

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

Reconstruction de la géométrie du synclinorium de la Baie des Chaleurs au nord de Bonaventure par l'intégration des données géologiques et géophysiques

Par
Diego Tovar

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

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	Nicolas Pinet Commission géologique du Canada
Examineur externe	Jean-Sébastien Marcil Junex Inc.
Directeur de recherche	Michel Malo Institut national de la recherche scientifique
Codirecteur de recherche	Mathieu J. Duchesne Commission géologique du Canada

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier d'abord Dieu : Celui qui a l'Être par essence et non par emprunt. Celui qui a créé toutes les choses à partir de rien, qui les maintient dans l'être et les conduit vers la perfection. Je tiens à remercier le Professeur Michel Malo, mon directeur de recherche, de m'avoir ouvert les portes de l'INRS, de m'avoir fait confiance du début à la fin, de sa direction judicieuse et d'avoir fait preuve de générosité, patience et magnanimité au cours de mon séjour à l'INRS. Je veux également remercier Mathieu J. Duchesne, mon codirecteur, d'avoir secondé les initiatives du Professeur Malo, d'avoir encadré ma recherche de m'avoir encouragé à poursuivre quand j'en avais besoin. Je tiens à remercier également Nicolas Pinet pour toutes ses suggestions éclairées et de m'avoir initié à la modélisation des données gravimétriques. Je suis également reconnaissant à l'INRS pour le généreux soutien financier. Un grand merci s'adresse à Andrea Amórtegui, Fabio Colmenares et Pedro Restrepo-Pace, d'avoir appuyé ma candidature à la maîtrise à l'INRS; à Pedro aussi pour ses suggestions et idées bien sensées par rapport à l'interprétation sismique; à Junex Inc., d'avoir fourni gracieusement la version retraitée de la ligne sismique 2001-MRN-14A; à Félix-Antoine Comeau pour la préparation et son assistance au cours de la visite de terrain.

Ma reconnaissance va aussi à toutes celles qui, bien que pas directement reliées à mon projet de maîtrise, m'ont énormément aidé pendant ma maîtrise. Je tiens à remercier d'abord ma collègue Charlotte Athurion pour son énorme appui quand j'en avais le plus besoin, en particulière lors du cours de métallogénie. À Linda Aubert, pour son aide inestimable dans plusieurs questions administratives et logistiques. À Suzanne Dussault, d'avoir été toujours attentive, toujours disponible et toujours au secours d'un étudiant en détresse. À Sophie Magos, pour son sourire encourageant et tous ses grands services rendus avec joie. À Elena Konstantinovskaya d'avoir partagé généreusement son bureau lors de l'interprétation sismique. À toutes je suis abondamment débiteur. Mes remerciements s'adressent aussi à mes collègues Jean-François Grenier, Benjamin Saint-Pierre et Benjamin Gosselin-Cliche pour leur appui et accueil amical, aux professeurs Lyal Harris, Bernard Giroux, Marc Richer-Laflèche, Marc Constantin, Pierre-Simon Ross, Georges Beaudoin et Benoît Dubé, d'avoir partagé généreusement le meilleur de leurs connaissances pendant les cours, à Chantal Paquin, Pascale Dion et Jean-Daniel Bourgault

pour leur travail dévoué à la bibliothèque de l'INRS; à tout le personnel administratif du centre ETE, pour leur travail efficace, discret et persévérant.

RÉSUMÉ

L'objectif de cette étude est d'obtenir un modèle structural pour les profils sismiques 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B – d'une longueur totale de 59 km – acquis par le Ministère des Ressources naturelles dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, au Nord de Bonaventure. L'étude vise premièrement à caractériser la géométrie du bassin siluro-dévonien, un bassin successeur post-taconien. Pour cela, une interprétation sismo-stratigraphique contrainte par la carte géologique a été couplée à la modélisation de l'anomalie de Bouguer résiduelle. La base du Groupe de Chaleurs, le Groupe de Mictaw, la discordance taconienne et le socle protérozoïque, localement identifiables sur les profils sismiques, constituent les horizons de référence. Étant donné la qualité faible des données sismiques, la modélisation de l'anomalie de Bouguer résiduelle a été essentielle pour contraindre la géométrie des unités impliquées.

Quatre phases orogéniques reconnues dans la zone d'étude sont représentées par quatre styles de déformation différents. Le premier style de déformation – développé lors de l'orogénèse taconienne – est un système de duplexes vers l'arrière-pays qui implique le Groupe de Maquereau, avec un transport tectonique vers le Sud-est. Le deuxième style de déformation – développé lors d'un épisode d'extension post-taconien – est un système de failles normales listriques contrôlé par un décollement avec une géométrie de plat et rampe. Ces failles convergent en profondeur vers un horizon de décollement au-dessous la discordance taconienne et affectent les roches métamorphiques du Groupe de Maquereau. Le troisième style de déformation – développé lors de la phase de raccourcissement acadien – est représenté par la réactivation des chevauchements taconiens et l'inversion partielle du système de failles normales post-taconiennes, avec un transport tectonique vers le Sud-est. Le quatrième style de déformation correspond à la phase tardive de décrochement dextre acadien, représenté par le système de failles du Grand Pabos, au nord de la zone d'étude.

L'intégration de la cartographie géologique avec l'interprétation des données de sismique-réflexion, la modélisation de l'anomalie de gravité résiduelle et la comparaison avec un modèle analogique a permis d'obtenir un modèle structural cohérent, compatible avec l'ensemble des données disponibles. Ce modèle structural améliore la compréhension de la géométrie de la sous-surface et propose de nouveaux aperçus qui peuvent être utilisés pour mieux comprendre

l'histoire de la déformation dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'anticlinorium d'Aroostook-Percé.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION.....	13
1.1	PROBLÉMATIQUE	13
1.2	OBJECTIFS	16
1.3	MÉTHODOLOGIE	16
1.3.1	<i>Interprétation des profils de sismique-réflexion</i>	<i>19</i>
1.3.2	<i>Séparation du champ régional et modélisation de l'anomalie gravimétrique résiduelle.....</i>	<i>20</i>
1.4	GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	23
1.4.1	<i>Les Appalaches canadiennes</i>	<i>23</i>
1.4.1.1	Divisions temporelles et spatiales des Appalaches canadiennes	24
1.4.1.2	Divisions tectonostratigraphiques de premier ordre	29
1.4.1.3	Évolution tectonique des Appalaches canadiennes	29
1.4.2	<i>La Ceinture de Gaspé</i>	<i>33</i>
1.4.2.1	Stratigraphie de la ceinture de Gaspé	36
1.4.2.2	Déformation	37
1.5	TRAVAUX ANTÉRIEURS DANS LA RÉGION DE BONAVENTURE	39
2	LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE BONAVENTURE.....	42
2.1	GROUPE DE MAQUEREAU (HADRYNIEN–CAMBRIEN INFÉRIEUR).....	43
2.2	LES ROCHES SÉDIMENTAIRES NON MÉTAMORPHISÉES DU CAMBRIEN : LES FORMATIONS DE CORNER-OF-THE-BEACH ET DE MURPHY CREEK.....	43
2.3	LE MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU	43
2.4	LE MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL	45
2.5	LE MÉLANGE DE MCCREA	45
2.6	GROUPE DE MICTAW (DARRIWILLIEN–CARADOCIEN).....	45
2.7	FORMATION D'ARSENAULT (DARRIWILLIEN).....	46
2.8	FORMATION DE GARIN (CARADOCIEN).....	46
2.9	LE GROUPE DE MATAPÉDIA (ASHGILLIEN INFÉRIEUR -AÉRONIEN)	46
2.9.1	<i>Formation de Pabos.....</i>	<i>47</i>
2.9.2	<i>Formation de White Head.....</i>	<i>47</i>
2.10	LE GROUPE DE CHALEURS.....	47
2.10.1	<i>Assemblage silicoclastique inférieur (Rhuddanien-Telychien C6)</i>	<i>48</i>
2.10.2	<i>Assemblage calcaire intermédiaire (Telychien C6-Wenlockien inférieur)</i>	<i>48</i>
2.10.3	<i>L'Assemblage silicoclastique supérieur (Wenlockien supérieur - Lochkovien inférieur)</i>	<i>49</i>
2.11	LA FORMATION DE SAINT-JULES (DÉVONIEN SUPÉRIEUR-TOURNAISIEN)	50
2.12	LA FORMATION DE BONAVENTURE (VISÉEN).....	50

3	SISMIQUE-RÉFLEXION.....	52
3.1	TRAITEMENT SUPPLÉMENTAIRE DES DONNÉES SISMIQUES (MIGRATION POST-SOMMATION EN TEMPS).....	52
3.2	INTERPRÉTATION DES PROFILS SISMIQUES	52
3.2.1	<i>Structures principales</i>	64
3.3	CONVERSION TEMPS-PROFONDEUR.....	65
4	GRAVIMÉTRIE.....	68
4.1	MODÉLISATION DE L'ANOMALIE RÉSIDUELLE	70
4.1.1	<i>Description de la courbe et interprétation</i>	71
5	DISCUSSION.....	73
5.1	CINÉMATIQUE ET CHRONOLOGIE DE LA DÉFORMATION	73
5.2	COMPARAISON AVEC UN MODÈLE ANALOGIQUE ET IMPLICATIONS RÉGIONALES	83
5.3	IMPLICATIONS SUR L'EXPLORATION ET LE POTENTIEL PÉTROLIER.....	87
6	CONCLUSION.....	89
7	RÉFÉRENCES.....	93
	ANNEXES.....	101
	ANNEXE A1 PARAMÈTRES D'ACQUISITION DES PROFILS SISMIQUES 2001-MRN-14B ET 2001-MRN-14B.....	101

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.1.	TABLEAU DE CORRÉLATION DES DIVISIONS TEMPORELLES ET SPATIALES DES ROCHES DE LA RÉGION DES APPALACHES CANADIENNES	26
TABLEAU 1.2.	PRINCIPAUX TRAVAUX DANS LA ZONE D'ÉTUDE DEPUIS 1987.	41
TABLEAU 3.1	PROFONDEUR DES SOMMETS DES FORMATIONS TRAVERSÉES PAR LE PUIT PASPÉBIAC NO. 1	57
TABLEAU 3.2	MOYENNES DES VITESSES D'INTERVALLE DES UNITÉS INTERPRÉTÉES.	66
TABLEAU 4.1.	MOYENNES DE DENSITÉ DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA BAIE DES CHALEURS	69

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1.	CARTE DE LOCALISATION DES COUPES GÉOLOGIQUES PROPOSÉES ANTÉRIEUREMENT DANS LE SYNCLINORIUM DE LA BAIE DES CHALEURS	14
FIGURE 1.2.	COUPES GÉOLOGIQUES DANS LE SYNCLINORIUM DE LA BAIE DES CHALEURS PROPOSÉES ANTÉRIEUREMENT À LA PRÉSENTE ÉTUDE.....	15
FIGURE 1.3.	CARTE DE LOCALISATION DES PROFILS SISMIQUES ACQUIS PAR LE MRN EN GASPÉSIE.	17
FIGURE 1.4.	CARTE DE LOCALISATION DES PROFILS SISMIQUES 2001-MRN-14A ET 2001-MRN-14B ET DU Puits PASPÉBIAC-1.....	18
FIGURE 1.5.	DÉCOMPOSITION DE L'ANOMALIE DE BOUGUER SUR UN PROFIL.....	21
FIGURE 1.6.	APPROXIMATION POLYGONALE DE LA COUPE VERTICALE D'UN CORPS IRRÉGULIER	22
FIGURE 1.7.	MÉTHODE DE TRAVAIL.	23
FIGURE 1.8.	ÉLÉMENTS TECTONIQUES MAJEURS ET LOCALISATION DES APPALACHES	25
FIGURE 1.9.	CARTE DE LOCALISATION DES ZONES DU PALÉOZOÏQUE PRÉCOCE ET PLUS ANCIEN ET LA CEINTURE DE GASPÉ DANS LES APPALACHES CANADIENNES.....	27
FIGURE 1.10.	CARTE DE LOCALISATION DES CEINTURES DU PALÉOZOÏQUE MÉDIAN DES APPALACHES CANADIENNES.....	27
FIGURE 1.11.	CARTE DE LOCALISATION DES BASSINS POST-ACADIENS DU PALÉOZOÏQUE TARDIF ET GRABENS DU MÉSOZOÏQUE DES APPALACHES CANADIENNES	28
FIGURE 1.12.	CARTE TECTONOSTRATIGRAPHIQUE DES APPALACHES DU NORD ILLUSTRANT LA DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE DES ÉLÉMENTS TECTONIQUES MAJEURS	28
FIGURE 1.13.	MARGE CONTINENTALE DE LAURENTIA AU PALÉOZOÏQUE PRÉCOCE.....	30
FIGURE 1.14.	PALÉOGÉOGRAPHIE DES OCÉANS IAPETUS ET RHÉIQUE AU COURS DU CAMBRIEN PRÉCOCE.....	32
FIGURE 1.15.	PHASES OROGÉNIQUES MAJEURES DANS LES APPALACHES CANADIENNES, COMPILÉES DE VAN STAAL <i>ET AL.</i> , (2009).	34
FIGURE 1.16.	CARTE DES APPALACHES DU NORD ILLUSTRANT LA DISTRIBUTION DE L'EMPREINTE DES DIFFÉRENTES OROGÉNÈSES ET LE PLUTONISME ASSOCIÉ AU COURS DU SILURIEN-CARBONIFÈRE PRÉCOCE	35
FIGURE 1.17.	CEINTURE DE GASPÉ ET ZONES CAMBRO-ORDOVICIENNES DES APPALACHES CANADIENNES	35
FIGURE 1.18.	PRINCIPAUX DOMAINES TECTONOSTRATIGRAPHIQUES DANS LA CEINTURE DE GASPÉ	36
FIGURE 1.19.	RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS SÉDIMENTOLOGIQUES, MAGMATIQUES ET TECTONIQUES DANS LA CEINTURE DE GASPÉ.....	38
FIGURE 1.20.	CARTE GÉOLOGIQUE DE LA GASPÉSIE ILLUSTRANT LES TRAITs STRUCTURAUX ACADIENS	40
FIGURE 2.1	CARTE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINORIUM DE LA BAIE DE CHALEURS.....	42
FIGURE 2.2	CORRÉLATION DES UNITÉS LITHO-STRATIGRAPHIQUES DU SYNCLINORIUM DE LA BAIE DE CHALEURS ET DE L'ANTICLINORIUM D'AROOSTOOK-PERCÉ.....	44
FIGURE 3.1.	PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14A. MIGRATION APRÈS-SOMMATION (GAPS LTD., 2002)	53
FIGURE 3.2.	PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14B. MIGRATION AVANT-SOMMATION (GAPS, 2002)	54

FIGURE 3.3.	PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14A. MIGRATION AVANT-SOMMATION	55
FIGURE 3.4.	PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14B VERSION RETRAITÉE.....	56
FIGURE 3.5.	PROFILS SISMIQUES 2001- MNR-14A (ROBERTSON RESEARCH, 2004) ET 2001-MRN-14B (GAPS, 2002) MIGRÉS AVANT SOMMATION (AMPLITUDE)	58
FIGURE 3.6.	REPRÉSENTATION PAR ENVELOPPE DES PROFILS SISMIQUES 2001- MNR-14A (ROBERTSON RESEARCH, 2004) ET 2001-MRN-14B (GAPS, 2002) MIGRÉS AVANT SOMMATION (ENVELOPPE).....	59
FIGURE 3.7.	SISMO-STRATIGRAPHIE DU SYNCLINORIUM DE LA BAIE DE CHALEURS.....	60
FIGURE 3.8.	DÉTAIL DU PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14A MONTRANT LA TRONCATURE DES UNITÉS CAMBRO- ORDOVICIENNES ET LE BISEAU D'AGGRADATION (<i>ONLAP</i>) AU-DESSUS DE LA DISCORDANCE TACONIENNE	61
FIGURE 3.9.	DÉTAIL DU PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14B. BISEAU D'AGGRADATION (<i>ONLAP</i>) AU-DESSUS DE LA DISCORDANCE TACONIENNE	62
FIGURE 3.10.	INTERPRÉTATION STRUCTURALE DES PROFILS SISMIQUES 2001- MNR-14A ET 2001-MRN-14B	63
FIGURE 3.11.	INTERPRÉTATION SISMIQUE EN PROFONDEUR SANS EXAGÉRATION VERTICALE	67
FIGURE 4.1.	LOCALISATION DU PROFIL GRAVIMÉTRIQUE (A-A') ET DU PROFIL SISMIQUE 2001-MRN-14 DANS LA CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER DE LA GASPÉSIE	68
FIGURE 4.2.	PROFIL DE GRAVITÉ OBSERVÉE (ANOMALIE TOTALE) EXTRAIT DE LA CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER ET ESTIMATION VISUELLE DU CHAMP RÉGIONAL	69
FIGURE 4.3.	DÉCOMPOSITION DE L'ANOMALIE DE BOUGUER SUR LE PROFIL GRAVIMÉTRIQUE	70
FIGURE 4.4.	MODÉLISATION DES DONNÉES DE GRAVITÉ.....	71
FIGURE 5.1.	SÉQUENCE DE DÉFORMATION POUR LE SYNCLINORIUM DE LA BAIE DES CHALEURS ET L'ANTICLINORIUM D'AROOSTOOK-PERCÉ. C-O : CAMBRO-ORDOVICIEN NON-METAMORPHISÉ; MQ : GROUPE DE MAQUEREAU.	74
FIGURE 5.2.	SCHÉMA SYNOPTIQUE D'UN SYSTÈME DE FAILLES NORMALES LISTRIQUES CONTRÔLÉ PAR UN DÉCOLLEMENT AVEC UNE GÉOMETRIE DE « PLAT ET RAMPE »	82
FIGURE 5.3.	LOCALISATION DES STRUCTURES PRINCIPALES DANS LE SYNCLINORIUM DE LA BAIE DES CHALEURS (MODIFIÉE DE : BRISEBOIS ET NADEAU, 2003; PINET, 2013).....	84
FIGURE 5.4.	SECTION SISMIQUE SYNTHÉTIQUE PERPENDICULAIRE OBTENUE À PARTIR D'UN MODÈLE DE FAILLE LISTRIQUE DE PLAT ET RAMPE	86
FIGURE 5.5	VARIATIONS DES VALEURS DE LA RÉFLECTANCE MOYENNE ESTIMÉE DE LA VITRINITE CHEZ LES DIFFÉRENTES UNITÉS LITOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE SECTEUR EST DU SYNCLINORIUM DE LA BAIE DES CHALEURS ET L'ANTICLINORIUM D'AROOSTOOK –PERCÉ	88

