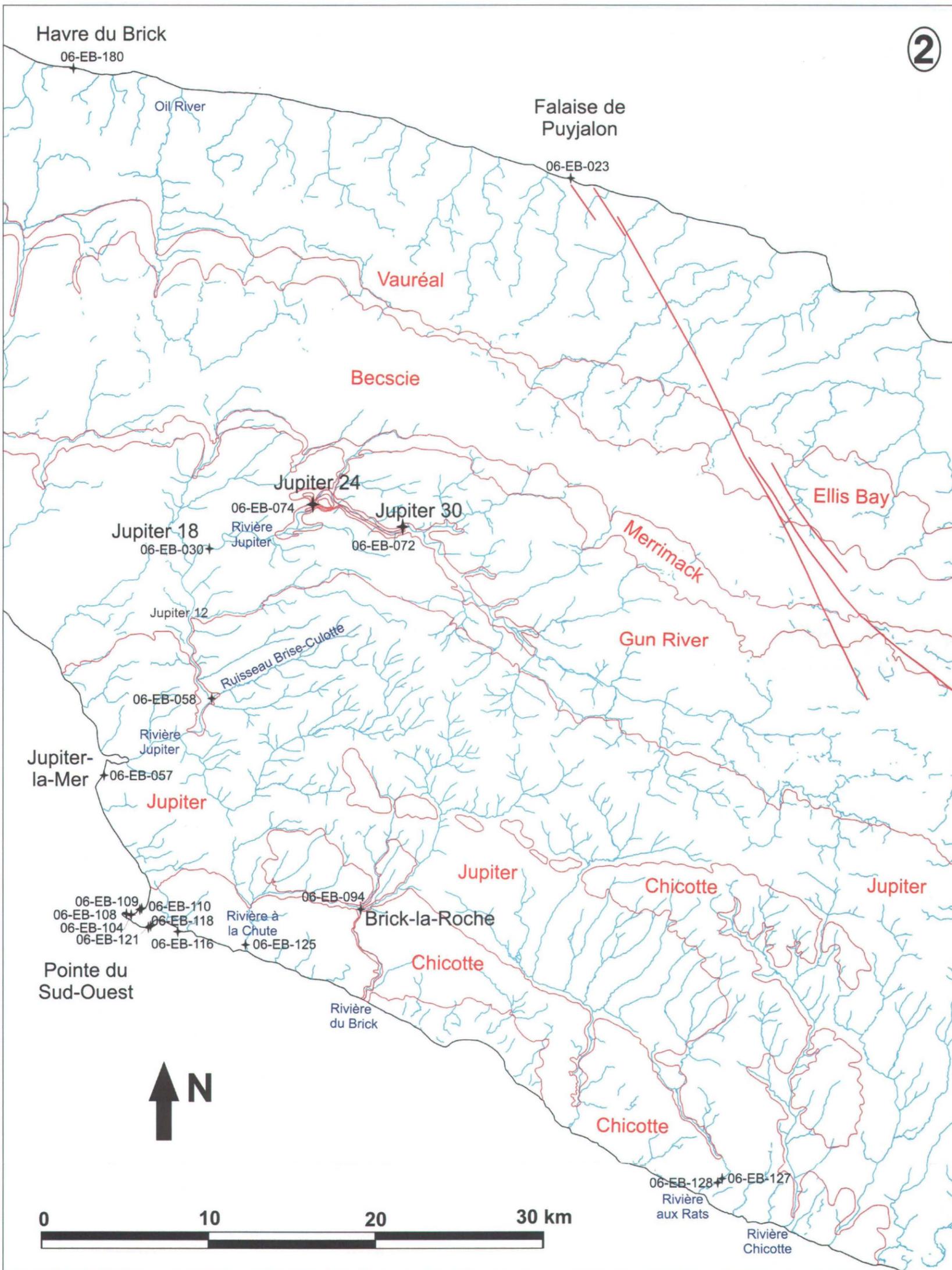
WILLIAMS, H. 1995c. «Paléozoïque Moyen». Chap.4. In: Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland. Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada n°6. p. 347-487.

Appendice A

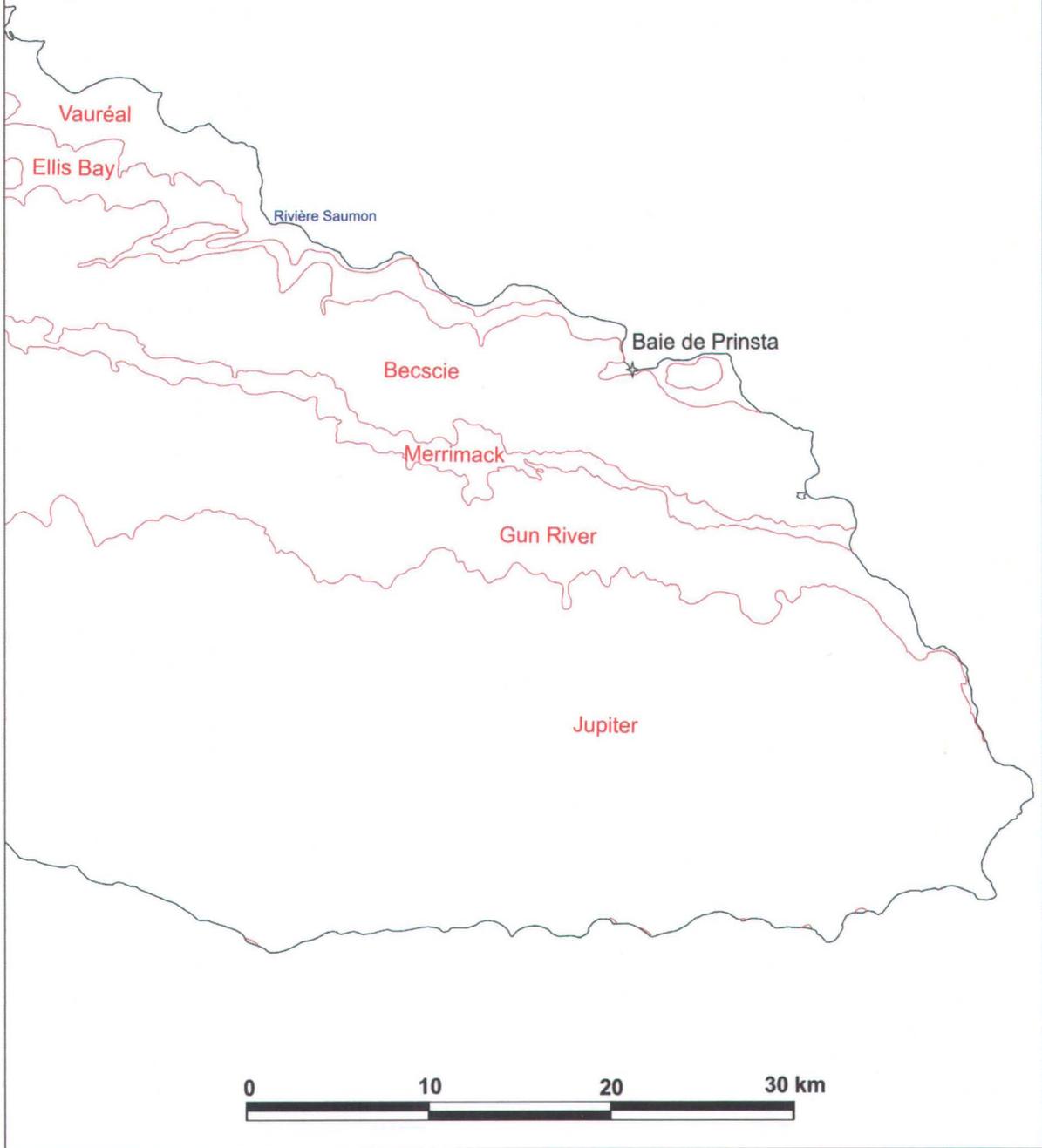
Carte de localisation des stations d'analyse de fracturation statistique et géométrique