1 INTRODUCTION

1.1 Problématique

Le synclinorium de la Baie des Chaleurs contient un ensemble de plis régionaux de direction NE-SO et de failles majeures de direction principalement E-O et NE-SO, impliquant notamment des roches des groupes de Matapédia et de Chaleurs (Bourque *et al.*, 1993) (**fig. 1.1**). Cet ensemble structural a reçu, au fil du temps, différentes interprétations structurales, parfois contradictoires. Sur la base d'observations de terrain, De Broucker (1987) a interprété des failles au sud-ouest de la boutonnière de Maquereau-Mictaw – telle que la faille de Saint-Jogues Sud – comme des chevauchements à pendage vers le nord-ouest, associés à des plis NE-SO, avec un transport tectonique vers le SE. Brisebois *et al.* (1991) représentent ces failles comme des failles verticales (**fig. 1.2a**). Brisebois et Brun (1994) les représentent comme des failles normales inclinées vers le SE (**fig. 1.2b**). Une coupe géologique construite avec des mesures structurales de surface au Sud de la faille de la Rivière Garin (Bourque *et al.*, 1993; Kirkwood, 1999) reprend les relations géométriques initialement décrites par De Broucker (1987) (**fig. 1.2c**).

La connaissance de la géologie de sous-surface du synclinorium de la Baie des Chaleurs et de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé est assez restreinte en raison du peu de données de sismique-réflexion, la qualité faible de celles-ci et le peu de forages profonds. Bien que la compréhension régionale de la géologie de surface de la ceinture de Gaspé soit assez complète, la géométrie du bassin, le style structural et l'histoire tectonique demeurent peu connus dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. En particulier, des incertitudes existent quant aux épaisseurs de la succession sédimentaire post-taconienne, la profondeur et la nature des unités cambro-ordoviciennes et l'empreinte des épisodes tectoniques tels que l'orogénèse taconienne et la pulsation salinienne, documentés ailleurs dans la ceinture de Gaspé. En l'absence de contraintes en sous-surface, l'origine, la cinématique et la chronologie des failles et des plis acadiens et le style structural restent assez spéculatifs.

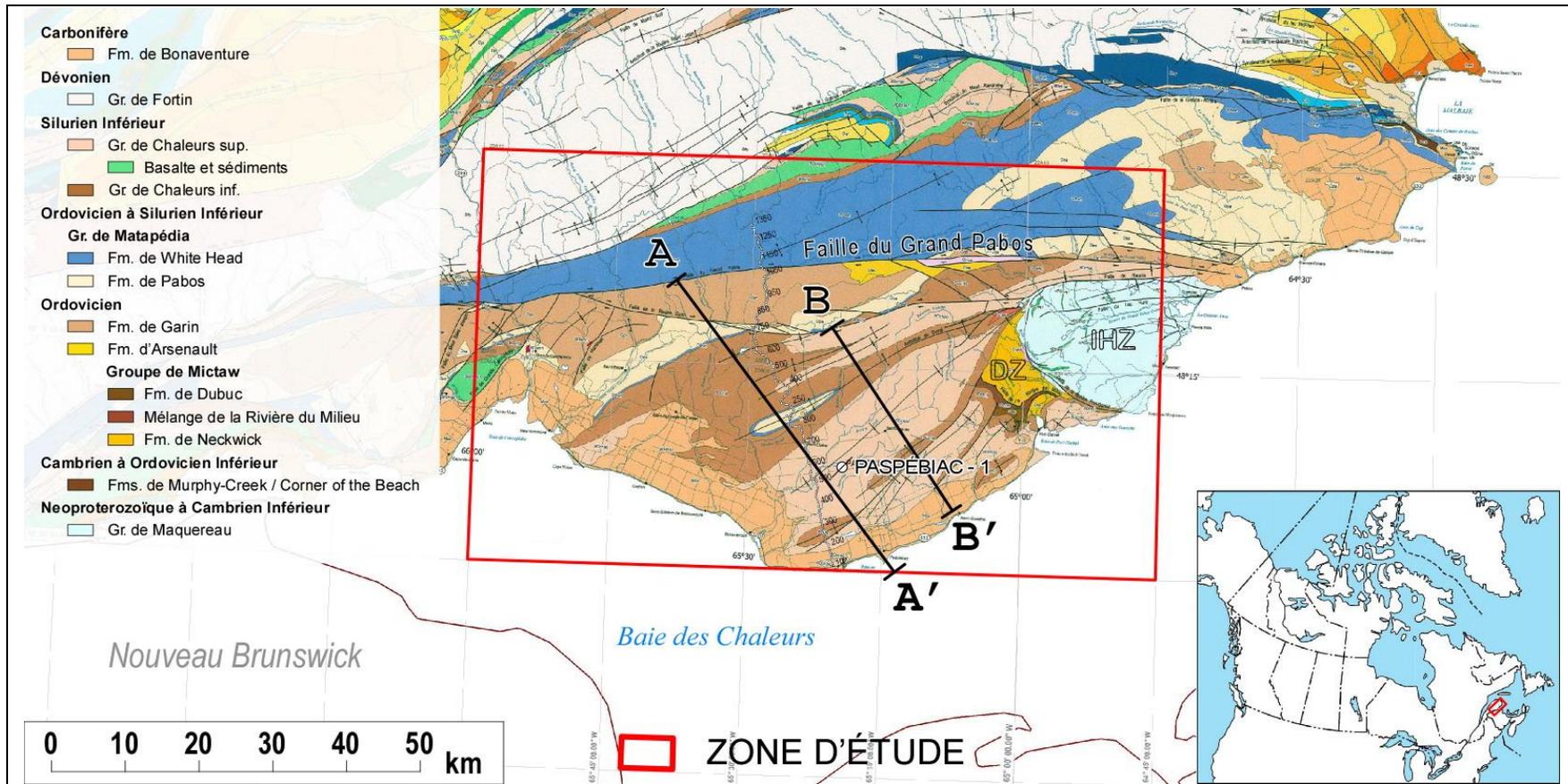


Figure 1.1. Carte de localisation des coupes géologiques proposées antérieurement dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs. DZ : zone de Dunnage; IHZ : zone d'Humber interne. A – A' : Brisebois *et al.* (1991) et Brisebois et Brun (1994); B – B' : Kirkwood (1999) (modifiée de : Brisebois et Nadeau, 2003).

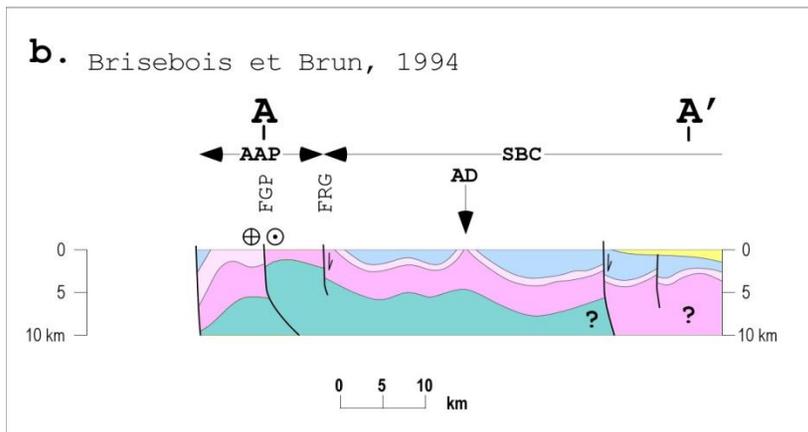
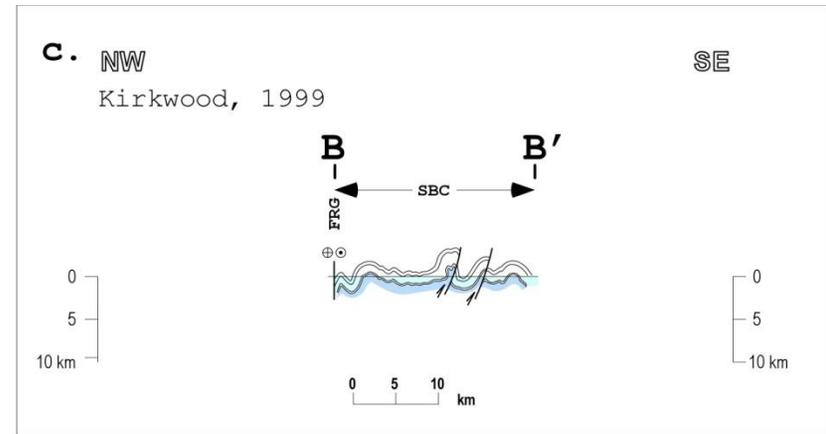
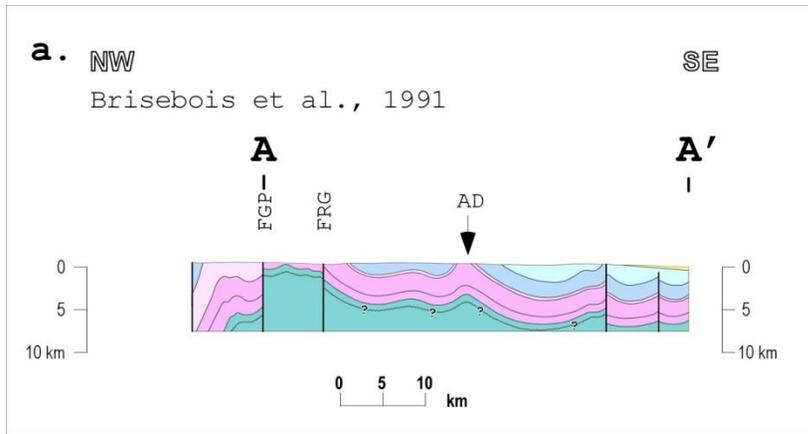


Figure 1.2. Coupes géologiques dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs proposées antérieurement à la présente étude. FGP : Faille du Grand Pabos. FRG : Faille de la Rivière Garin. AD : Anticlin de Duval. AAP : Anticlinorium d'Aroostook-Percé. SBC : Synclinorium de la Baie des Chaleurs (pour la localisation, voir la figure 1.1).

Un programme régional d'acquisition de données de sismique-réflexion 2D d'environ 470 km a été mené par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN) dans la ceinture de Gaspé entre 2000 et 2003 (**fig. 1.3**). Ces données ont été étudiées et interprétées dans d'autres parties de la ceinture Gaspé (Kirkwood *et al.*, 2004; Bêche *et al.*, 2007; Pinet, 2013), exceptés les profils 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B, acquis au niveau du synclinorium de la Baie des Chaleurs et d'un secteur de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. Les profils sismiques 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B (**figs. 1.3 et 1.4**) – d'une longueur totale de 59 km, peuvent contraindre en profondeur le modèle structural régional de la ceinture de Gaspé. Toutefois, l'interprétation des données sismiques est confrontée à deux problèmes : (1) le rapport signal-sur-bruit est faible, en particulier pour le profil MRN-2001-14B, et (2) les forts pendages des couches géologiques ont rendu l'acquisition et le traitement des données difficiles. Pour aborder cette étude, on dispose des données sommées et migrées en temps, dont le signal se dégrade rapidement avec la profondeur.

1.2 Objectifs

L'objectif général de cette étude est d'obtenir une interprétation structurale – aussi complète et contrainte que possible – le long des profils sismiques 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B, acquis au Nord de Bonaventure (**fig 1.4**). L'étude vise également à caractériser la géométrie du bassin successeur post-taconien, le style structural et reconstruire l'histoire de la déformation du synclinorium de la Baie des Chaleurs. Les objectifs spécifiques sont d'estimer la profondeur, la géométrie et la nature des unités cambro-ordoviciennes ainsi que de caractériser la géométrie des plis et la cinématique des failles acadiennes cartographiées à la surface.

1.3 Méthodologie

Au cours de cette recherche, quatre types de données acquises dans la zone d'étude étaient disponibles: (1) la carte géologique à l'échelle 1:50.000 du Ministère des Ressources naturelles (Lachambre et Brisebois, 1990), (2) 59 km de profils de sismique-réflexion (Ministère des Ressources naturelles, 2001-2002), (3) les diagraphies du puits Paspébiac No. 1, foré jusqu'à la profondeur de 1800 m (Junex, 2008) et (4) les données gravimétriques et aéromagnétiques de la Gaspésie (Pinet *et al.*, 2005). Pour répondre aux objectifs proposés, trois méthodes ont été en-

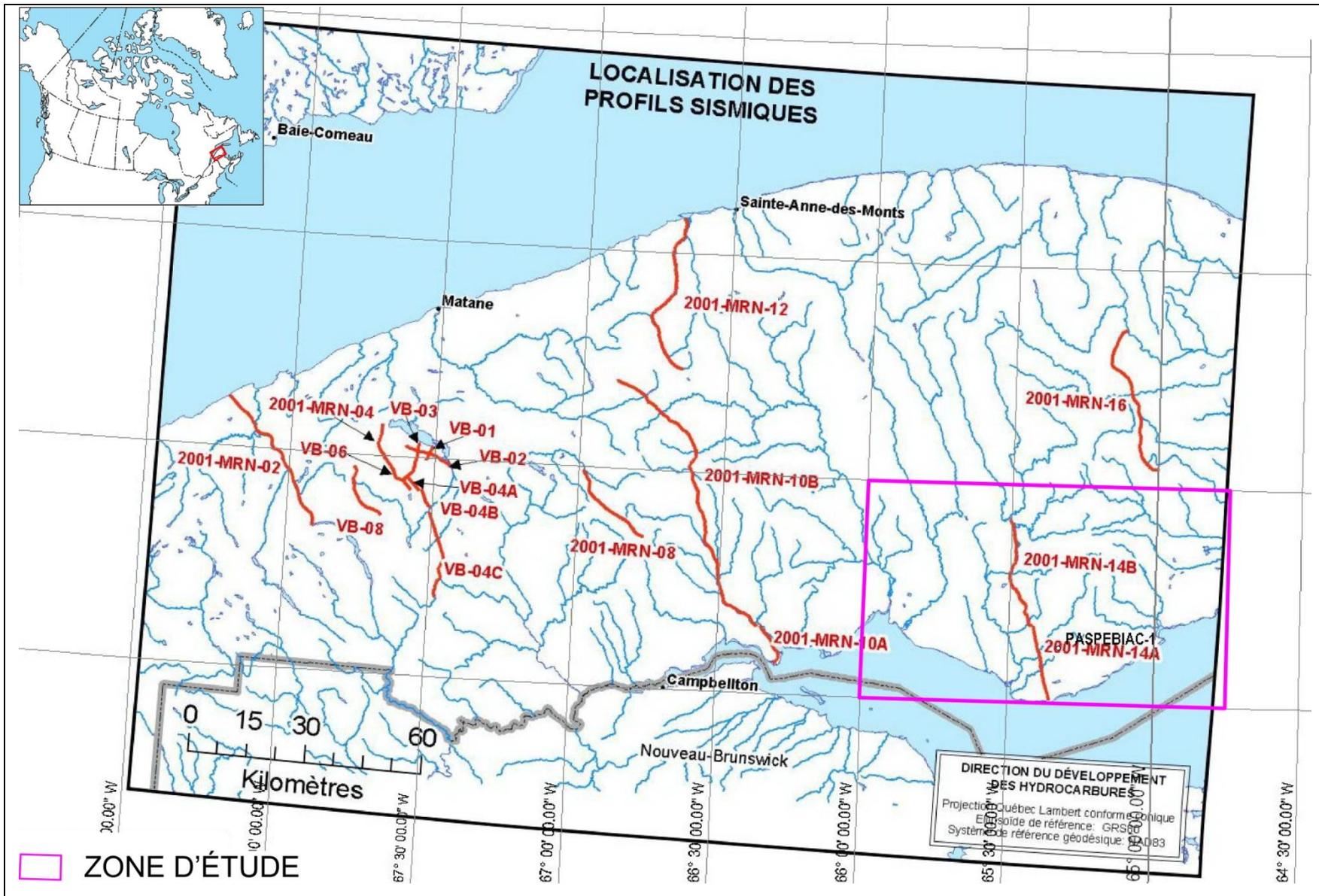


Figure 1.3. Carte de localisation des profils sismiques acquis par le MRN en Gaspésie.