3



Appendice B

Fiche de terrain

Appendice C

**Résultats de l'analyse de fracturation statistique (rosaces de direction)
et synthèse du regroupement des données par zones structurales**

Les numéros d'affleurements (06-EB-XXX) ainsi que leur localisation sont reportés sur les cartes de l'appendice A.

SECTEUR NORD

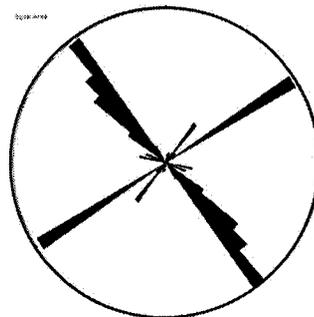
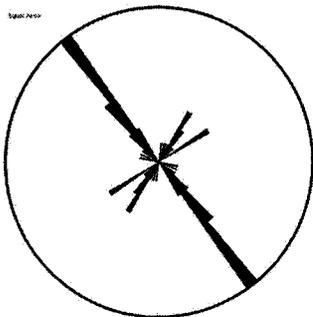
Falaise de Pujalon

06-EB-023

Levé par inventaire

Fréquence, $n = 49$

Longueur cumulée, $n = 2056$ cm



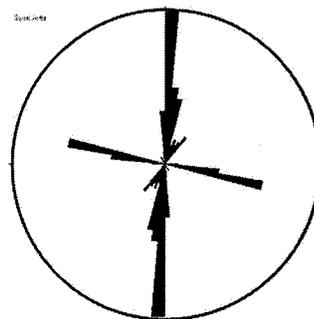
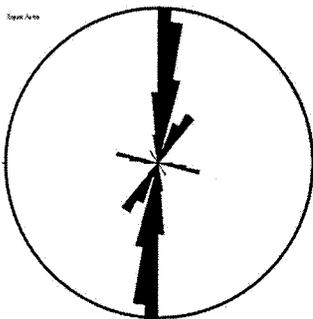
Grande Baie Martin

06-EB-178

Levé par inventaire

Fréquence, $n = 57$

Longueur cumulée, $n = 1575$ cm



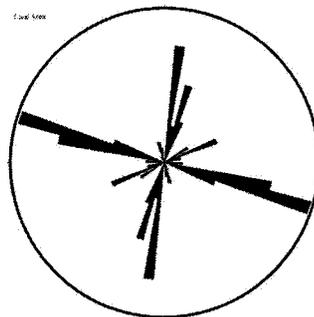
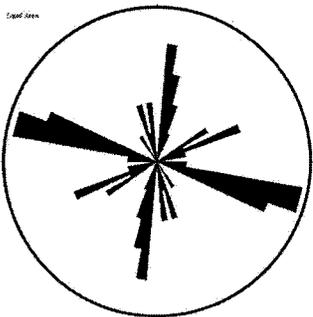
Havre du Brick

06-EB-180

Levé par inventaire

Fréquence, $n = 40$

Longueur cumulée, $n = 2051$ cm



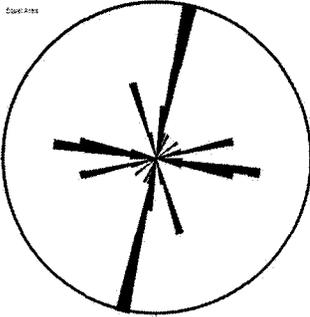
SECTEUR NORD-OUEST ET OUEST

Cap de Rabast

06-EB-002

Levé par traverse

n = 28



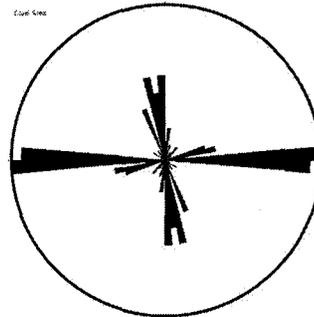
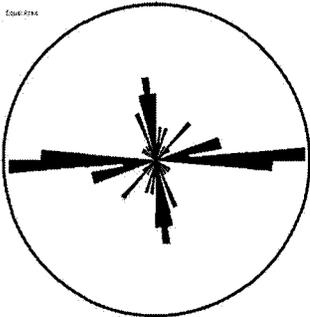
Baie Sainte-Claire

06-EB-075

Levés par inventaire

Fréquence, n = 58

Longueur cumulée, n = 1537 cm



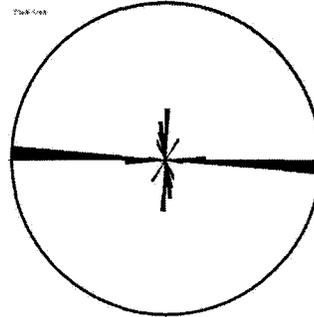
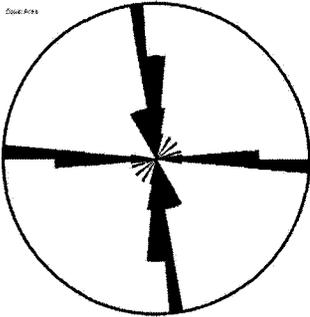
Baie Sainte-Claire

06-EB-078

Levés par inventaire

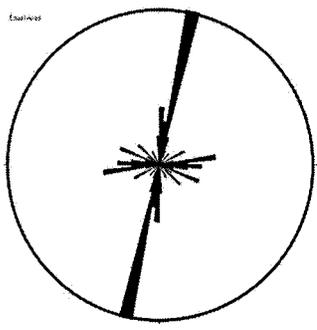
Fréquence, n = 40

Longueur cumulée, n = 1585 cm



Baie Sainte-Claire **06-EB-082** **Levé par traverse**

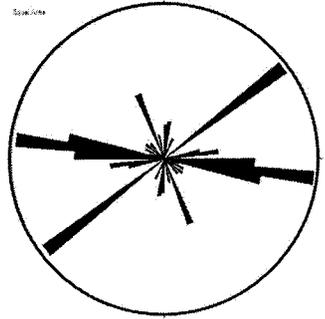
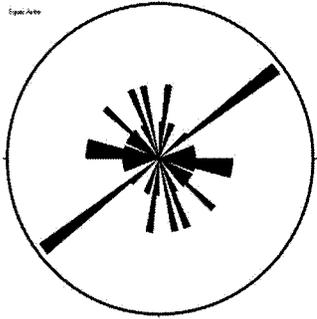
n = 47