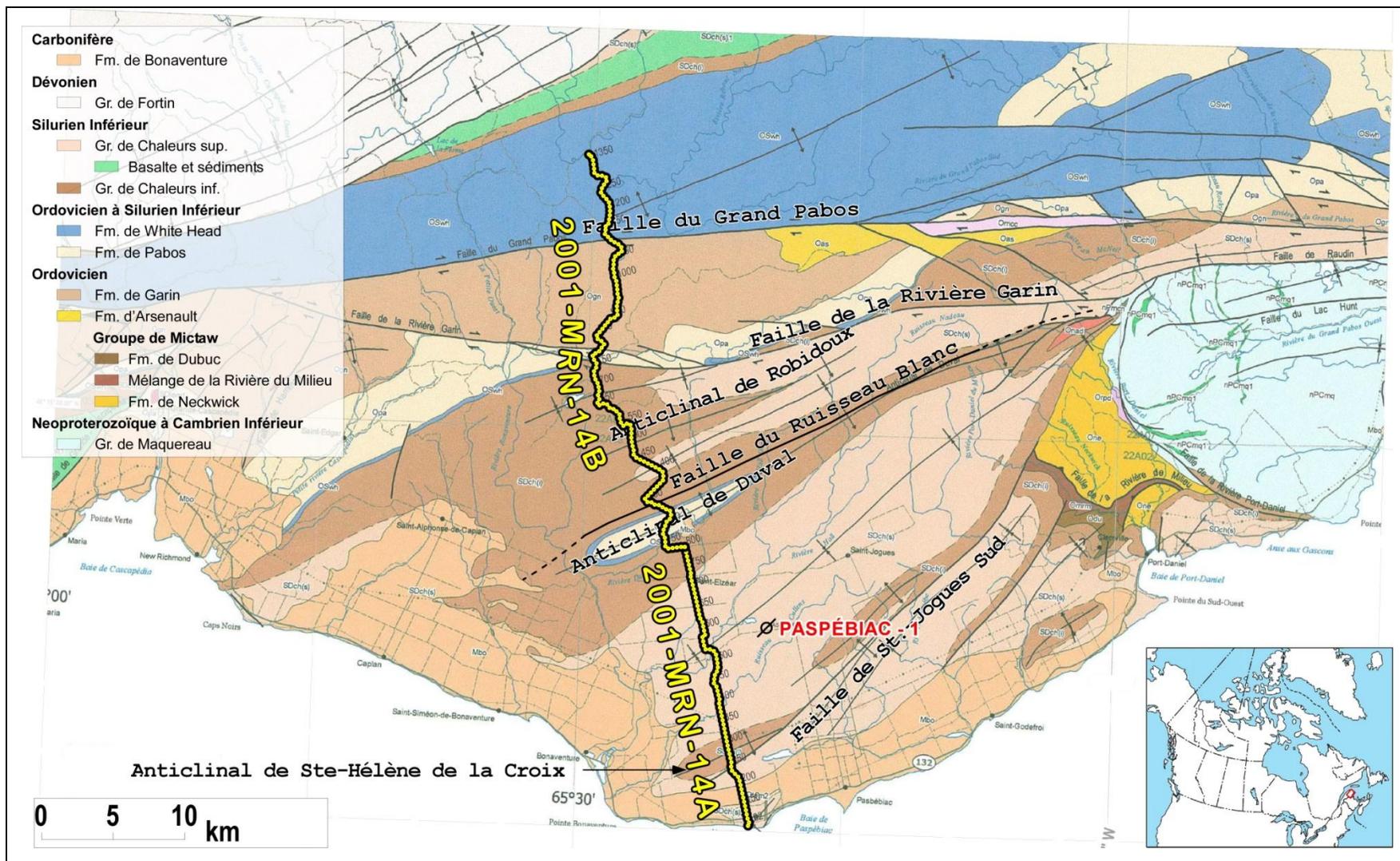


Figure 1.4. Carte de localisation des profils sismiques 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B et du puits Paspébiac-1, au Nord de la Baie des Chaleurs (modifiée de : Brisebois et Nadeau, 2003).

visagées : (1) l'interprétation des profils de sismique-réflexion et leur corrélation avec la carte géologique et les données de puits, (2) la modélisation de l'anomalie gravimétrique résiduelle de Bouguer et (3) la comparaison avec des modèles analogiques. L'interprétation finale résulte donc de l'intégration de données géologiques et géophysiques.

1.3.1 Interprétation des profils de sismique-réflexion

L'interprétation structurale des données sismiques consiste à choisir et suivre des réflexions cohérentes – qui correspondent aux limites des couches identifiées sur des puits ou des cartes géologiques le long d'un profil sismique – afin de repérer des structures géologiques (McQuillin *et al.*, 1984; Dobrin et Savit, 1988; Avseth *et al.*, 2005). L'interprétation structurale implique également l'identification des unités tectono-stratigraphiques, la délinéation d'un réseau de failles et la séparation du socle, là où il est possible (Dobrin et Savit, 1988). L'interprétation géologique repose sur trois hypothèses de base : (1) les événements cohérents observés sur les profils sismiques sont des réflexions provenant des contrastes d'impédance acoustique, (2) ces contrastes sont associés à la stratification et (3) le caractère sismique des réflexions est associé à la lithologie et au contenu en fluide (Sheriff et Geldart, 1995). L'essence de l'interprétation structurale est de reconnaître sur les profils sismiques une configuration, un archétype ou un modèle qui puisse être associé à des analogues connus ou à des modélisations géologiques (Herron, 2011).

La présente interprétation sismique a été réalisée à partir d'hypothèses inspirées par la connaissance géologique de la région et la comparaison avec un modèle analogique qui simule un système des failles normales listriques syn-sédimentaires, observé dans le Golfe du Mexique (McClay, 1995). Une interprétation cinématique, c'est-à-dire, permettant la reconstruction des mouvements qui ont eu lieu au cours de la déformation des unités stratigraphiques, a été favorisée. L'interprétation cinématique veille à ce que tous les éléments impliqués dans la déformation aient la possibilité d'être restitués à l'état non déformé, en honorant l'ensemble des données géologiques, le style structural observé sur le terrain et le modèle cinématique connu dans la région.

1.3.2 Séparation du champ régional et modélisation de l'anomalie gravimétrique résiduelle

Le champ de gravité est une superposition d'anomalies produites par des changements de densité des roches à différentes profondeurs (Telford *et al.*, 1990; Kearey *et al.*, 2002; Lowrie, 2007). L'anomalie de Bouguer est le produit des variations latérales de la densité et la base de l'interprétation des données de gravimétrie acquises en milieu terrestre (Telford *et al.*, 1990; Kearey *et al.*, 2002). La valeur de l'anomalie de Bouguer g_B est obtenue lorsque les corrections pertinentes sont appliquées à la lecture de la gravité observée (Telford *et al.*, 1990) :

$$g_B = g_{obs} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T)$$

où :

g_{obs} est la lecture de la station
 g_t est la gravité théorique
 Δg_L est la correction pour la latitude
 Δg_{FA} est la correction de l'air libre
 Δg_B est la correction de Bouguer
 Δg_T est la correction du terrain.

L'anomalie de la gravité est liée aux dimensions, à la profondeur et au contraste de densité entre le corps anomalique et le milieu environnant. Plus particulièrement, la longueur d'onde apparente d'une anomalie est souvent à peu près proportionnelle à la profondeur du corps anomalique (i.e. différent du milieu avoisinant). Les corps profonds génèrent des anomalies de grande longueur d'onde et de faible amplitude – dites « anomalies régionales » (Lowrie, 2007) – tandis que les corps peu profonds (à l'exception de corps tabulaires) causent généralement des anomalies de courte longueur d'onde (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007). Cette propriété est en fait utilisée pour séparer partiellement les effets de corps anomaliques localisés à des profondeurs différentes (Telford *et al.*, 1990). Une fois le champ régional soustrait du champ total, l'anomalie est dite « résiduelle ».

Une façon simple de prédire le champ régional sur un profil de gravité consiste à ajuster visuellement la tendance de plus grande échelle avec une courbe lisse (Lowrie, 2007) (**fig. 1.5**). Après que la composante régionale ait été estimée et soustraite, le problème de l'interprétation se réduit à trouver la distribution de la masse responsable de l'anomalie résiduelle (Telford *et al.*,

1990; Pinet *et al.*, 2006; Lowrie, 2007). Il est important de noter que l'interprétation de l'anomalie de la gravité n'est pas unique, c'est-à-dire que différentes distributions de densité peuvent produire la même anomalie (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007). La méthode 2D (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007) part du principe que le corps anomalique a une longueur infinie, parallèle à la direction de la structure; l'anomalie de gravité peut être calculée en rempla-

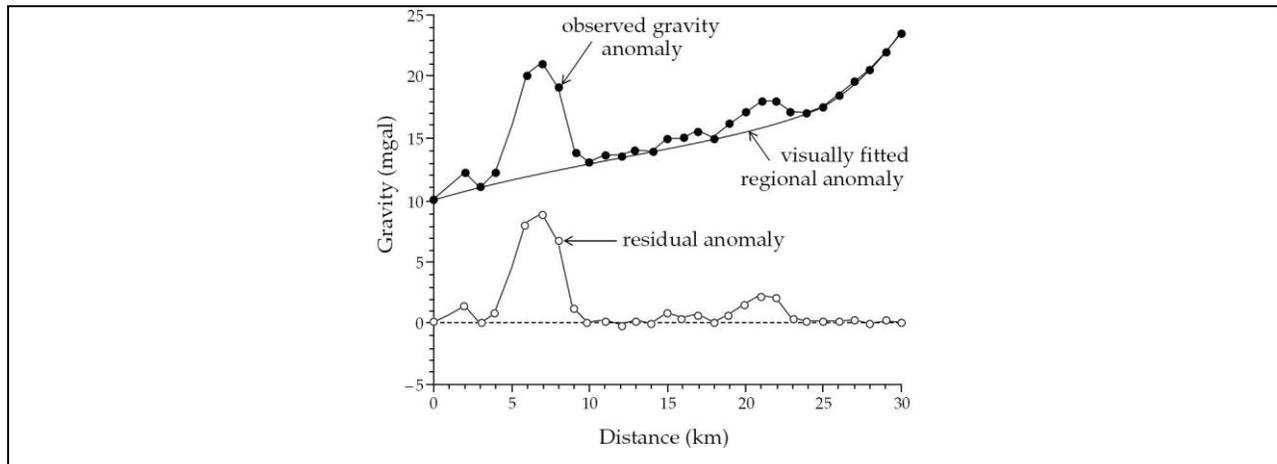


Figure 1.5. Décomposition de l'anomalie de Bouguer sur un profil, par un ajustement visuel d'une tendance de grande échelle avec une courbe lissée (tirée de Lowrie, 2007).

çant la section verticale du corps par un polygone de n côtés (fig. 1.6). L'anomalie de la gravité de ce polygone est égale à l'intégrale de la ligne autour du périmètre (Telford *et al.*, 1990). Des conditions aux limites peuvent aussi être appliquées pour restreindre l'étendue horizontale du corps (Lowrie, 2007). Le calcul des effets du modèle est appelé la méthode d'interprétation directe (*forward approach*). La sélection d'un modèle raisonnable est faite à l'aide de l'information géologique et de l'expérience de la personne en charge de l'interprétation (Telford *et al.*, 1990) ainsi que de l'accord entre les anomalies gravimétriques calculées et mesurées.

La méthodologie utilisée dans le cadre de cette recherche est présentée à la fig. 1.7. À partir des données sismiques déjà sommées (1), une migration post-sommation dans le domaine fréquence-nombre d'onde (2) est appliquée sur le profil 2001-MRN-14B afin d'améliorer l'imagerie des structures géologiques. Les données de puits (5) sont converties en temps-double (TWT) au moyen d'une diagraphie acoustique. L'interprétation sismique préliminaire (5) est contrainte par la carte géologique (3) et les sommets des unités litho-stratigraphiques traversées par le puits (4). Pour se servir de l'interprétation sismique lors de la modélisation de la gravité, l'interprétation sismique est convertie en profondeur (6) à l'aide des vitesses d'intervalle dérivées lors du

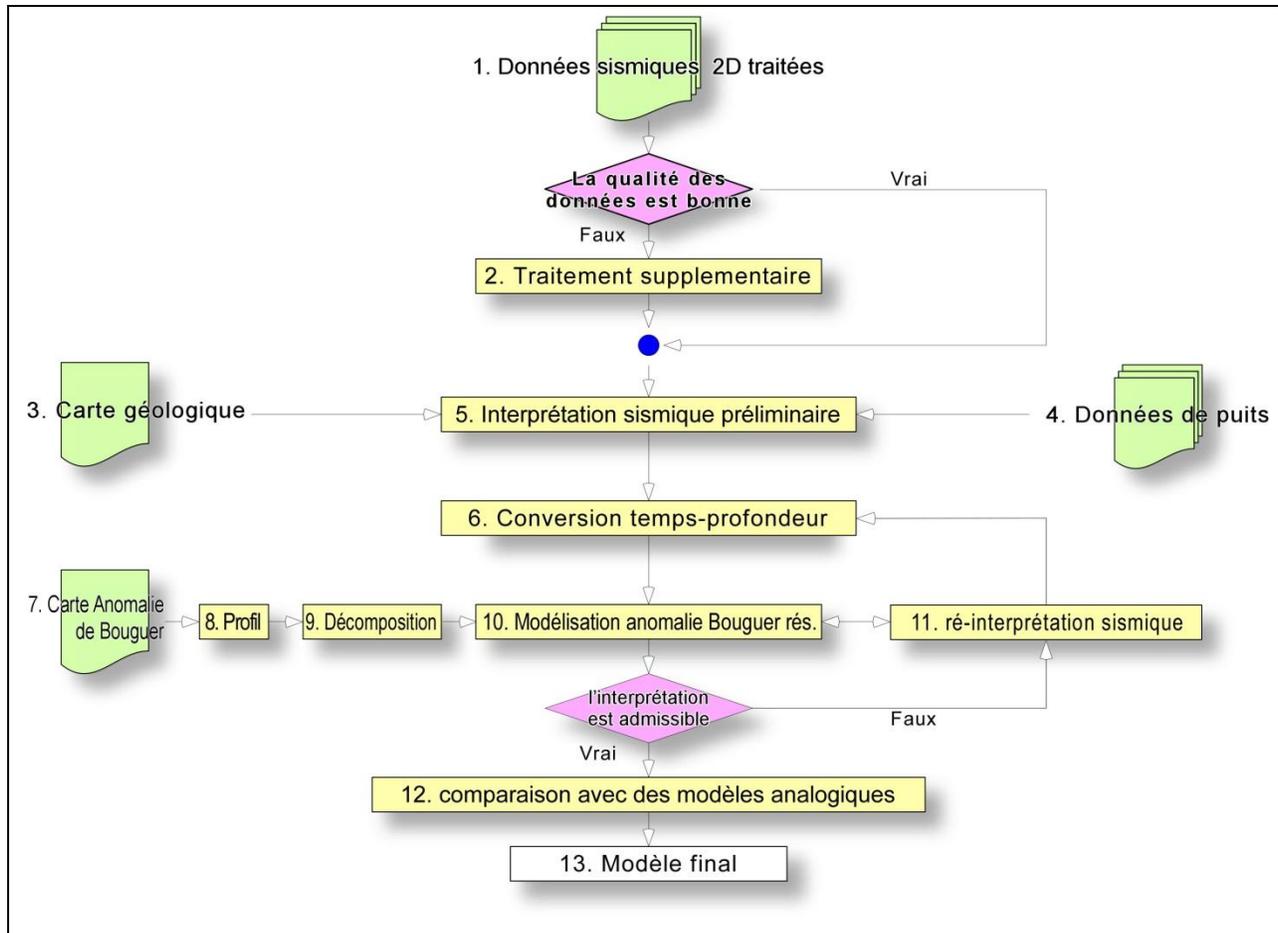


Figure 1.7. Méthode de travail utilisée pour produire le modèle structural de la région à l'étude (voir la description dans le texte).