Pointe La Framboise **06-EB-150** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 32

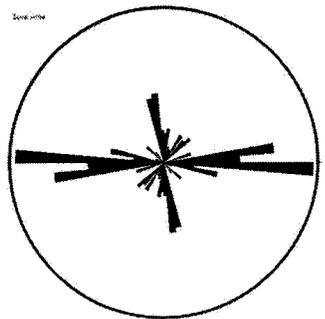
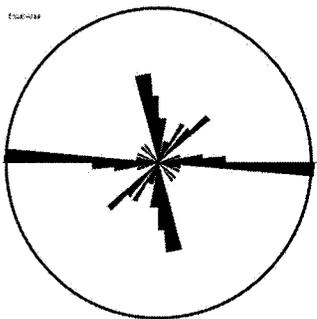
Longueur cumulée, n = 1505 cm



Pointe La Framboise **06-EB-153** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 43

Longueur cumulée, n = 1211 cm

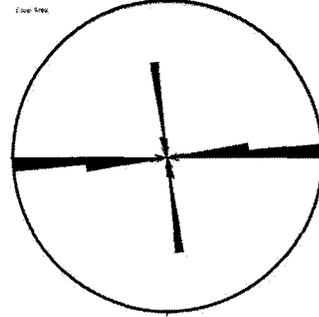
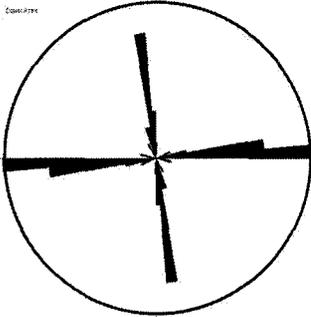


SECTEUR ELLIS BAY-BECSCIE-CAILLOUX

Cap-à-l'Aigle	06-EB-083	Levé par inventaire
----------------------	------------------	----------------------------

Fréquence, n = 38

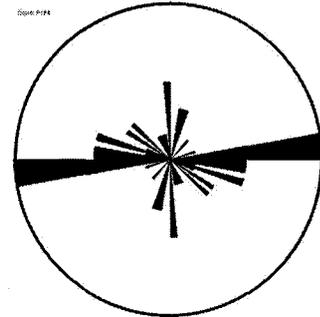
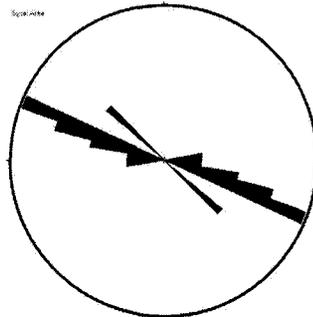
Longueur cumulée, n = 987 cm



Cap-à-l'Aigle	06-EB-088	06-EB-091
Levés par traverse		

n = 15

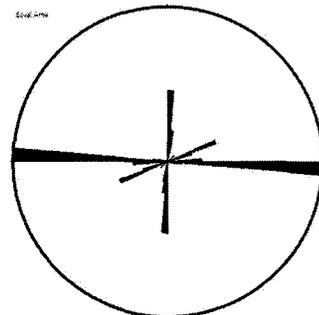
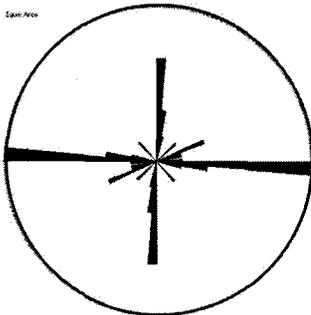
n = 40



Ellis Bay	06-EB-036	Levé par inventaire
------------------	------------------	----------------------------

Fréquence, n = 23

Longueur cumulée, n = 2485 cm

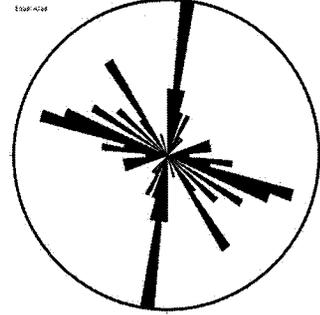
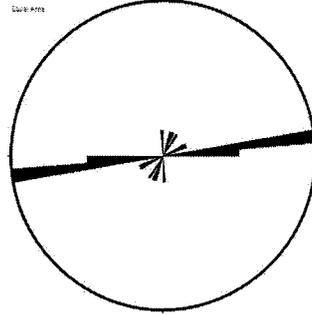
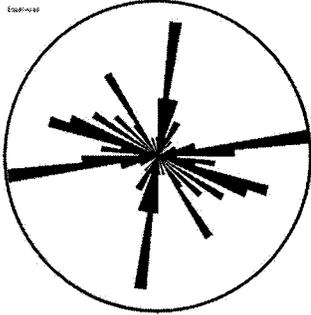


Ellis Bay	06-EB-093	Levé par traverse
------------------	------------------	--------------------------

Total, n = 73

Traverse a, n = 15

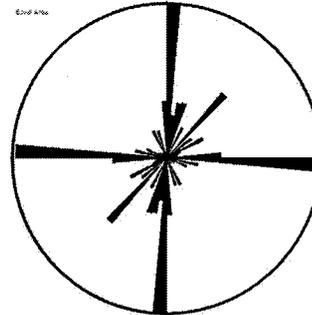
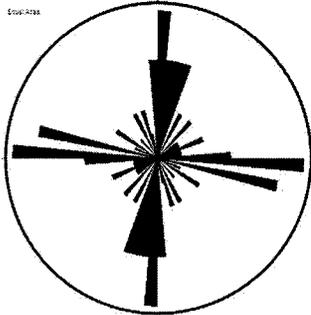
Traverse b, n = 58



Cap Craie	06-EB-054	Levé par inventaire
------------------	------------------	----------------------------

Fréquence, n = 57

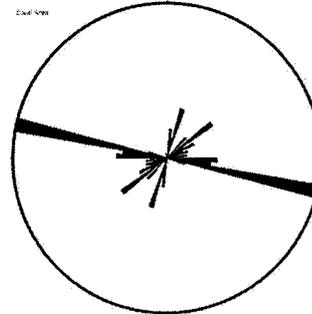
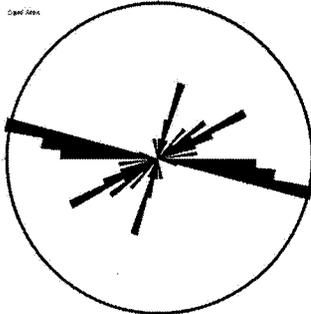
Longueur cumulée, n = 2593 cm