1.4 Géologie régionale.

1.4.1 Les Appalaches canadiennes

La chaîne de montagnes des Appalaches (**fig. 1.8**) est un orogène d'accrétion construit le long de la marge laurentienne au cours du Paléozoïque lors d'un cycle complet de Wilson d'ouverture et de fermeture des océans Iapetus (Cambrien au Dévonien inférieur) et Rhéique (Dévonien-Carbonifère), suite à la désintégration du supercontinent Rodinia et l'assemblage des continents pour former le supercontinent Pangée (Williams, 1995a; van Staal, 2005; Hatcher, 2005; 2010). Les Appalaches s'étendent de la marge continentale de Terre-Neuve – au nord-est – jusqu'à la sous-surface en dessous de la plaine côtière de l'Alabama et de la Géorgie – au sud-west – sur environ 3000 km (Hatcher, 2010). La portion comprise entre l'Alabama et la rivière de Hudson

est appelée « les Appalaches du Sud et Centre » et la portion comprise entre la rivière de Hudson et l'île de Terre-Neuve est appelée « les Appalaches du Nord » (Hatcher, 2010).

1.4.1.1 Divisions temporelles et spatiales des Appalaches canadiennes

Les roches des Appalaches canadiennes ont été divisées en quatre ensembles temporels majeurs (**tableau 1.1**) : (1) le Paléozoïque précoce et plus ancien, (2) le Paléozoïque médian, (3) le Paléozoïque tardif et (4) le Mésozoïque (Williams, 1995b). De façon très schématique, les orogénèses taconienne, acadienne et alléghénienne marquent la transition entre les ensembles (1) et (2); (2) et (3) et (3) et (4), respectivement. La sous-division du Paléozoïque précoce et plus ancien en zones (Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma) et sous-zones dites « taconiennes » (**fig. 1.9**) fut initialement proposée par Williams (1976) et reste aujourd'hui en tant que la division tectonostratigraphique de premier ordre des Appalaches canadiennes (Williams 1995b).

Les roches du Paléozoïque médian sont sous-divisées en ceintures ou « bassins successeurs » post-taconiens (Gaspé, Fredericton, Mascarene, Arisaig, Cap-Breton et Annapolis), qui se trouvent au Québec, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse (**tableau 1.1; fig. 1.10**) (Williams, 1995b). Dans les régions touchées par l'orogénèse taconienne – telles que le socle de la ceinture de Gaspé – les ceintures du Paléozoïque moyen reposent en discordance sur les zones dites « taconiennes » du Paléozoïque précoce et elles recourent latéralement les limites de ces zones. En particulier, la ceinture de Gaspé repose en discordance sur les zones de Humber, de Dunnage et de Gander du Paléozoïque précoce et plus ancien. Dans les zones non touchées par l'orogénèse taconienne – telles que le socle de la ceinture d'Annapolis en Nouvelle-Écosse – les roches du Paléozoïque moyen reposent en concordance sur les zones dites « taconiennes », les limites des ceintures coïncidant avec les limites de ces zones (Williams, 1995b).

Les roches du Paléozoïque tardif des Appalaches du Nord affleurent dans plusieurs « bassins post-acadiens » indépendants des ceintures (dites « post-taconiennes ») et des zones (dites « taconiennes »). Les bassins se trouvent principalement dans le golfe du Saint-Laurent, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse (**tableau 1.1; fig. 1.11**). Les roches du Mésozoïque, (**fig. 1.11**). En général, chaque division de temps correspond à un changement progressif dans l'environnement sédimentaire et le contexte tectonique, de sorte que les successions sédimentaires sont entièrement marines dans les zones du Paléozoïque précoce, un mélange

marin-continental dans les ceintures du Paléozoïque moyen, pour la plupart continentales dans les bassins du Paléozoïque supérieur et entièrement continentales dans les grabens mésozoïques (Williams, 1995b).

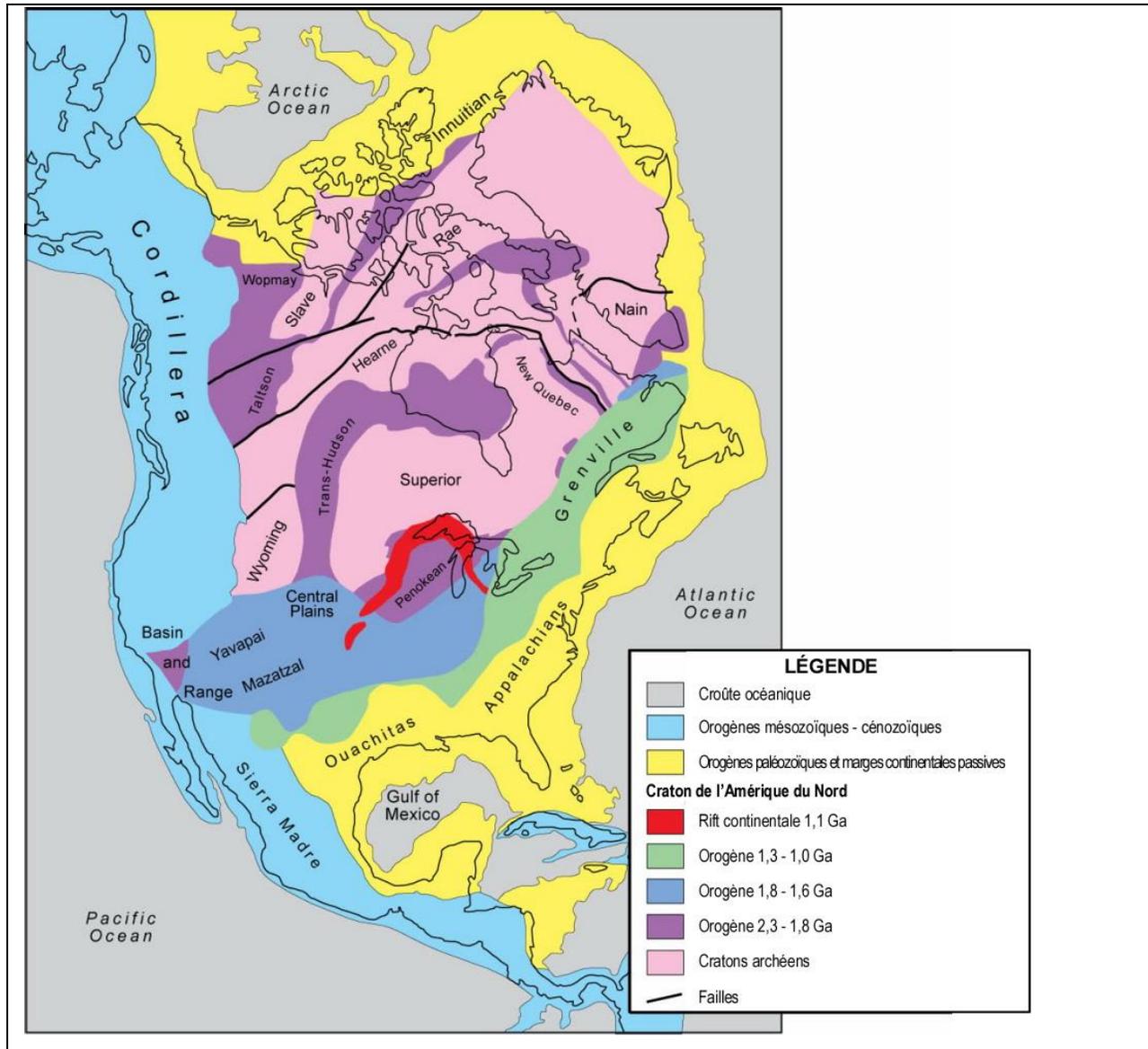


Figure 1.8. Éléments tectoniques majeurs et localisation des Appalaches dans l'Amérique du Nord. (tiré de : Zientek et Orris, 2005; modifié de Hoffmann, 1989)

Tableau 1.1. Tableau de corrélation des divisions temporelles et spatiales des roches de la région des Appalaches canadiennes (tiré de : Williams, 1995b).

MÉSOZOÏQUE

(grabens)

Fundy	Chedabucto
-------	------------

PALÉOZOÏQUE TARDIF

(bassins)

Ristigouche	Moncton	bassin de la Madeleine	bassin occidental du Cap-Breton	Bay St. George
St. Andrews	Sackville		bassin central du Cap-Breton	Deer Lake
Plaster Rock	Cumberland		Sydney	
Carlisle			Antigonish	
Marysville			Stellarion	
bassins du Centre			bassin des Mines	

PALÉOZOÏQUE MOYEN

(Ceintures/sous-ceintures ou divisions)

Gaspé	Fredericton	Mascarene	Arisaig	Cap-Breton	Annapolis	Clam Bank	Springdale	Cape Ray	Badger	Botwood	La Polle	Fortune
Aroostook-Percé		Nerepis					White Bay		Eastern New			
Baie de Chaleurs		Letete					Halls Bay		World Island			
Connecticut Valley-Gaspé		Ovenhead					Micmac Lake		Bay of Exploits			
		Chaleurs					Cape St. John		New Bay			
		Campobello							Badger Bay			
		Oak Bay										

PALÉOZOÏQUE PRECOCE ET TEMPS PLUS ANCIENS

(zones/sous-zones)

Humber		Dunnage	Gander	Avalon	Meguma
division-externe	Notre Dame	Armstrong Brook	Gander Lake	Burgeo	
division-interne	Exploits	Bathurst	Mount Cormack	Bras d'Or	
Blair River	Twillingate	Hayesville	Meelpaeg	Mira	
	Indian Bay	Estrie-Beauce	Aspy	Antigonish	
	Dashwoods	Mégantic	Miramichi	Cobequid	
	Belledune	Témiscouata	St. Croix		
	Elmtree	Gaspésie			
	Popelogan				

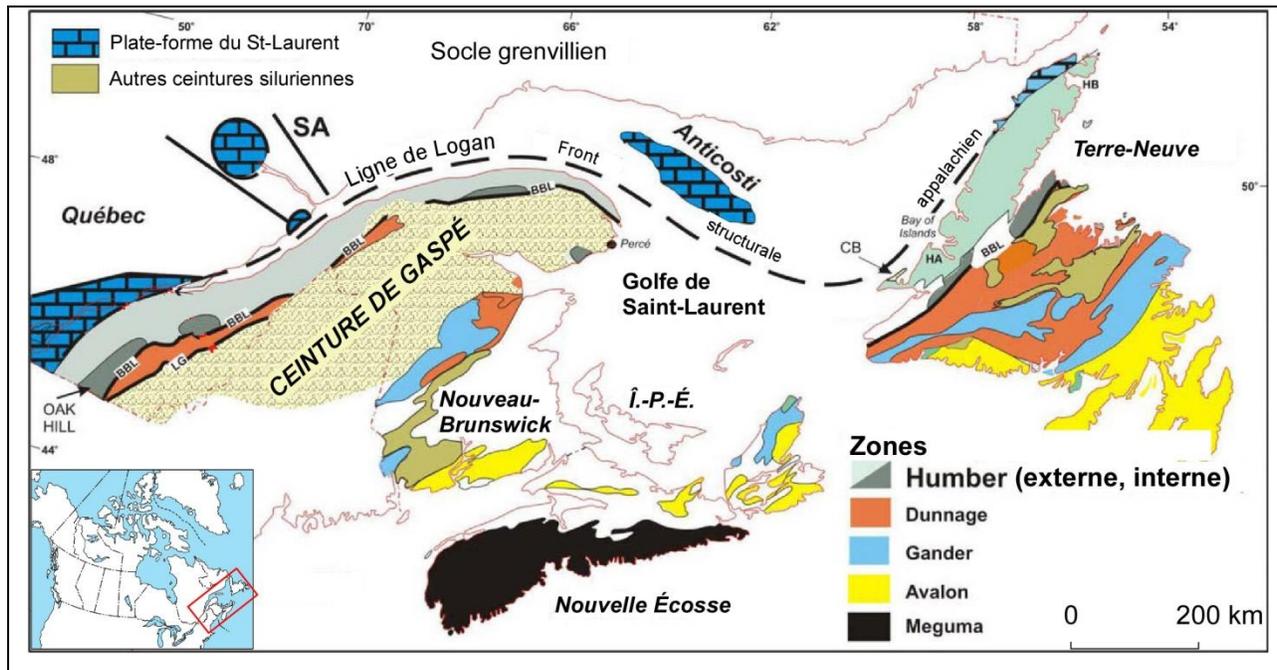


Figure 1.9. Carte de localisation des zones du Paléozoïque précoce et plus ancien et la ceinture de Gaspé dans les Appalaches canadiennes. BBL : Ligne Baie Verte-Brompton, SA : Graben du Saguenay, CB : ceinture silurienne de Clam Bank. (Tirée de : Lavoie, 2008).

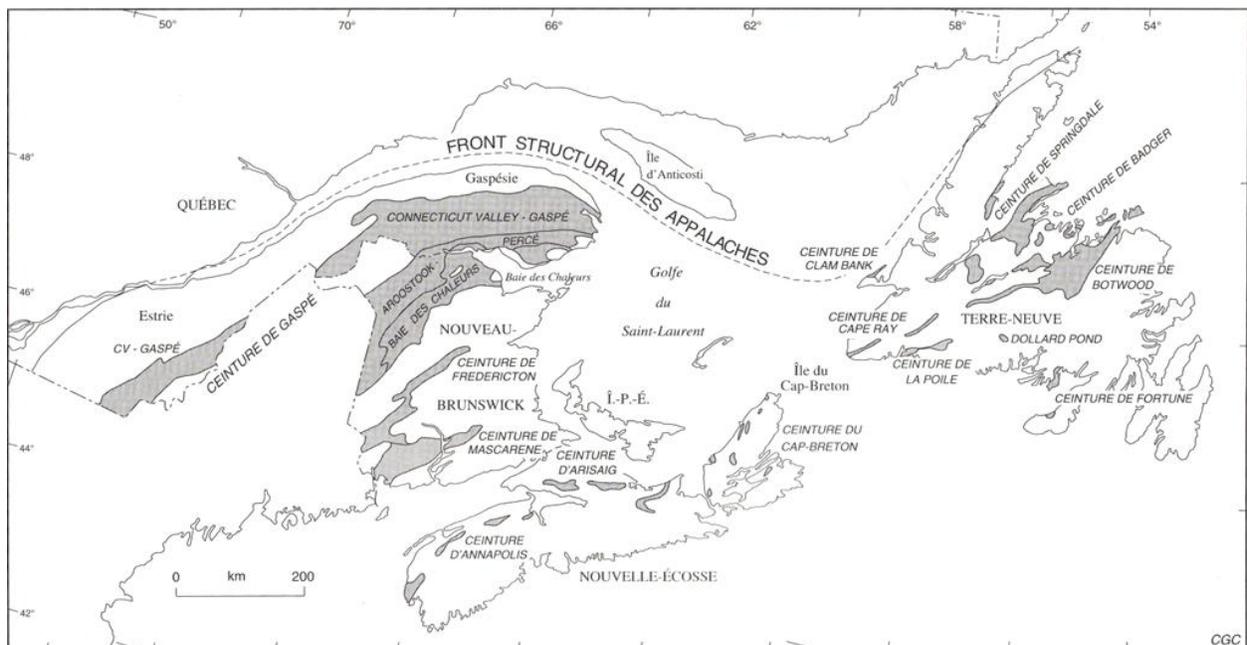


Figure 1.10. Carte de localisation des ceintures (ou « bassins successeurs post-taconiens ») du Paléozoïque médian des Appalaches canadiennes (tirée de : Williams, 1995b).