Rivière Cailloux	06-EB-046	Levé par inventaire
-------------------------	------------------	----------------------------

Fréquence, n = 52

Longueur cumulée, n = 2523 cm

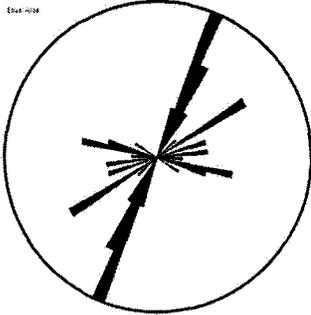


Rivière Cailloux

06-EB-049

Levé par traverse

n = 30



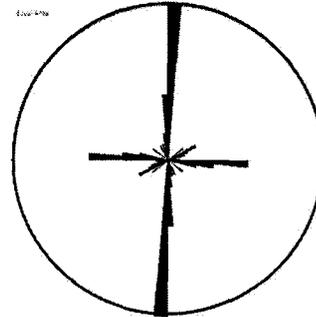
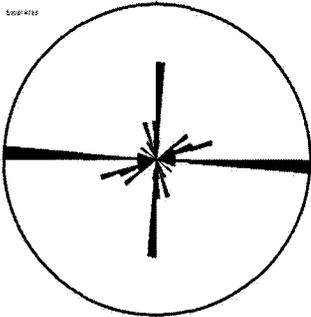
Rivière Becscie

06-EB-053

Levé par inventaire

Fréquence, n = 36

Longueur cumulée, n = 1815 cm



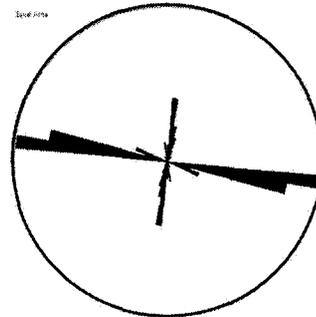
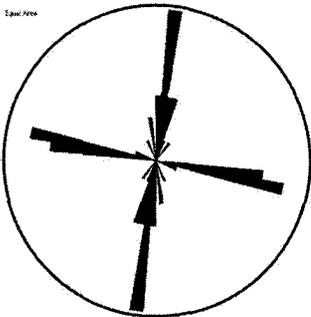
Rivière Becscie

06-EB-056

Levé par inventaire

Fréquence, n = 34

Longueur cumulée, n = 1375 cm



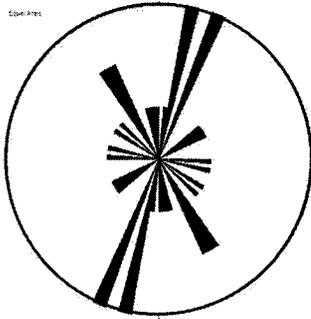
SECTEUR JUPITER

Rivière à la Loutre

06-EB-68

Levé par traverse

n = 21

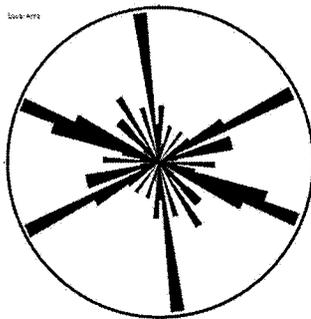


Jupiter-la-Mer

06-EB-057

Levé par traverse

n = 82



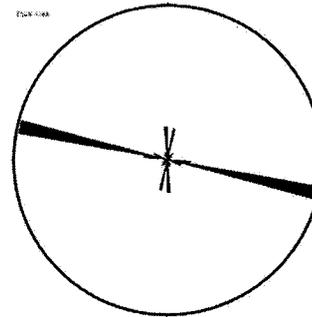
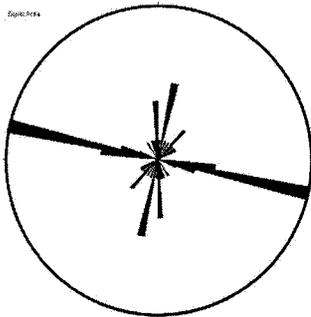
Ruisseau Brise-Culotte

06-EB-058

Levé par inventaire

Fréquence, n = 33

Longueur cumulée, n = 1346 cm



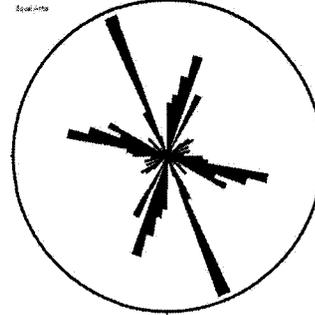
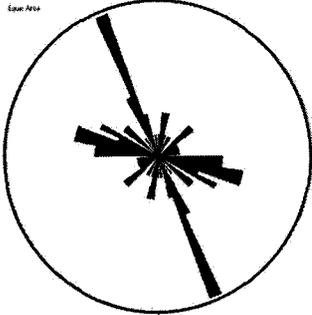
Jupiter18

06-EB-030

Levé par inventaire

Fréquence, $n = 55$

Longueur cumulée, $n = 2293$ cm

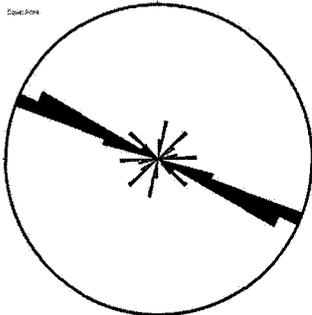


Jupiter 24

06-EB-074

Levé par traverse

$n = 32$



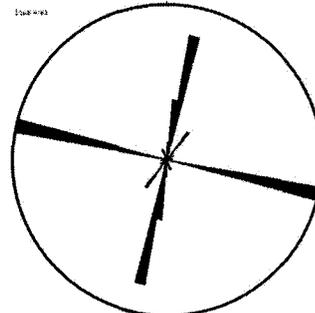
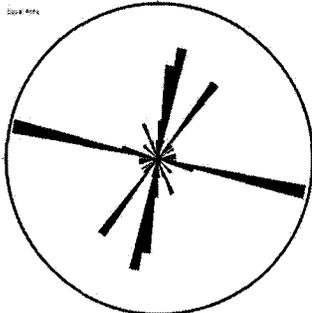
Jupiter 30

06-EB-072

Levé par inventaire

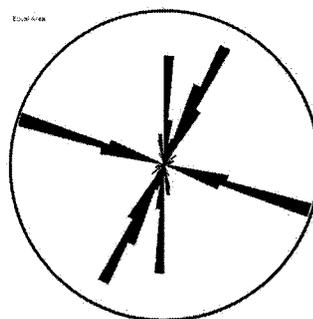
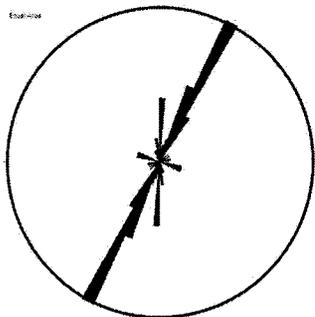
Fréquence, $n = 41$

Longueur cumulée, $n = 1636$ cm



Fréquence, n = 106

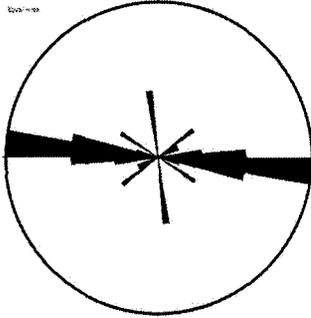
Longueur cumulée, n = 5581 cm



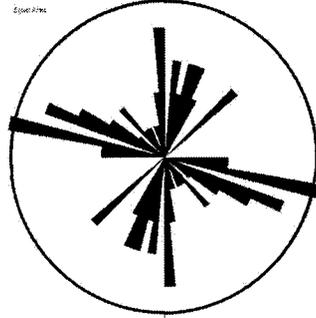
SECTEUR SUD-OUEST ET SUD

Pointe du Sud-Ouest	Levés par traverse	
06-EB-104	06-EB-109	06-EB-110

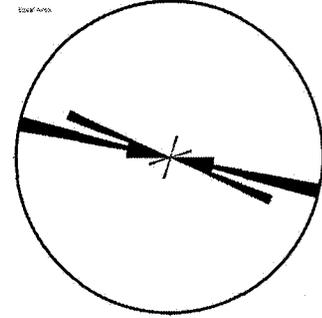
n = 35



n = 33

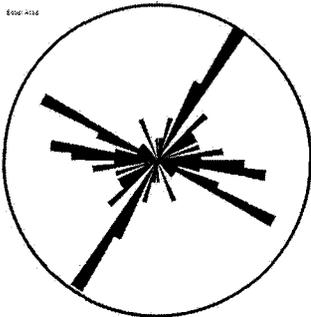


n = 20

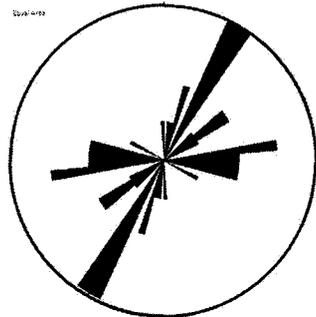


06-EB-116	06-EB-116a	06-EB-116b
------------------	-------------------	-------------------

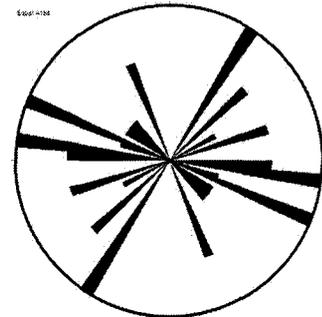
n = 54



n = 31

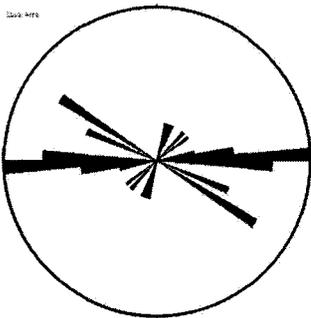


n = 23



Pointe du Sud-Ouest	06-EB-121	Levé par traverse
----------------------------	------------------	--------------------------

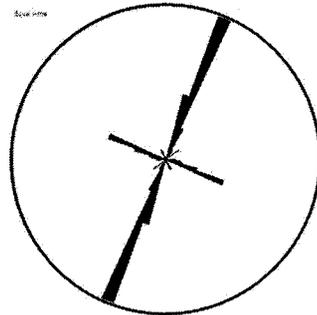
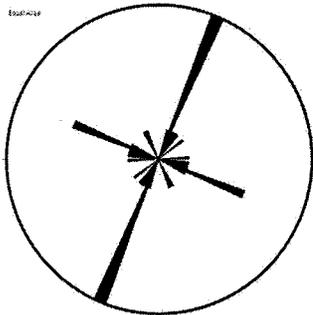
n = 20



Pointe du Sud-Ouest **06-EB-108** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 20

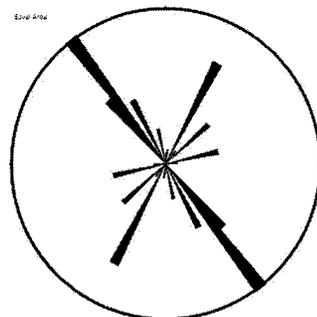
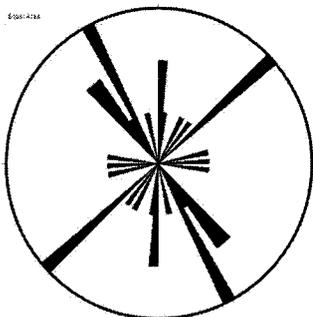
Longueur cumulée, n = 1470 cm



Pointe du Sud-Ouest **06-EB-118a** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 20

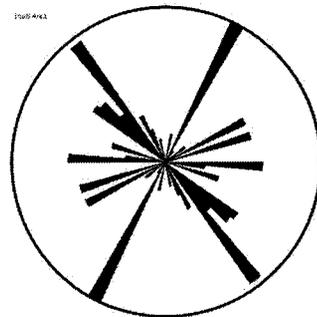
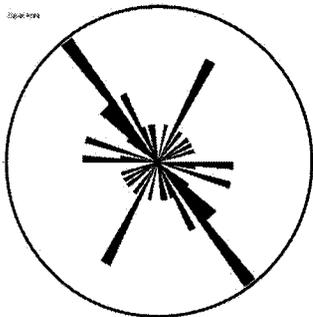
Longueur cumulée, n = 3593 cm



Pointe du Sud-Ouest **06-EB-118b** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 27

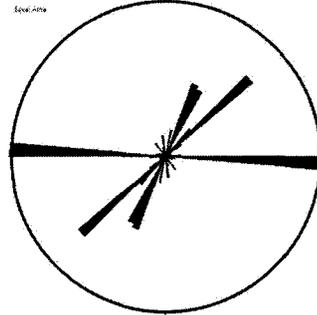
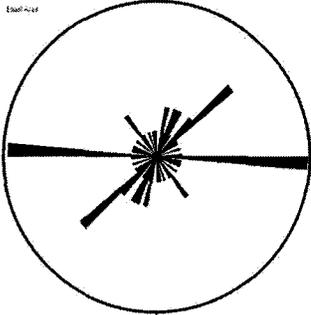
Longueur cumulée, n = 2471 cm



Rivière à la Chute **06-EB-125** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 34

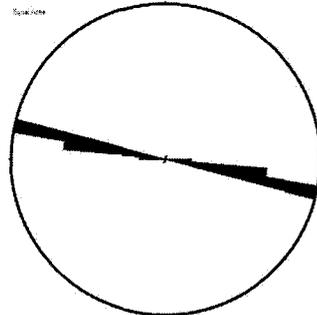
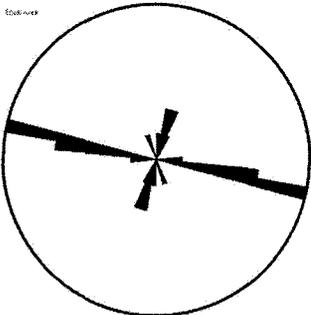
Longueur cumulée, n = 2607 cm