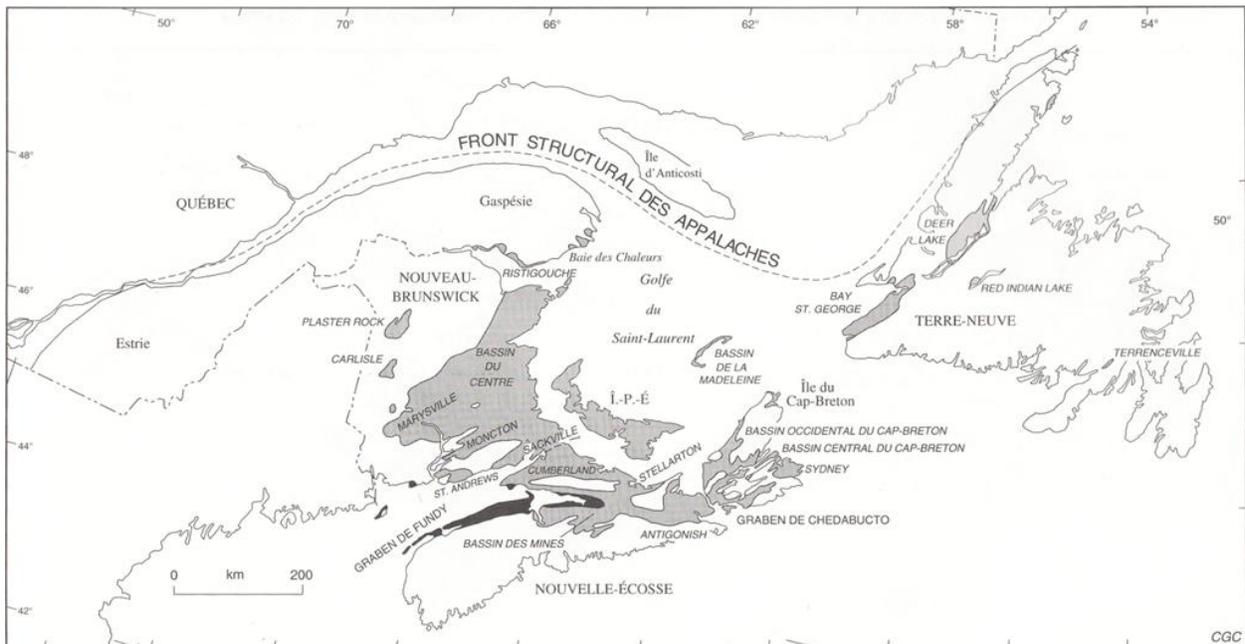


Figure 1.11. Carte de localisation des bassins post-acadiens du Paléozoïque tardif et grabens du Mésozoïque des Appalaches canadiennes (tirée de : Williams, 1995b).

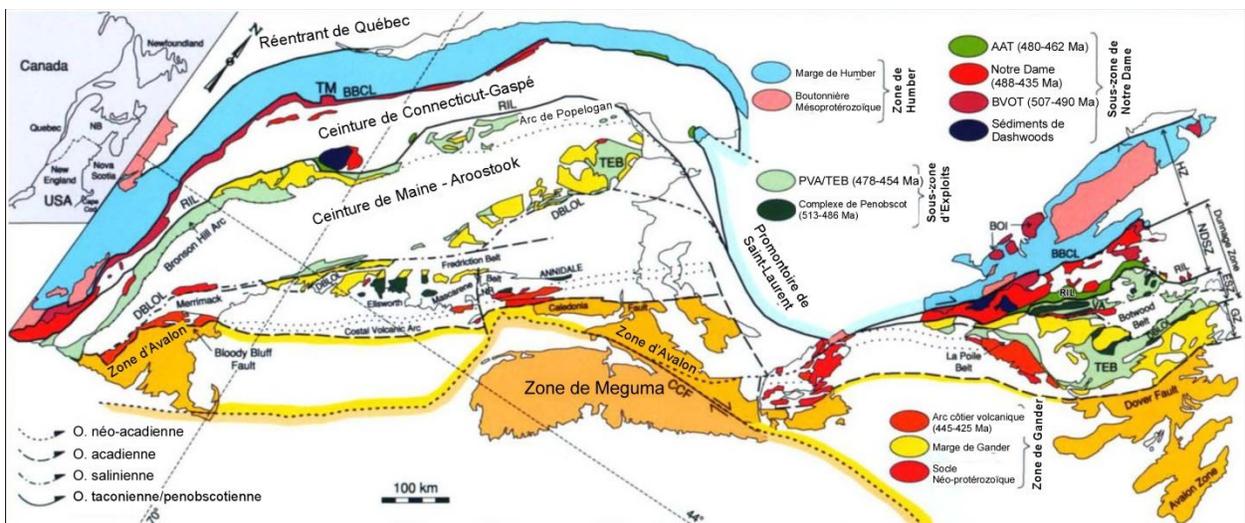


Figure 1.12. Carte tectonostratigraphique des Appalaches du Nord illustrant la distribution géographique des éléments tectoniques majeurs. Les ceintures post-taconiennes et les bassins post-acadiens sont représentés en blanc. ATT : cortège accrétaire d'Annieopsquotch. BBCL : ligne de Baie Verte–Brompton–Cameron. BOI : ophiolite de Bay of Islands. BVOT : cortège océanique de Baie Verte. CCF : faille de Cobequid-Chedabucto. DBLOL : ligne Dog Bay-Liberty-Orrington. ESZ : sous-zone d'Exploits. GZ : Zone de Gander. HZ : Zone de Humber. NDSZ : sous-zone de Notre Dame. NR : ceinture de New River. RIL : ligne Red Indian. PVA : arc de Popelogan-Victoria. TEB : bassin arrière-arc de Tetagouche-Exploits. TM : ophiolite de Thetford Mines. VA : arc de Victoria (tirée de : van Staal, 2005)

1.4.1.2 Divisions tectonostratigraphiques de premier ordre

La configuration et l'évolution tectonique des Appalaches canadiennes ont été décrites dans le contexte des zones et sous-zones tectonostratigraphiques du Paléozoïque précoce et plus ancien (Williams, 1995b; van Staal, 2005). Cette sous-division de premier ordre est fondée sur des contrastes abrupts dans la lithologie, la stratigraphie, la paléontologie, la géologie structurale, la géophysique, le plutonisme et la métallogénie, observés à l'origine dans les sections côtières de Terre-Neuve (Williams, 1976). Du nord-ouest au sud-est, les Appalaches du Nord ont été divisées en zones de Humber, de Dunnage, de Gander, d'Avalon et de Méguma (van Staal, 2005) (figs. 1.9 et 1.12).

La zone de Humber correspond aux roches sédimentaires et volcaniques déposées en périphérie du craton laurentien et qui ont été intégrées à l'orogène des Appalaches. Sa succession sédimentaire documente l'évolution depuis une zone de rift, en passant par une marge passive, jusqu'à sa conversion finale en marge convergente (van Staal, 2005). La zone de Humber a été divisée en un domaine occidental externe à faible déformation et faible degré de métamorphisme et en un domaine oriental interne caractérisé par un haut degré de métamorphisme et une déformation tectonique polyphasée (St-Julien et Hubert, 1975; Pinet *et al.*, 1996; Waldron *et al.*, 1998; Castonguay *et al.*, 2001; Tremblay et Castonguay, 2002; Lavoie, 2008). En plusieurs localités, la zone de Humber est séparée de la zone de Dunnage par une zone de faille ancienne et complexe appelée la ligne Baie Verte-Brompton (Tremblay *et al.*, 1995; van Staal, 2005).

La zone de Dunnage contient les vestiges des terrains océaniques qui se sont formés dans le domaine océanique d'Iapetus. La zone de Dunnage est subdivisée par une suture majeure – la ligne Red Indian (RIL) – en une sous-zone péri-laurentienne (la sous-zone de Notre-Dame) et une autre péri-gondwanienne (la sous-zone d'Exploits). Les zones de Gander, d'Avalon et de Méguma représentent des microcontinents péri-gondwaniens qui ont été accrétés à Laurentia au cours du Paléozoïque précoce à médian (450-380 Ma) (van Staal, 2005).

1.4.1.3 Évolution tectonique des Appalaches canadiennes

La marge laurentienne s'est formée lors de l'ouverture de l'océan Iapetus à la fin du Néoprotérozoïque (ca. 570 Ma) à la suite de la désintégration du supercontinent Rodinia (van Staal, 2005; Hatcher, 2010). Des restaurations palinspastiques de la marge de l'océan Iapetus

montrent que celle-ci suivait une ligne en zigzag définie par des segments de rift séparés par des failles transformantes orthogonales (Thomas, 2006) (**fig. 1.13**). Cette géométrie définit une marge irrégulière composée d'une série de promontoires (Alabama, New York, Saint-Laurent) et des réentrants (Tennessee, Pennsylvanie, Saint-Laurent, Terre-Neuve). Cette forme irrégulière de la marge continentale aurait joué un rôle majeur dans l'évolution de la plate-forme d'avant-pays au cours du Paléozoïque au Canada et aux États-Unis (Lavoie, 2008).

Lorsque l'océan Iapetus atteignit son étendue maximale (ca. 5000 km) à la fin du Cambrien (500-490 Ma), le continent Laurentia était situé à des latitudes équatoriales, tandis que le continent Gondwana – dont l'assemblage final chevauche dans le temps l'ouverture d'Iapetus – était centré au pôle Sud (**fig. 1.14**). L'océan Rhéique fut ouvert par rifting au cours de l'Ordovicien précoce à moyen, lorsque le micro-continent Avalon fut séparé du Gondwana (**fig. 1.14**). L'océan Rhéique hébergea aussi le micro-continent Mégalania, qui fut accréé à Laurentia avant l'arrivée finale du continent Gondwana au cours du Carbonifère, pour former le supercontinent Pangée (van Staal, 2005).

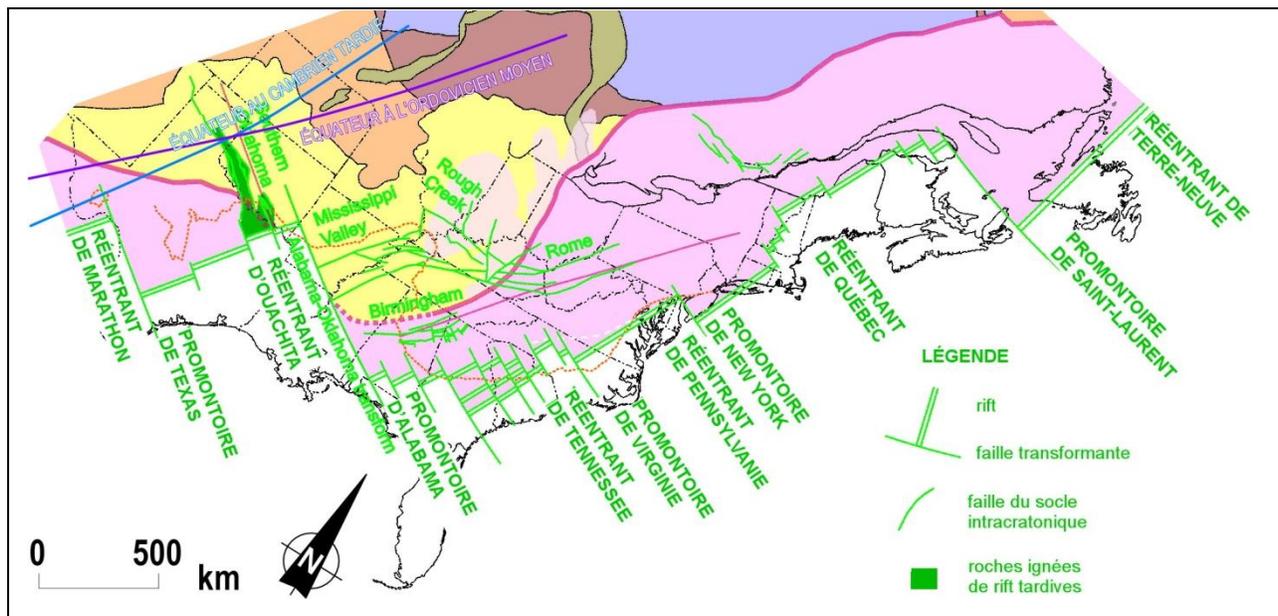


Figure 1.13. Marge continentale de Laurentia au Paléozoïque précoce avec la distribution des réentrants et promontoires définie par des segments de rift et des failles transformantes. (modifiée de : Thomas, 2006)

Un vaste ensemble de données (radiochronologie, biostratigraphie, géochimie des roches magmatiques, sismique-réflexion et sismique-réfraction) indique que les Appalaches canadiennes ont évolué comme un orogène d'accrétion au cours du Paléozoïque précoce à

moyen, avant la formation de la Pangée (van Staal *et al.*, 2009). Au cours de son évolution, la marge laurentienne des Appalaches – orientée à peu près est-ouest – a progressivement migré vers le sud en raison de l'accrétion épisodique de blocs lithosphériques allongés d'origine continentale et océanique, hébergés dans l'océan Iapetus et l'océan Rhéique. Quatre grandes orogénèses ont été reconnues dans la marge laurentienne des Appalaches canadiennes, à savoir : taconienne, salinienne, acadienne et néo-acadienne (**fig. 1.15**). Ces orogénèses furent le produit de l'accrétion de quatre micro-continent, à savoir : Dashwoods (et ses équivalents), Ganderia, Avalon et Méguma, respectivement (van Staal *et al.*, 2009).

En plus des micro-continent, divers terrains océaniques –avec des signatures géochimiques de la zone de supra-subduction, se sont accrétés à la marge laurentienne des Appalaches. Il s'agit du cortège océanique de Lush Bight, le cortège océanique de Baie Verte, le cortège accrétionnaire d'Annieopsquotch et des restes de roches ophiolitiques démembrées, formées dans le bassin d'arrière-arc de Tetagouche-Exploits (van Staal *et al.*, 2009; **fig. 1.12**). Tous les terrains océaniques accrétés se sont formés en contexte de subduction au niveau de la plaque supérieure.

L'orogénèse taconienne – dans le domaine laurentien – a été interprétée comme un composite de trois événements cinématiquement différents, qui impliquèrent des terrains continentaux et océaniques du domaine péri-laurentien entre le Cambrien tardif et l'Ordovicien tardif (495-450 Ma) (van Staal *et al.*, 2009). La phase « taconienne 1 » impliqua l'obduction du cortège océanique de Lush Bight (un arc océanique naissant) sur le micro-continent péri-laurentien de Dashwoods au Cambrien tardif (500-493 Ma). L'orogénèse penobscotienne –dans le domaine péri-gondwanien, impliqua la fermeture du bassin d'arrière-arc de Penobscot au Trémadocien (486-479 Ma) provoquant l'obduction des ophiolites d'arrière-arc sur la marge de Gander (van Staal *et al.*, 2009).

La phase « taconienne 2 » impliqua la collision oblique dextre entre les arcs péri-laurentiens (Notre Dame, à Terre-Neuve et Ascot, au Québec) avec la marge de Humber (475-457 Ma). La portion continentale de l'arc fut construite sur le Dashwoods – à Terre-Neuve – et sur le massif de Chain Lakes – son équivalent au Québec et au Maine. La phase « taconienne 3 » impliqua la collision entre l'arc péri-gondwanien de Popelogan-Victoria (équivalent au « active leading edge » de Ganderia) contre la marge laurentienne (à ce moment-là représentée par l'arc de Red Indian Lake), pendant l'Ordovicien tardif (460-450 Ma). La déformation et le métamorphisme

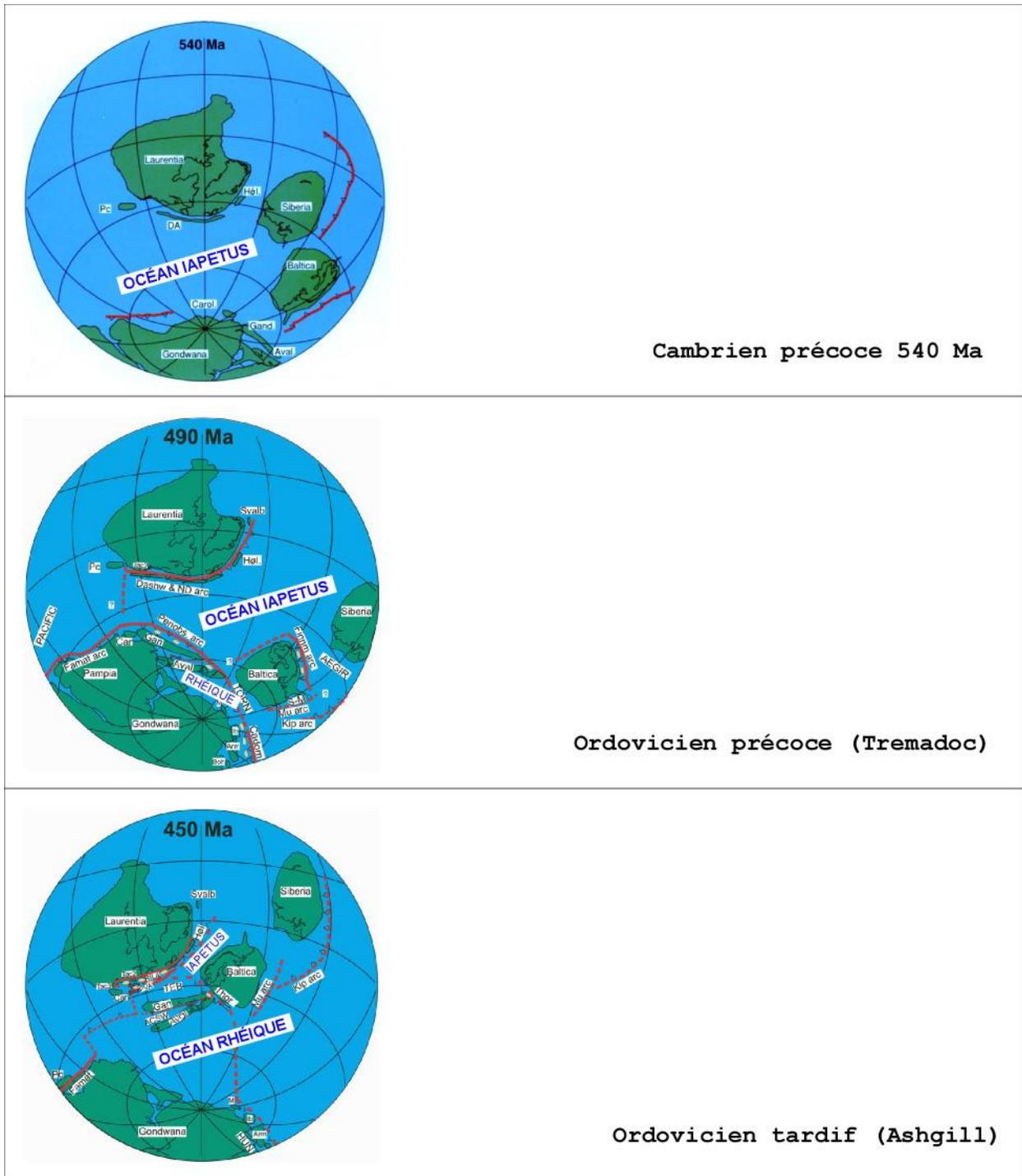


Figure 1.14. Paléogéographie des océans Iapetus et Rhéique au cours du Cambrien précoce (ca. 540 Ma), l'Ordovicien précoce (Trémadocien) et l'Ordovicien tardif (Ashgill). ACSW : détroit acadien entre Ganderia et Avalonia, Aval : Avalonia, Arm : terrain Armorica, Car : Carolina, DA : Dashwoods, Gan. : Ganderia, Hól : Hólанда, M : Méguma, Pc : Précordillère, Penobs. Arc : système arc-arrière-arc penobscotien, PVA: arc de Popelogan-Victoria, RILA: arc de Red Indian Lake, TEB : bassin d'arrière-arc Tetagouche-Exploits (tirée de : van Staal, 2005 et van Staal et Hatcher, 2010).