Rivière aux Rats **06-EB-127** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 23

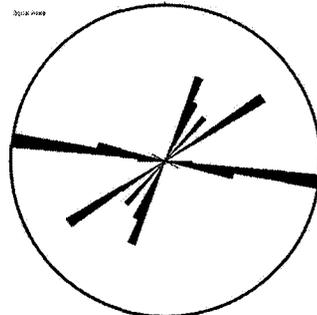
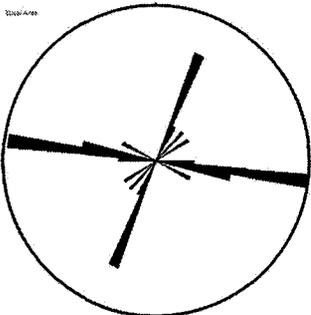
Longueur cumulée, n = 7042 cm



Rivière aux Rats **06-EB-128** **Levé par inventaire**

Fréquence, n = 14

Longueur cumulée, n = 1540 cm



**SYNTHÈSE DU REGROUPEMENT DES DONNÉES PAR ZONES
STRUCTURALES**

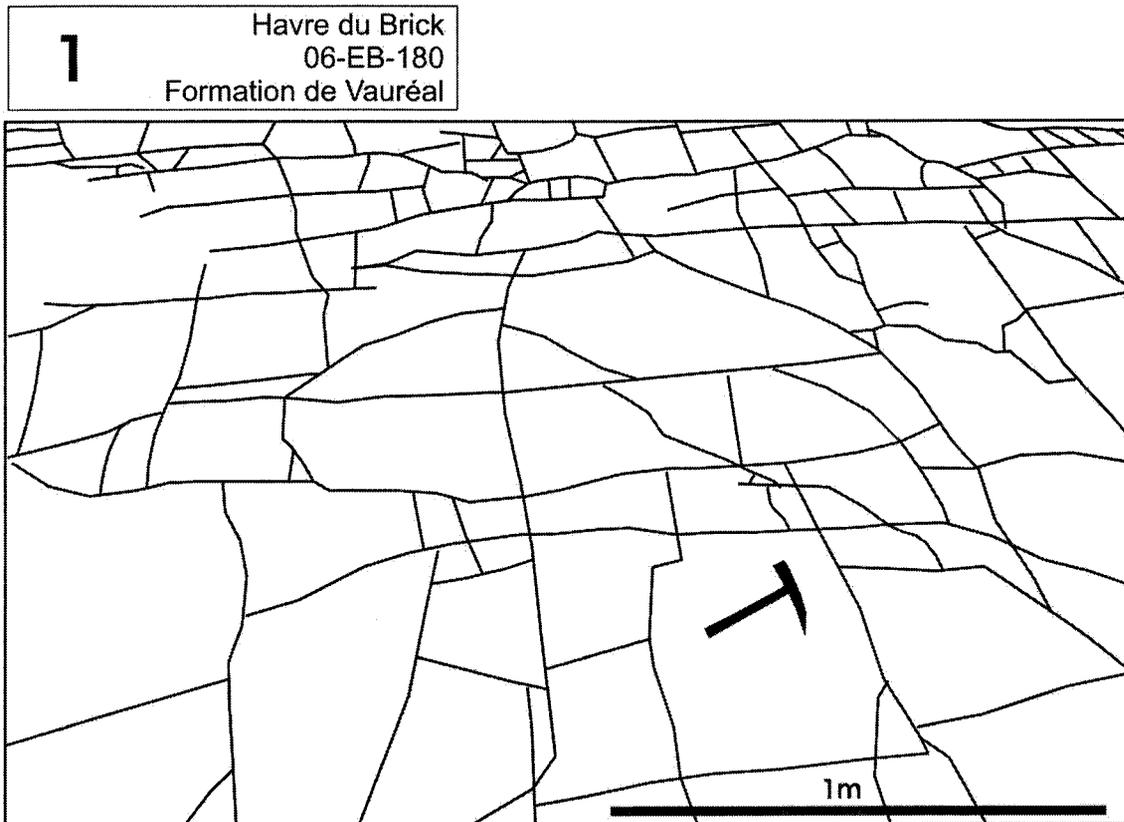
Rosaces synthétiques (voir figure 11)	Regroupement des stations d'analyse de fracturation
V1	06-EB-082
V2	06-EB-075 et 06-EB-078
V3	06-EB-002, 06-EB-178 et 06-EB-180
V4	06-EB-023
E1	06-EB-150 et 06-EB-153
E2	06-EB-088, 06-EB-091 et 06-EB-093
B1	06-EB-036, 06-EB-053, 06-EB-054, 06-EB-056 et 06-EB-083
B2	06-EB-046 et 06-EB-049
G1	06-EB-030, 06-EB-068, 06-EB-072 et 06-EB-074
J1	06-EB-057 et 06-EB-058
C1	06-EB-094, 06-EB-104, 06-EB-108, 06-EB-109 et 06-EB-110
C2	06-EB-118
C3	06-EB-116, 06-EB-121 et 06-EB-125
C4	06-EB-127 et 06-EB-128
C5	06-EB-104, 06-EB-108, 06-EB-109, 06-EB-110, 06-EB-116, 06-EB-118, 06-EB-121, 06-EB-125, 06-EB-127 et 06-EB-128