taconiens générés pendant la phase « taconienne 3 » ont été préservés et documentés dans les roches volcaniques et sédimentaires qui affleurent à proximité de la ligne Red Indian (van Staal *et al.*, 2009). L'orogénèse salinienne – dont l'expression varie le long des Appalaches – fut notamment due à la collision oblique senestre entre Ganderia et la marge composite laurentienne pendant le Silurien (430-422 Ma), à la suite de la fermeture du bassin d'arrière-arc de Tetagouche-Exploits, qui séparait Ganderia (van Staal *et al.*, 2009).

L'orogénèse acadienne, du Silurien-Dévonien (421 à 380 Ma), impliqua l'accrétion et la subduction d'Avalonia sous Laurentia, à la suite de la fermeture du domaine marin acadien. L'orogénèse néo-acadienne au Dévonien précoce – Carbonifère précoce (395-350 Ma) – impliqua l'accrétion de Méguma à Laurentia et la migration de la zone de subduction vers l'océan Rhéique (van Staal *et al.*, 2009.). L'orogénèse néo-acadienne est caractérisée par un contexte tectonique de « flat-slab » et impliqua un magmatisme granitoïde syn-collisionnel de type-S (van Staal *et al.*, 2009). Pour l'ensemble de l'histoire Paléozoïque, l'accrétion conduisit à une migration vers l'est de la déformation, du métamorphisme et du magmatisme (**fig. 1.16**).

1.4.2 La Ceinture de Gaspé

La ceinture de Gaspé (**fig. 1.17**) est le plus grand bassin successeur post-taconien du Paléozoïque médian des Appalaches canadiennes. Elle comprend un ensemble de roches sédimentaires et volcaniques de l'Ordovicien supérieur (Caradocien) au Dévonien supérieur (Frasnien) qui repose en discordance sur ou en contact de faille avec des unités cambro-ordoviciennes qui appartiennent aux zones de Humber, de Dunnage et de Gander (Brisebois et Brun, 1994; Bourque *et al.*, 2001 ; Malo, 2001; Malo *et al.*, 2008). La ceinture de Gaspé a été subdivisée en trois domaines tectonostratigraphiques, qui sont du nord au sud : (1) le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (CVGS), (2) l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (APA), et (3) le synclinorium de la Baie des Chaleurs (CBS) (Brisebois et Brun, 1994 ; Bourque *et al.*, 2001 ; Malo *et al.*, 2008) (**fig. 1.18**). En Gaspésie, deux phases tectoniques ont été documentées dans la Ceinture de Gaspé : la « pulsation salinienne », du Silurien précoce au Dévonien précoce, et l'orogénèse acadienne, du Dévonien précoce au Dévonien moyen (Malo, 2001; Bourque *et al.*, 2001).

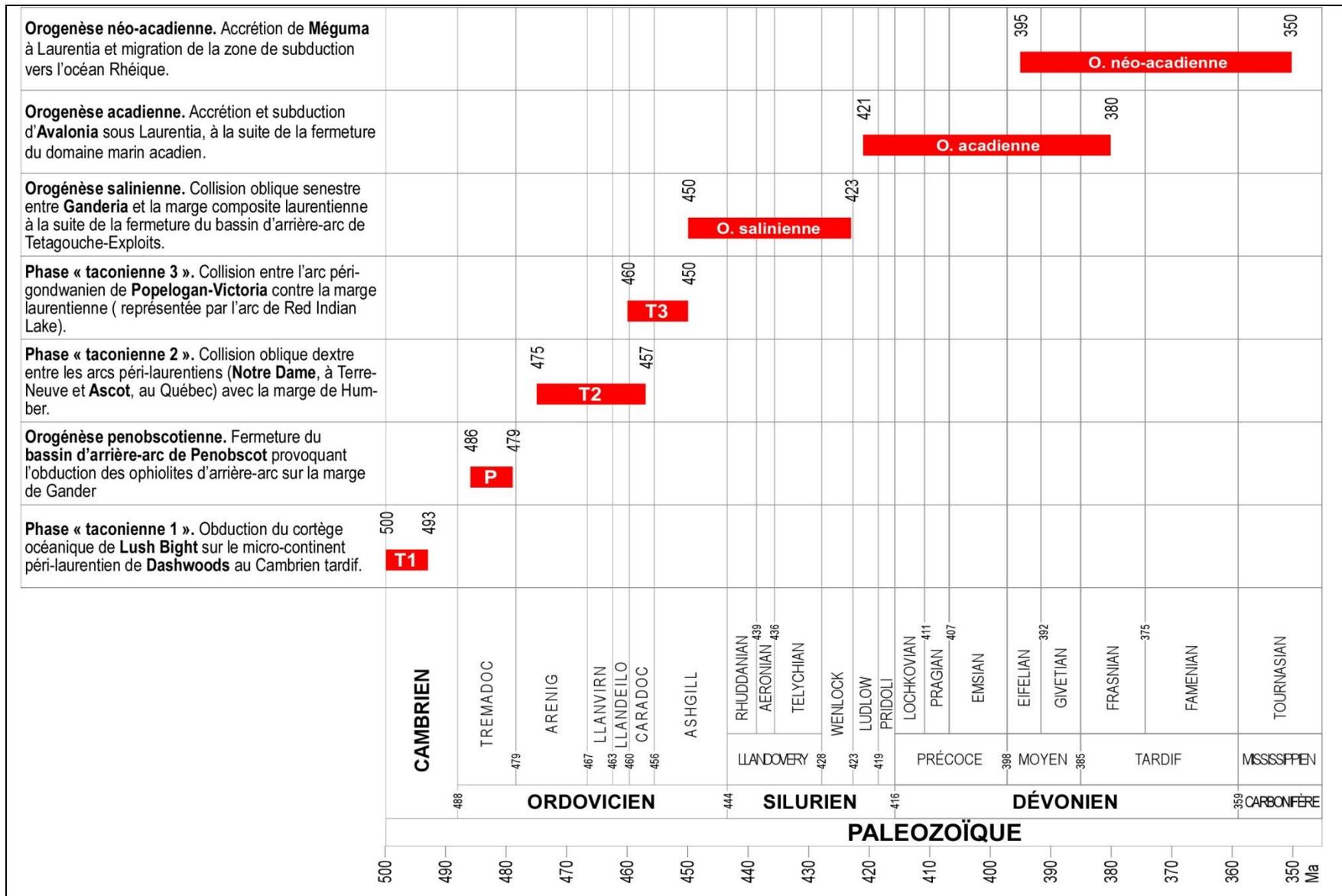


Figure 1.15. Phases orogéniques majeures dans les Appalaches canadiennes, compilées de van Staal *et al.*, (2009).

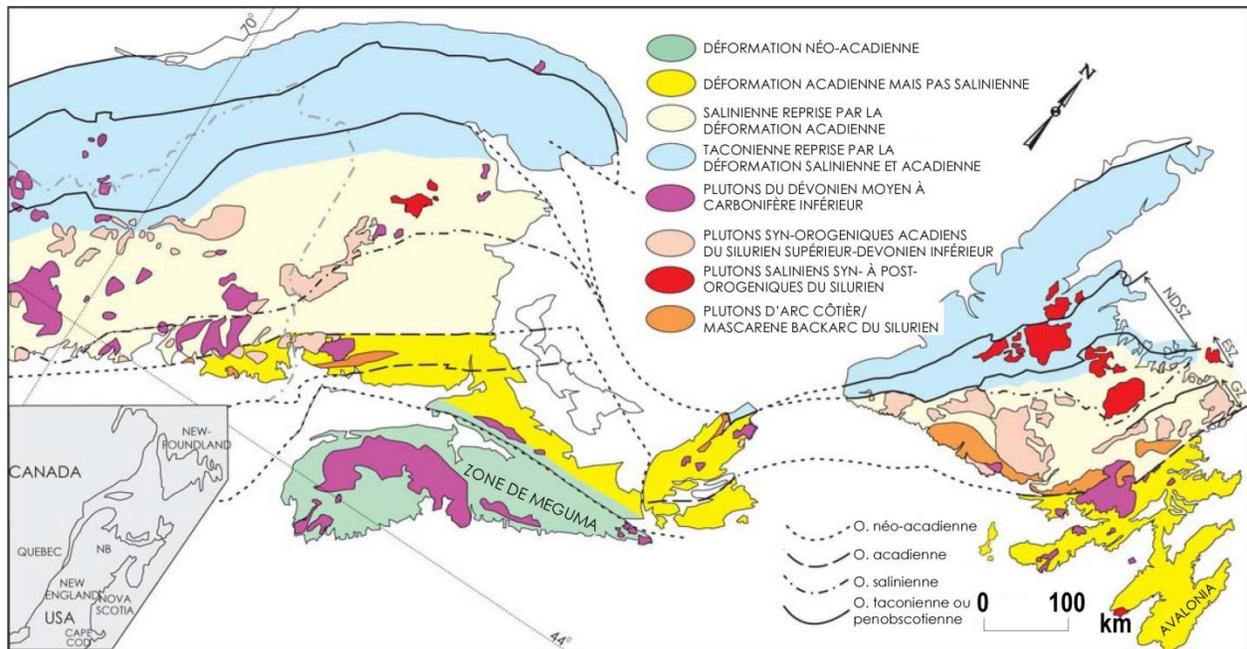


Figure 1.16. Carte des Appalaches du Nord illustrant la distribution de l'empreinte des différentes orogénèses et le plutonisme associé au cours du Silurien-Carbonifère précoce. NDSZ : sub-zone de Notre Dame, ESZ : Exploits sous-zone (tirée de van Staal *et al.*, 2009)

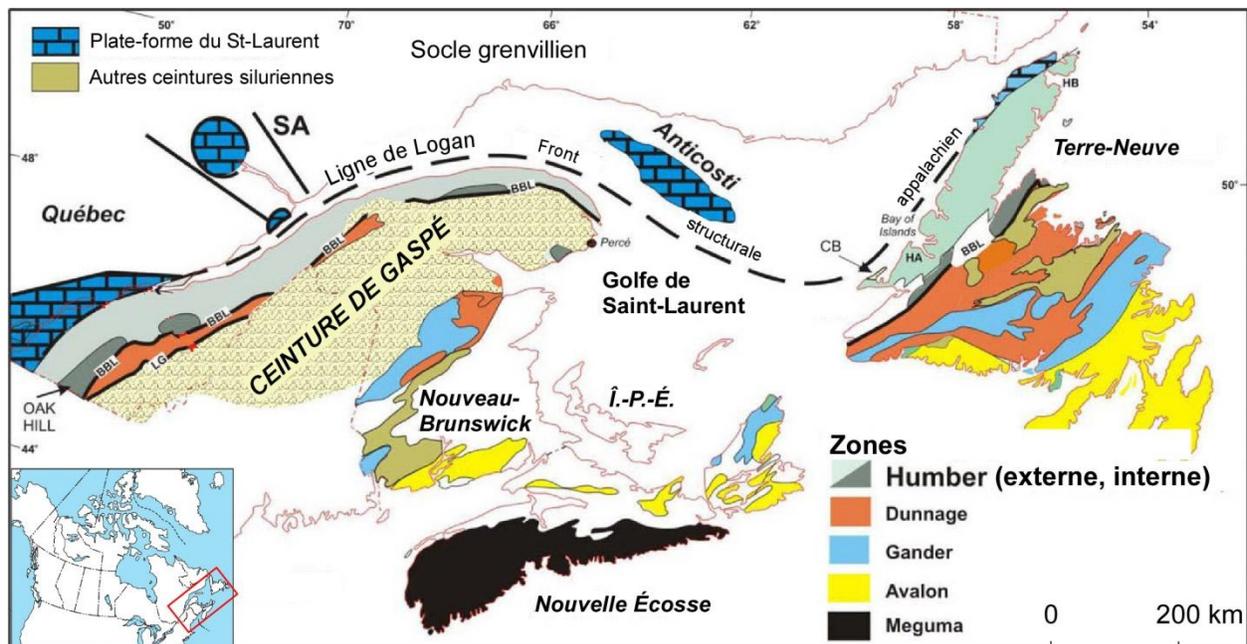


Figure 1.17. Ceinture de Gaspé et zones cambro-ordoviciennes (domaines tectonostratigraphiques taconiens) des Appalaches canadiennes. BBL : Ligne Baie Verte-Brompton, SA : Graben du Saguenay. CB : Ceinture silurienne de Clam Bank. (tirée de : Lavoie, 2008).

1.4.2.1 Stratigraphie de la ceinture de Gaspé

La stratigraphie de la ceinture de Gaspé en Gaspésie a été synthétisée en quatre grands ensembles lithostratigraphiques (Bourque *et al.*, 2001; **fig. 1.19**) : (1) les faciès silicoclastiques et calcaires marins profonds à grain fin représentés par les groupes d'Honorat et de Matapédia de l'Ordovicien supérieur-Silurien inférieur (Caradocien à Llandovérien), (2) les faciès de plateau peu profond à profond représentés par le Groupe de Chaleurs du Silurien-Dévonien inférieur (Llandovérien-Lochkovien), (3) les faciès calcaires et silicoclastiques relativement profonds, représentées par les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin, du Dévonien inférieur (Praguien-Emsien), et (4) les faciès côtiers à continentaux à grain grossier représentés par les Grès de Gaspé du Dévonien inférieur à moyen (Emsien-Frasnien).

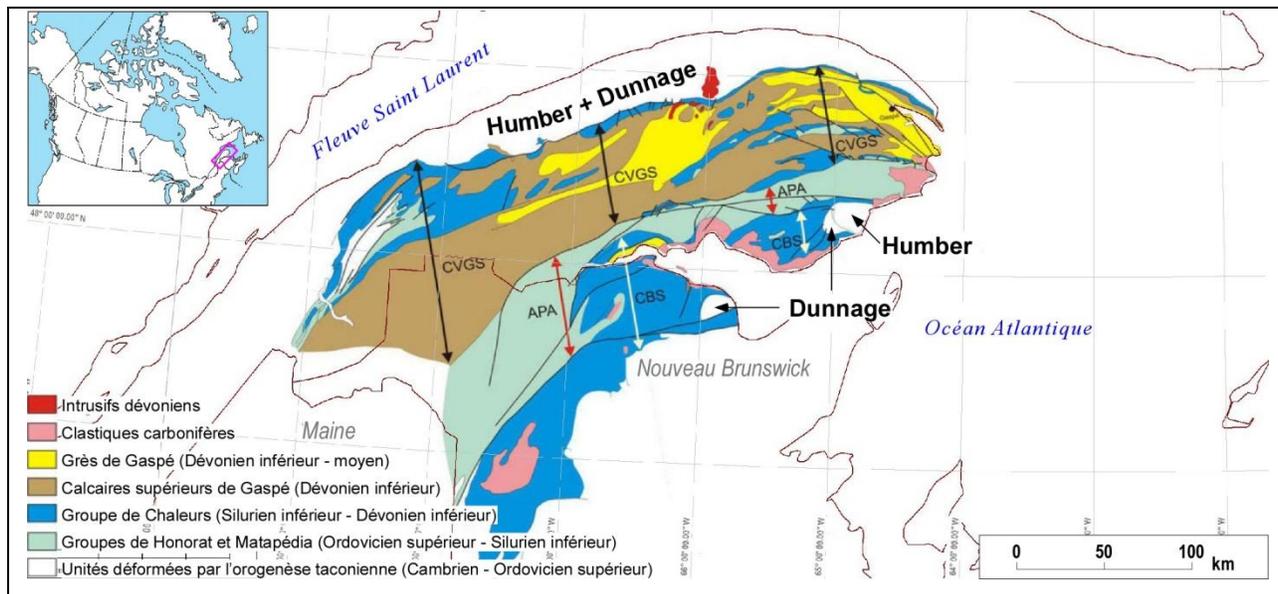


Figure 1.18. Principaux domaines tectonostratigraphiques dans la ceinture de Gaspé. CVGS : synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé; APA : anticlinorium d'Aroostook-Percé; CBS : synclinorium de la Baie des Chaleurs (CBS) (modifiée de : Lavoie, 2008).

L'anticlinorium d'Aroostook-Percé et le synclinorium de la Baie des Chaleurs ne contiennent que les deux premiers ensembles lithostratigraphiques. Trois grandes discordances ont été documentées au sein de la succession sédimentaire : (1) la discordance taconienne, qui sépare les roches du Paléozoïque précoce et plus ancien (les zones de Humber/Dunnage) des roches de l'Ordovicien supérieur à l'Ordovicien inférieur de la ceinture de Gaspé, (2) la discordance salinienne, qui dans le sud de la Gaspésie n'affecte que les strates de l'assemblage silicoclastique supérieur du Groupe de Chaleurs (Ludlovien-Pridolien) et (3) la discordance acadienne, qui

sépare des roches du Dévonien inférieur des roches du Dévonien supérieur (Saint-Jules) (Jutras et Prichonnet, 2002; Bourque *et al.*, 2001).

1.4.2.2 Déformation

Les traits structuraux régionaux – avec une orientation nord-est – comprennent (1) des plis droits ouverts, tels que les anticlinaux de Sainte-Hélène de la Croix, de Duval et de Robidoux (**fig. 1.4**), (2) un clivage bien développé et (3) des failles inverses à fort pendage parallèles aux traces axiales des plis, telles que la faille de Saint-Jogues Sud (**fig. 1.4**). L'ensemble est recoupé par des failles majeures de décrochement dextre de direction ENE à E, telles que les failles du Grand Pabos et de la Rivière Garin (**figs. 1.4 et 1.20**) (Malo et Béland, 1989; Malo et Bourque, 1993; Kirkwood et Malo, 1993; Malo et Kirkwood, 1995; Malo *et al.*, 1995; Malo, 2001). Ces failles de décrochement – tardives dans le contexte de déformation régionale – sont considérées comme les structures majeures de la région à cause notamment de leurs grands rejets (85 km pour la faille du Grand Pabos et 10 km pour la faille de la Rivière Garin; Malo *et al.*, 1992). Les failles de décrochement dextre dominant dans les secteurs nord-est de la Gaspésie, alors que les failles régionales avec une composante importante de chevauchement ont été documentées dans le secteur ouest (Pinet *et al.*, 2008). Ces traits structuraux dominants, d'origine compressive et transpressive, ont été attribués à l'orogénèse acadienne (De Broucker, 1987; Malo et Béland, 1989; Malo et Bourque, 1993; Kirkwood et Malo, 1993; Malo et Kirkwood, 1995; Malo *et al.*, 1995; Malo, 2001).

Dans l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, les plis montrent un plongement faible à moyen vers le nord-est et le sud-ouest, tandis que dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et le synclinorium de la Baie des Chaleurs les plis ont des charnières subhorizontales (Bourque *et al.*, 1993). Les plis sont serrés et à fort plongement à proximité des failles majeures de décrochement et les surfaces axiales, de même que le clivage, subissent une rotation dans le sens horaire (Malo et Béland, 1989). Les plis sont généralement concentriques et de la classe 1B ou 1C (Bourque *et al.*, 1993). Des failles de décrochement senestre orientées NE-SO, associées à des structures compressives, ont été documentées dans les roches d'âge post-dévonien du sud de la Gaspésie (Jutras *et al.*, 2003b). Ces failles ont été attribuées à l'orogénèse alléghanienne et sont compatibles avec des décrochements dextres majeurs post-acadiens orientés NO-SE, documentés dans l'est de la Gaspésie (Jutras *et al.*, 2003a).

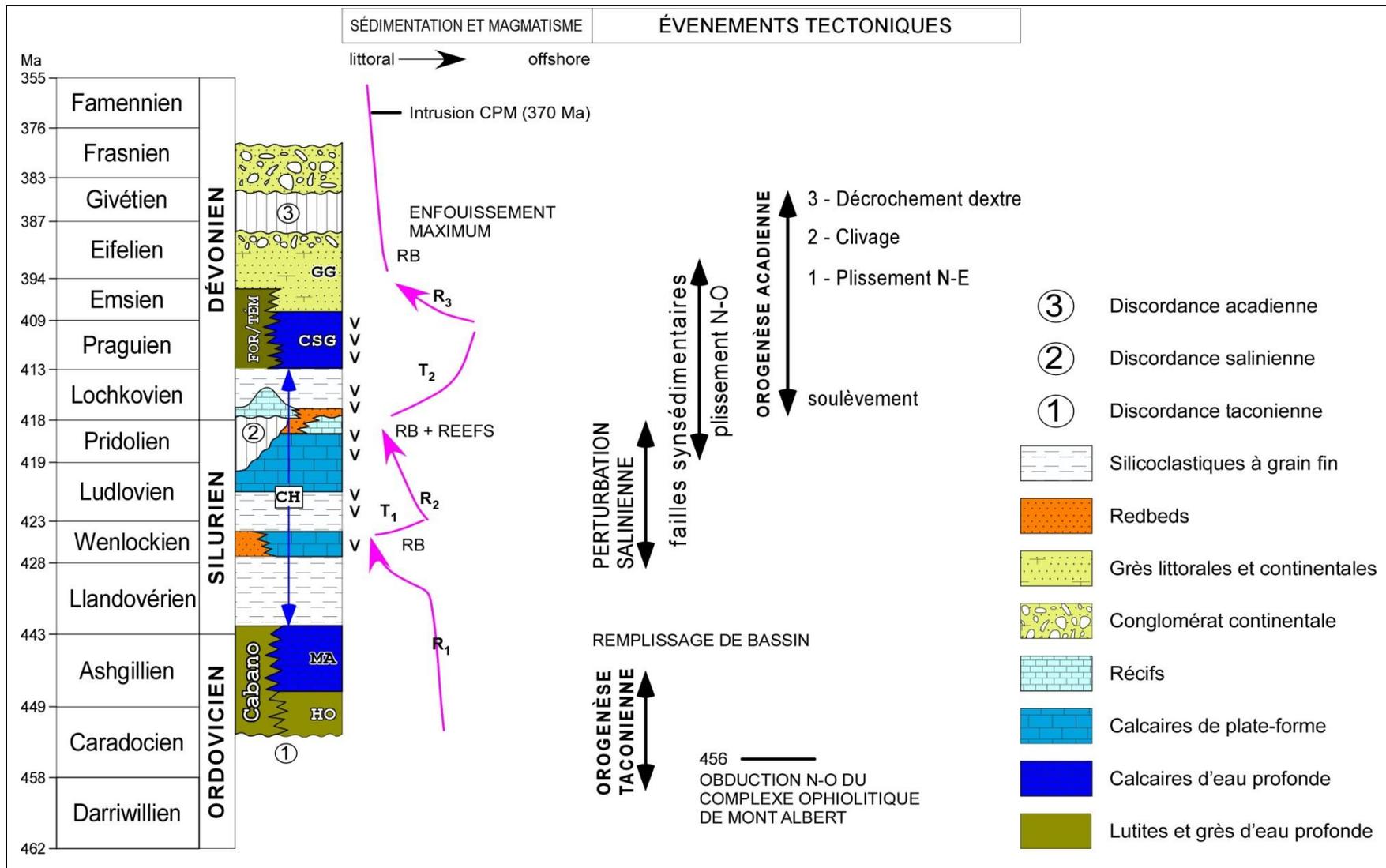


Figure 1.19. Résumé des principaux événements sédimentologiques, magmatiques et tectoniques dans la ceinture de Gaspé. CH : Groupe de Chaleurs, FOR/TÉM : Groupes de Fortin et Témiscouata, GG : Grès de Gaspé, HO : Groupe d'Honorat, MA : Groupe de Matapédia, R : régression, T : transgression, CSG : Calcaires Supérieurs de Gaspé, v : roches volcaniques (modifiée de : Bourque *et al.*, 2001; Malo, 2004).

1.5 Travaux antérieurs dans la région de Bonaventure

Bourque *et al.* (1993) ont synthétisé un large inventaire des travaux publiés de 1863 à 1989, incluant des études de cartographie géologique, géologie structurale, stratigraphie, paléontologie, sédimentologie et géologie, le long de la ceinture de Gaspé. Le **tableau 1.2** présente un répertoire non exhaustif des principales études, publiées depuis 1987 jusqu'à 2013, dans la région comprenant l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, le synclinorium de la baie des Chaleurs, la boutonnière de Maquereau-Mictaw et le sous-bassin de Ristigouche. Les travaux se trouvent sous forme d'articles scientifiques, cartes géologiques, thèses de doctorat, rapports géologiques, travaux de synthèse régionale, un livret-guide d'excursion géologique et un rapport de forage.

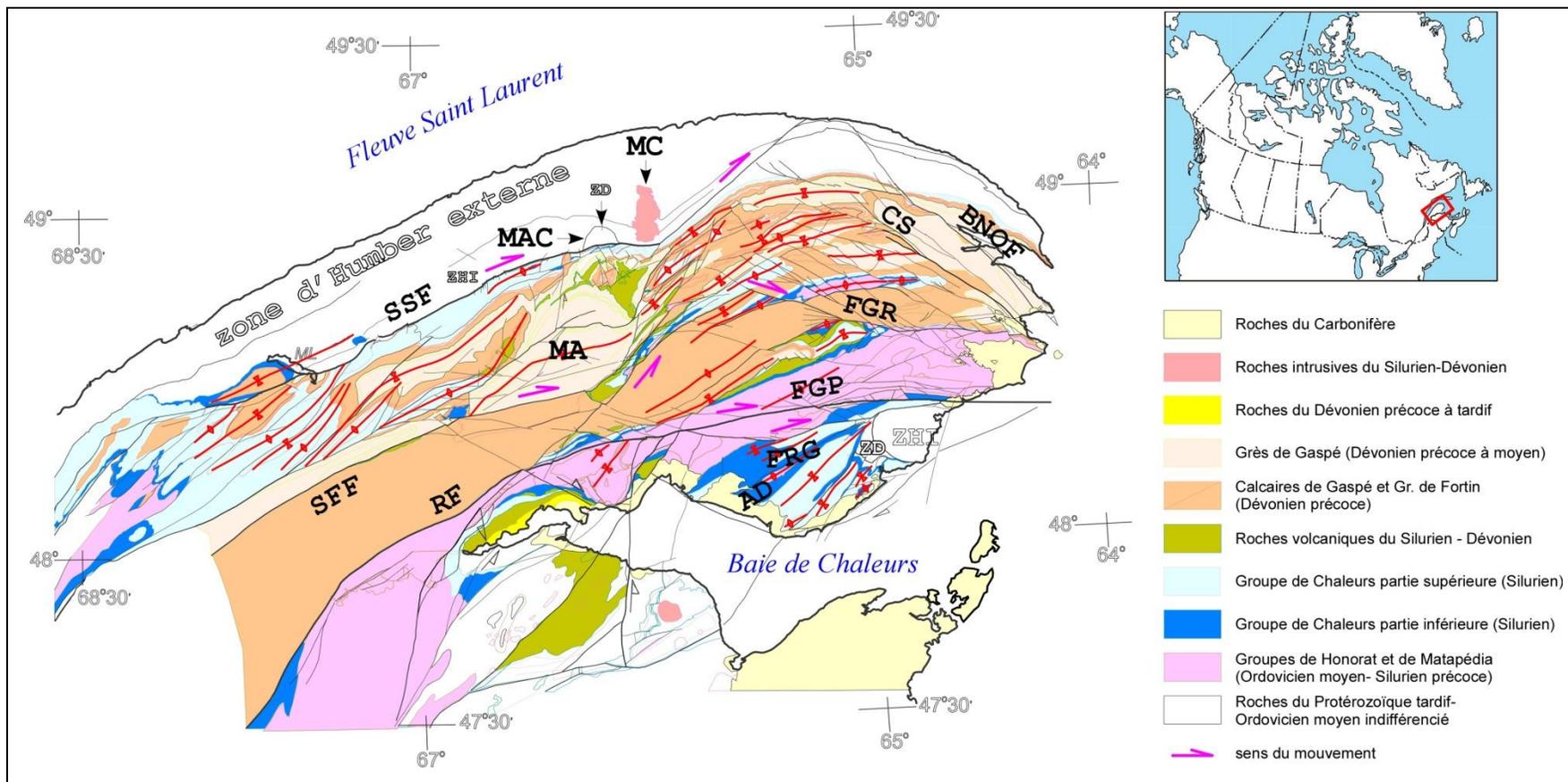


Figure 1.20. Carte géologique de la Gaspésie illustrant les traits structuraux acadiens. AD : anticlinal de Duval, MA : anticlinal de Marcil, FGP : faille du Grand Pabos, FRG : faille de la Rivière Garin, MAC : complexe ophiolitique du Mont Albert, MC : complexe plutonique du Mont McGerrigle, MF : faille de Marcil, RF : faille de Restigouche, RS : synclinal de Ristigouche, SFF : faille de Sainte-Florence, SSF : faille de Shickshocks Sud, TLF : faille du Troisième Lac (modifiée de : Pinet, 2013).

Tableau 1.2. Principaux travaux dans la zone d'étude depuis 1987.

Travaux régionaux dans la Ceinture de Gaspé (y compris l'AAP et le CBS)	Sous-bassin de Ristigouche (Bassin de Maritimes)	Boutonnière de Maquereau	Anticlinorium d'Aroostook-Percé (exclusivement)	Synclinorium de la Baie de Chaleurs (exclusivement)
<p>Malo et al. (1992) Bourque et al. (1993) Kirkwood et Malo (1993) Malo et Bourque (1993) Brisebois et Brun (1994) Bourque et al. (1995) Malo et Kirkwood (1995) Malo et al. (1995) Kirkwood (1999) Bourque et al. (2000) Bourque et al. (2001) Malo (2001) Malo (2004) Lavoie (2008) Bêche et al. (2007) Bêche (2008) (thèse de doctorat) Malo et al. (2001) Malo et al. (2008) (guide d'excursion)</p> <p>Cartes géologiques Lachambre et Brisebois (1990) Brisebois et al. (1992) Brisebois et Nadeau (2003)</p> <p>Gravimétrie et magnétométrie aéroportée Pinet et al. (2005) Pinet et al. (2006) Pinet et al. (2008) Pinet et al. (2010) Pinet (2013)</p>	<p>Rust (1981) Zaitlin (1981) (thèse de doctorat) Zaitlin et Rust (1983) Jutras et al. (1999) Jutras et al. (2001) Jutras et al. (2003a) Jutras et al. (2003b) Jutras et al. (2005) Jutras et al. (2006) Jutras et al. (2007) Jutras et Prichonet (2002) Jutras et Prichonet (2004)</p>	<p>De Broucker (1987) De Souza et al. (2012)</p>	<p>Malo et Béland (1989)</p>	<p>Junex Inc. (2008) rapport de forage</p>

2 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE BONAVENTURE

Dans la zone d'étudeaffleure une succession des roches du Précambrien (Hadrymien) au Mississipien (Namurien). Les unités dévoniennes de la région de Miguasha (Dalhousie, La Garde, Pirate Cove, Fleurant et Escouminac), quiaffleurent à l'ouest du méridien 66W ne sont pas discutées dans ce mémoire. Les unités stratigraphiquesaffleurant dans la zone d'étude sont décrites ci-dessous de façon très succincte.