V: Vauréal; E: Ellis Bay; B: Becscie; G: Gun River; J: Jupiter; C: Chicotte

Appendice D

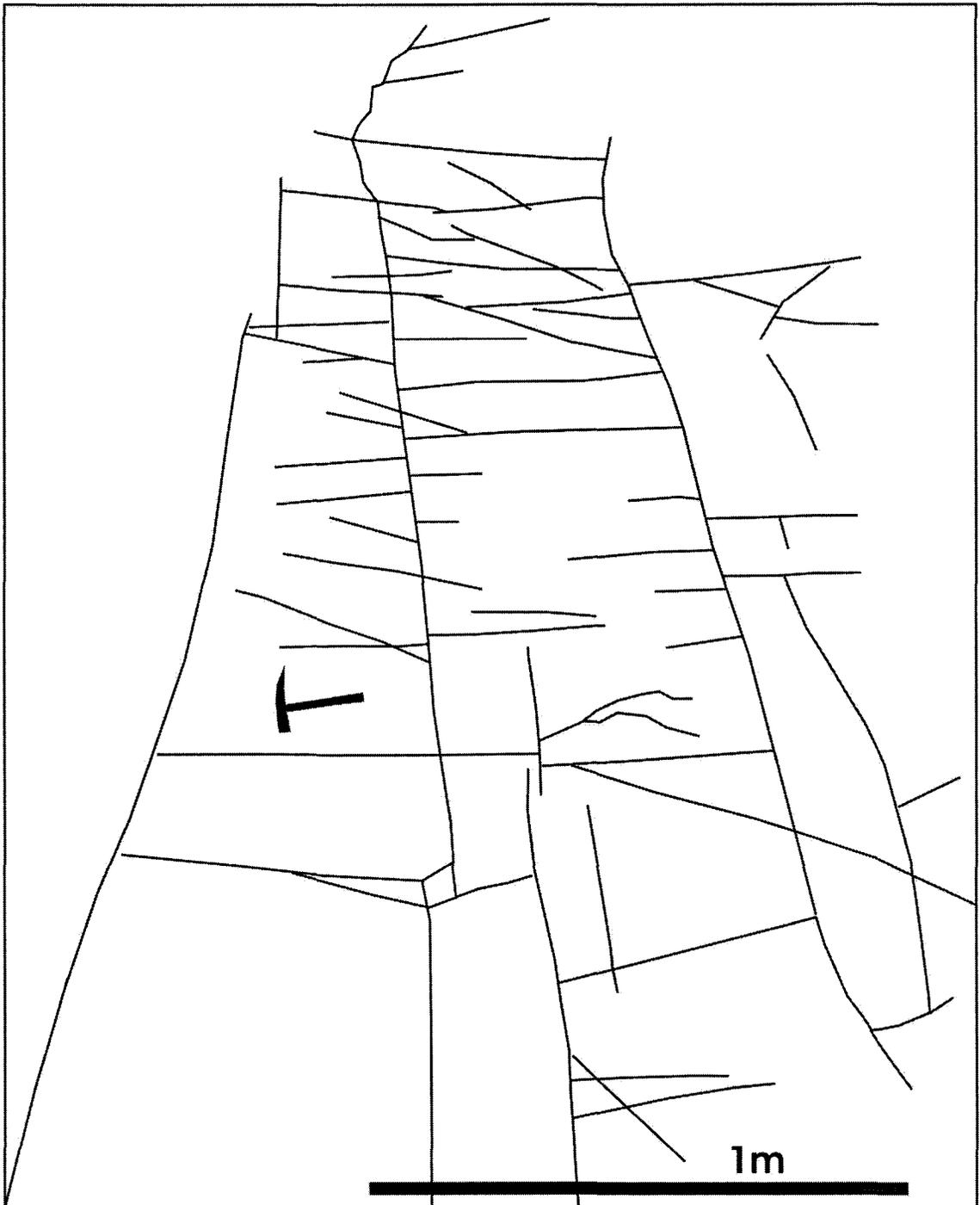
Résultats de l'analyse de fracturation géométrique (cartographie des affleurements)

Les numéros d'affleurements (06-EB-XXX) ainsi que leur localisation sont reportés sur les cartes de l'appendice A. Les numéros de 1 à 11, en gras, correspondent aux stations d'analyse géométrique localisées sur la figure 11. La tête du marteau indique le nord.



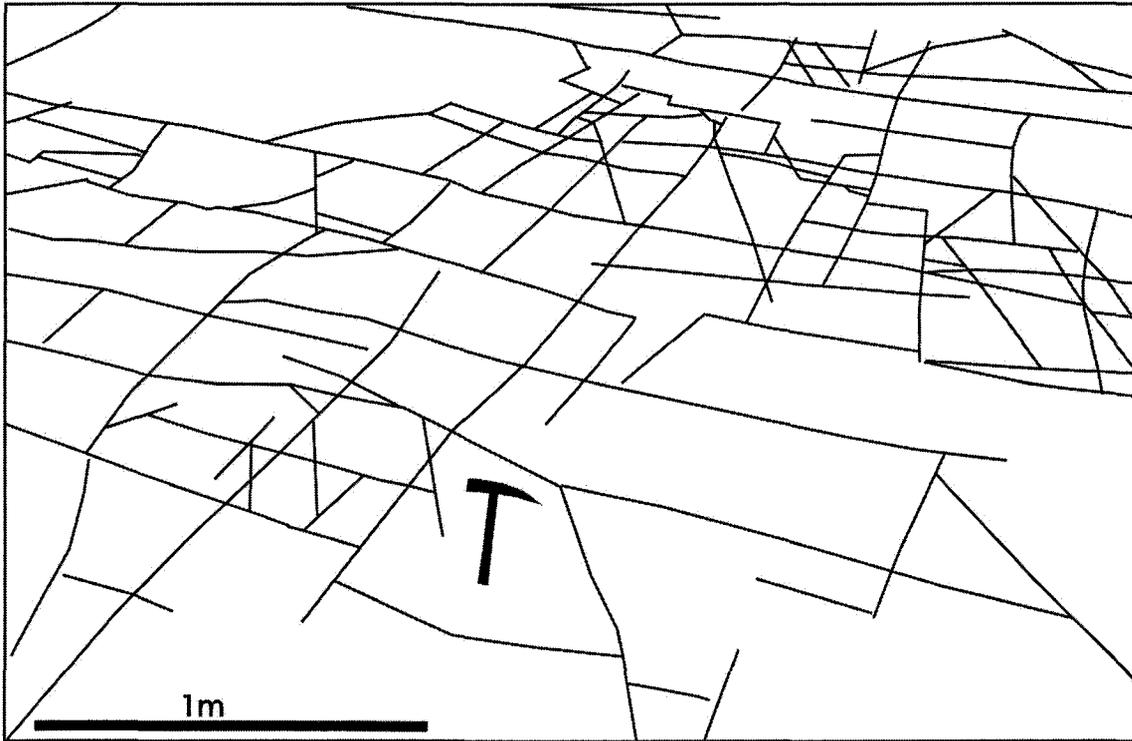
2

Grande Baie Martin
06-EB-178
formation Vauréal



3

Cap de Rabast Ouest
06-EB-002
Formation de Vauréal



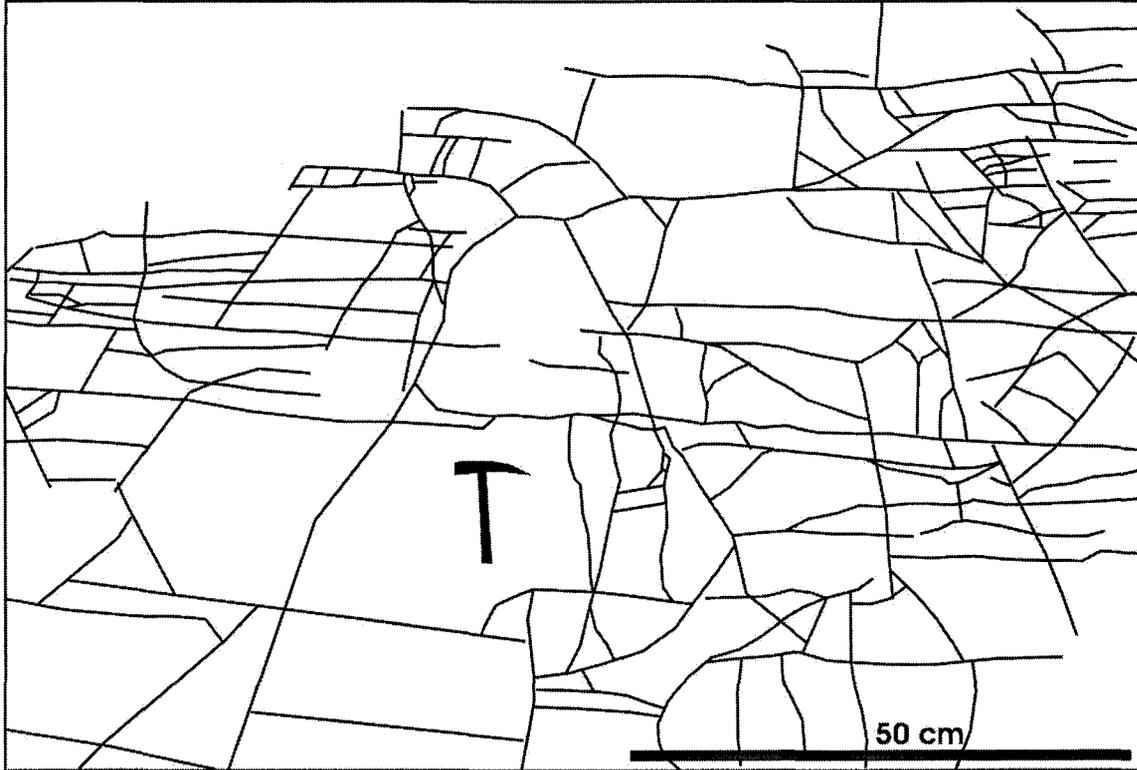
4

Baie Sainte Claire
06-EB-078
formation Vauréal



5

06-EB-075
Baie Sainte Claire
formation Vauréal

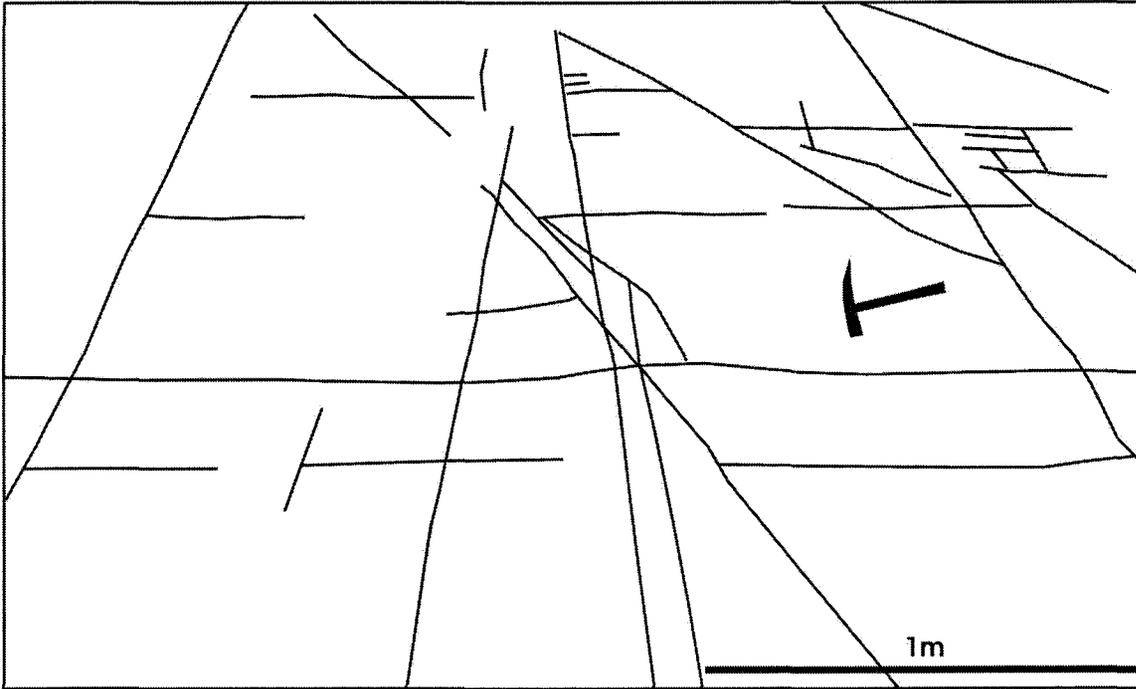


6

Pointe La Framboise
06-EB-153
formation Ellis Bay



7 Port Menier
06-EB-036
formation Ellis Bay



8 Cap Craie
06-EB-054
formation Becscie



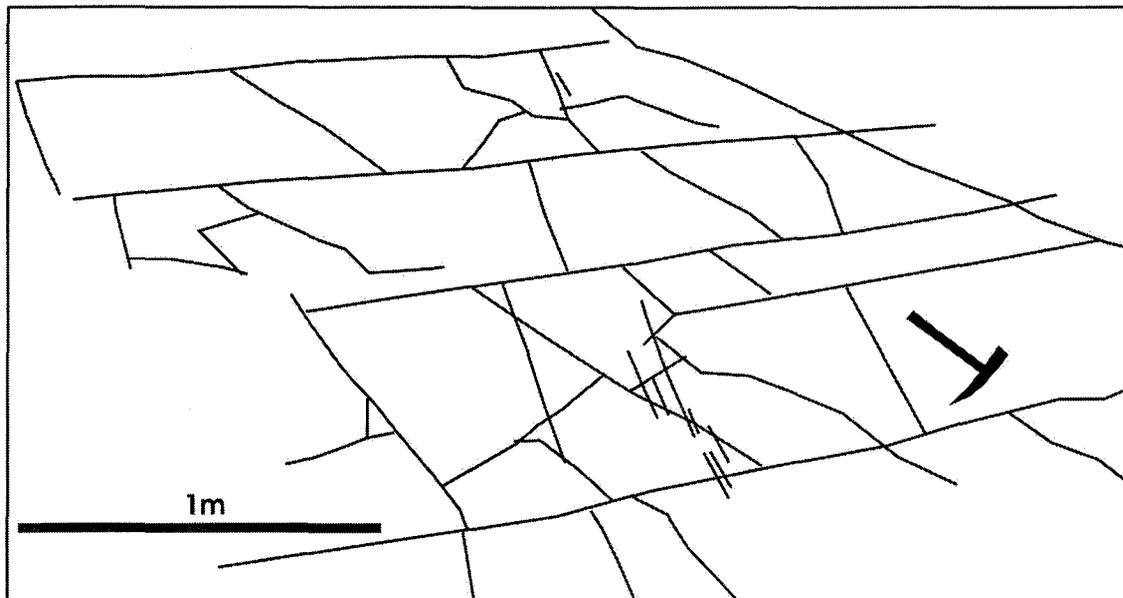
9

Rivière Becscie
06-EB-56
Formation de Becscie



10

Brick la Roche
06-EB-094
formation de Jupiter



11

Rivière aux rats
06-EB-128
formation Chicotte