La succession sédimentaire de la ceinture de Gaspé au sud de la Gaspésie repose sur des roches du Cambrien-Ordovicien des zones de Humber et de Dunnage (Williams, 1976; 1995b). Ces rochesaffleurent dans quatre boutonnières localisées dans les régions de Percé et de Chandler-Port-Daniel. Il s'agit des boutonnières de Murphy Creek, Maquereau-Mictaw, Nadeau et McCrea, dont la plus étendue est celle de Maquereau-Mictaw (Malo *et al.*, 2008; [fig. 2.1](#)). Dans cette dernière, la ligne Baie Verte-Brompton – représentée par la faille de Port-Daniel – met en contact des roches de la zone de Humber – représentée par le Groupe de Maquereau – avec des roches de la zone de Dunnage – représentée par le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélan-

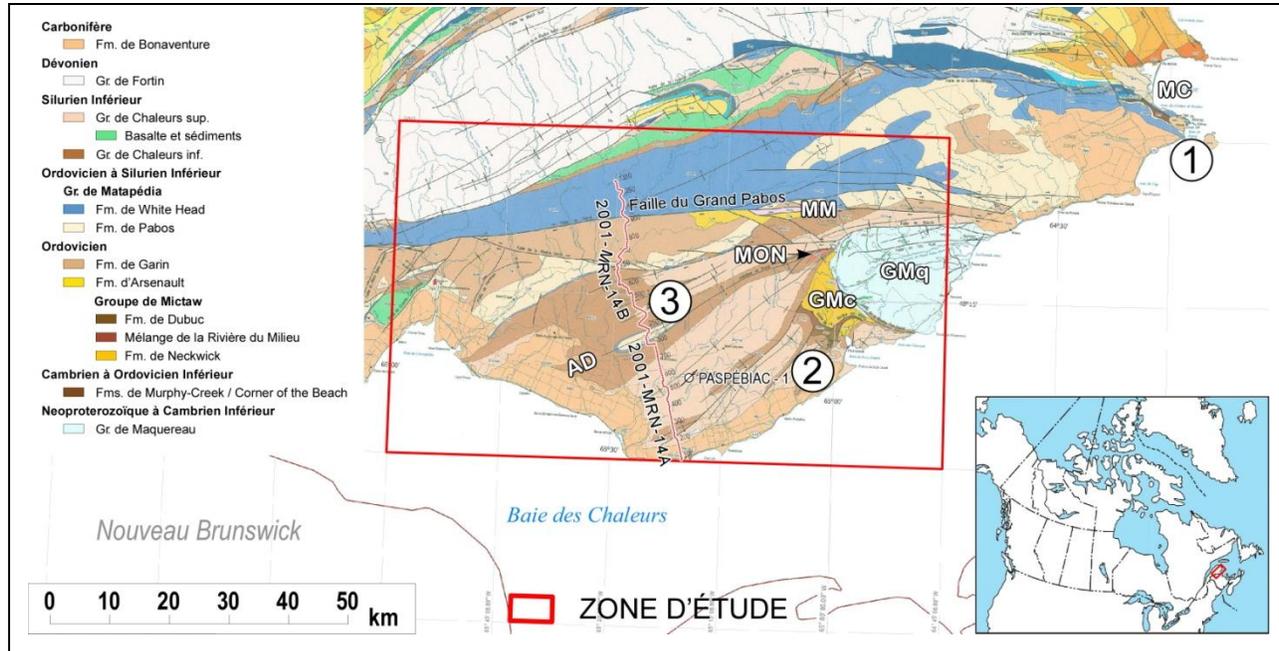


Figure 2.1 Carte géologique du synclinorium de la Baie de Chaleurs (modifiée de : Brisebois et Nadeau, 2003). Les « boutonnières » des zones de Humber et de Dunnage sont localisées. MC : Formation de Murphy Creek. MM : Mélange de McCrea. GMc : Groupe de Mictaw. GMq : Groupe de Maquereau. MON : mélange ophiolitique de Nadeau. Numéros 1-3 : emplacements des coupes stratigraphiques sur la figure 2.2.

ge de la rivière Port-Daniel (Williams et St-Julien, 1982).

2.1 Groupe de Maquereau (Hadrymien–Cambrien inférieur)

Le Groupe de Maquereau (**fig. 2.2**) affleure au nord-est de la faille de Port-Daniel. Il s'agit d'une succession volcano-sédimentaire plissée et métamorphisée jusqu'aux faciès des schistes verts de l'Hadrymien-Cambrien inférieur (De Broucker, 1987). Le Groupe de Maquereau se compose de roches méta-sédimentaires (grès feldspathique, pélite et conglomérat) avec des intercalations des roches méta-volcaniques, composées des coulées de basalte tholéïitique (De Broucker, 1987). Le Groupe de Maquereau a été corrélé avec le Groupe de Shickshocks de la zone de Humber au nord de la Gaspésie (St-Julien et Hubert, 1975).

2.2 Les roches sédimentaires non métamorphisées du Cambrien : les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek

Les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek affleurent dans la boutonnière de Murphy Creek (**fig. 2.1**). La Formation de Corner-of-the-Beach – du Cambrien moyen (**fig. 2.2**) – se compose de calcaires oolithiques et de shales. La Formation de Murphy Creek, de la partie basale du Cambrien supérieur, est constituée principalement d'argilites, de siltites calcaires, de grès quartzeux et lithiques, de calcilutites, de dolomies silteuses, de calcaires argileux et de conglomérats calcaires (Globensky, 1993, Malo *et al.*, 2008).

2.3 Le Mélange ophiolitique de Nadeau

Le Mélange ophiolitique de Nadeau affleure dans une boutonnière de 5 km de longueur située au nord-ouest de la boutonnière de Maquereau-Mictaw (**fig. 2.1**). Le mélange a été décrit comme composé de blocs de péridotite serpentinisée, amphibolite, granitoïde, schistes à mica et quartzite (Malo *et al.*, 2008; De Broucker, 1987). Récemment, la présence de « blocs » a été remise en cause et les roches ultramafiques et les granitoïdes ont été interprétées comme un massif ophiolitique qui repose sur une amphibolite et un schiste à mica, représentant une structure de décollement basal (De Souza *et al.*, 2012). Ce mélange est désormais interprété comme les vestiges d'une nappe ophiolitique érodée et il est corrélé avec les complexes ophiolitiques de

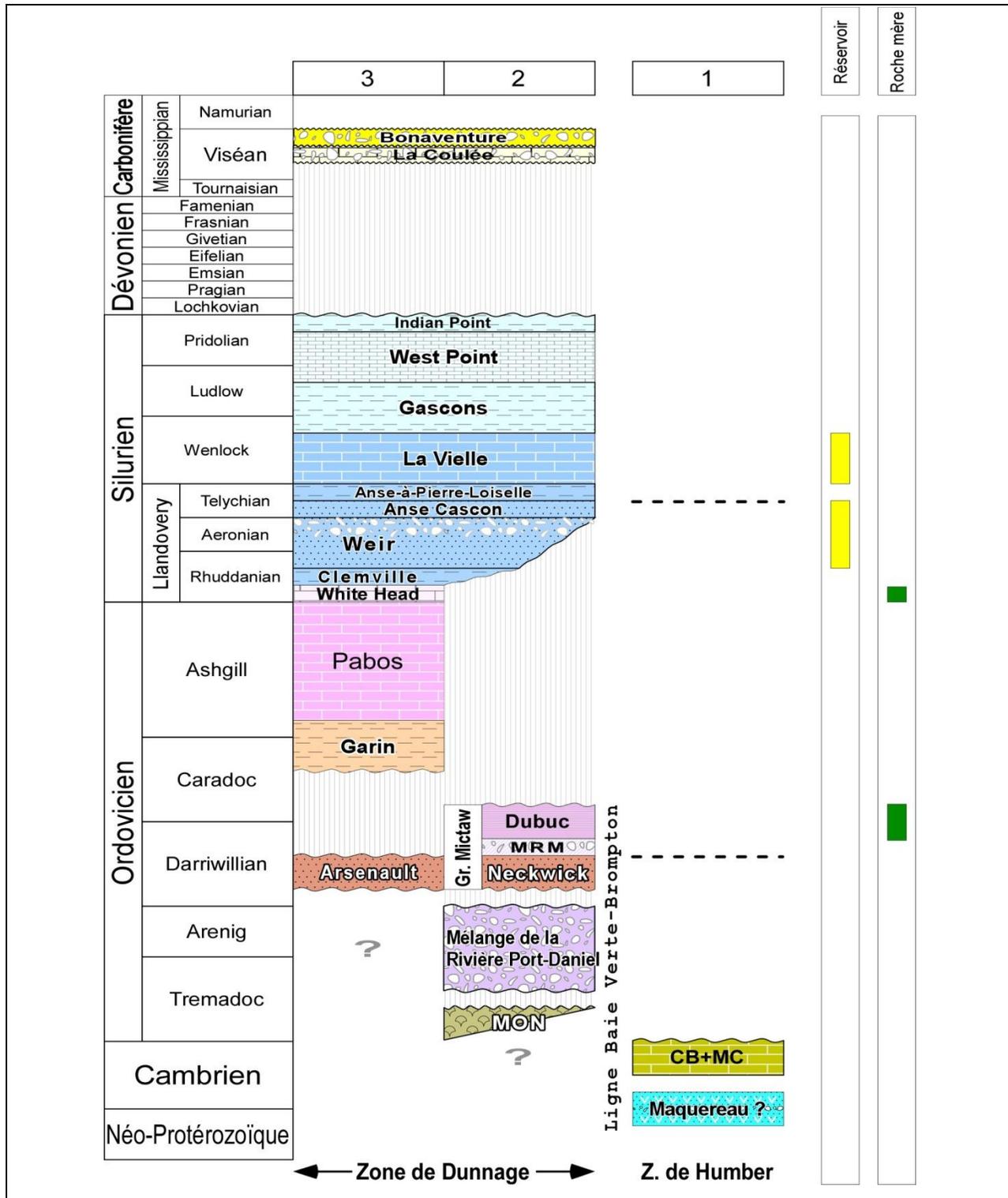


Figure 2.2 Corrélation des unités litho-stratigraphiques du synclinorium de la Baie de Chaleurs et de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. BU : Membre de Birmingham; CB+MC : formation de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek; CS : Membre de la Côte de la Surprise; MON : Mélange ophiolitique de Nadeau; MRM : Mélange de la Rivière du Milieu (modifiée de : Bourque *et al.*, 2001; Juras et Prichonet, 2002; Malo, 2004, De Souza *et al.*, 2012; Marciel *et al.*, 2005).

Thetford-Mines et du Mont-Albert (De Souza *et al.*, 2012). Le soulèvement et l'érosion du prisme orogénique lors de l'obduction de la nappe ophiolitique ont produit la sédimentation des mélanges à olistostromes et des unités de flysch au cours de l'Arénigien tardif–Caradocien. La fabrique métamorphique des schistes à mica et de l'amphibolite est interprétée comme le produit du métamorphisme relié à l'obduction taconienne, tandis que la culmination antiforme de la boutonnière est attribuée à l'orogénèse acadienne (De Souza *et al.*, 2012).

2.4 Le Mélange de la rivière Port-Daniel

Le Mélange de la rivière Port-Daniel – qui affleure du côté sud-ouest de la faille de Port-Daniel – se compose des brèches contenant des fragments de roches ophiolitiques associées aux lambeaux de roches ultramafiques qui régionalement bordent la ligne Baie Verte-Brompton (BVBL). Les brèches contiennent également des fragments de méta-grès appartenant au Groupe de Maquereau, de gneiss granitique et de schiste à chlorite (De Souza *et al.*, 2012; De Broucker, 1987). Le Mélange de la Rivière Port-Daniel a été corrélé au Mélange de Saint-Daniel (Williams et St-Julien, 1982) et il est recouvert en discordance par le Groupe de Mictaw de l'Ordovicien moyen (Malo *et al.*, 2008).

2.5 Le Mélange de McCrea

Le Mélange de McCrea est un équivalent du Mélange de la Rivière Port-Daniel (Malo et Bourque, 1993). Le Mélange de McCrea affleure au nord de la boutonnière de Maquereau-Mictaw ([fig. 2.1](#)), le long de la faille du Grand Pabos et se compose d'une lutite conglomératique noire avec des blocs de roches sédimentaires et de serpentinite. Ce mélange est recouvert en discordance par la séquence de turbidites de la Formation d'Arsenault, de l'Ordovicien moyen, qui est corrélée avec la Formation de Neckwick, à la base du Groupe de Mictaw (De Broucker, 1987; Malo et Bourque, 1993).

2.6 Groupe de Mictaw (Darriwillien–Caradocien)

Le Groupe de Mictaw, d'âge Darriwillien–Caradocien, repose en discordance sur le mélange de la Rivière Port-Daniel. De la base au sommet, le Groupe de Mictaw se compose de grès de type

flysch (Formation de Neckwick), de blocs de roches sédimentaires au sein d'une matrice de shale (Mélange de la Rivière du Milieu), et d'une succession de shale, de grès et de conglomérat (Formation de Dubuc) (De Broucker, 1987). La Formation de Dubuc du Groupe de Mictaw est connue comme étant une importante roche mère potentielle pour la génération d'hydrocarbures dans la ceinture de Gaspé au sud de la Gaspésie. Les valeurs de carbone organique totale (COT) oscillent entre 0,1 et 10,7% (Lavoie, 2008 ; Malo *et al.*, 2008).

2.7 Formation d'Arsenault (Darriwillien)

La Formation d'Arsenault, d'âge Darriwillien, est une séquence de turbidites composée de grès lithiques avec intercalations d'argilites, de tufs et de calcaires silteux qui affleurent dans le noyau de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (Malo, 1988). La Formation d'Arsenault repose en discordance sur le mélange de McCrea et a été corrélée avec la Formation de Neckwick à la base du Groupe de Mictaw (De Broucker, 1987; Malo et Bourque, 1993). Le Groupe de Mictaw et la Formation d'Arsenault ont été interprétés comme des turbidites syn-orogéniques déposées dans un bassin d'avant-arc, dans un environnement marin profond (De Broucker 1987, Malo *et al.*, 2008).

2.8 Formation de Garin (Caradocien)

Le Groupe d'Honorat comprend essentiellement la Formation de Garin, composée de lutites terrigènes, avec des intercalations mineures d'arénites quartzuses calcaires, de grès lithiques, de conglomérats polygéniques et de dolomies silteuses (Malo, 1988). Les structures sédimentaires observées dans les grès lithiques du Garin – avec les lutites massives qui les recouvrent – ont été interprétées comme des séquences typiques formées par des courants de turbidité (Bourque *et al.*, 1993). La Formation de Garin, d'âge Caradocien, repose en discordance sur la Formation d'Arsenault (Malo, 1988).

2.9 Le Groupe de Matapédia (Ashgillien inférieur -Aéronien)

Le Groupe de Matapédia affleure dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, dans l'anticlinorium d'Aroostook-Percé et dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs. Cette unité

repose en concordance sur le Groupe d'Honorat (en Gaspésie), et sur le Groupe de Grog Brook (au nord du Nouveau-Brunswick, Malo, 1988). L'âge du Groupe de Matapédia, basée sur des nombreuses associations de fossiles (graptolites, brachiopodes, etc.), est compris entre l'Ashgillien précoce à l'Aéronien (Malo, 1988). Le Groupe de Matapédia se compose de la Formation de Pabos et de la Formation de White Head.

2.9.1 Formation de Pabos

La Formation de Pabos est une unité de transition entre les dépôts clastiques marins profonds de la Formation de Garin et les calcaires de la Formation de White Head (Malo, 1988). Dans la région de New Richmond-Honorat – au sud de la faille du Grand Pabos – la Formation de Pabos se compose d'intercalations de mudstone calcaire, de lutites terrigènes d'une couleur gris foncé, de grès sub-lithiques calcaires, de conglomérats, de calcaires argileux et de calcilutites silteuses (Malo, 1988). La Formation de Pabos est interprétée comme un dépôt d'environnement marin, en-dessous de la zone d'action des vagues.

2.9.2 Formation de White Head

La Formation de White Head correspond majoritairement à des calcaires à grain fin et se compose (1) d'une unité inférieure de calcilutite – le Membre de Birmingham – (2) d'une unité de lutite peu calcareuse – le Membre de la Côte de la Surprise – (3) d'une unité supérieure de calcilutite – le Membre de l'Irlande – et (4) d'une unité de calcaire argileux – le Membre de Des Jean (Lespérance *et al.*, 1987). La plateforme d'Anticosti a été interprétée comme la source d'apport des sédiments pour la Formation de White Head (Malo, 2004).

2.10 Le Groupe de Chaleurs

Le Groupe de Chaleurs est une succession du Silurien inférieur au Dévonien inférieur qui affleure dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs et dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Le Groupe de Chaleurs a été divisé en trois assemblages superposés (Bourque *et al.*, 1993) : (1) l'assemblage silicoclastique inférieur, (2) l'assemblage calcaire intermédiaire et (3) l'assemblage silicoclastique supérieur, qui comprend localement des édifices récifaux et des dépôts volcaniques. Le Groupe de Chaleurs repose partout en concordance sur la Formation de

White Head, sauf dans la région de Chandler-Port Daniel où il repose en discordance angulaire sur les groupes de Maquereau et de Mictaw (Bourque *et al.*, 1993).

2.10.1 Assemblage silicoclastique inférieur (Rhuddanien-Telychien C6)

L'assemblage silicoclastique inférieur repose en concordance sur le Membre de L'Irlande de la Formation de White Head dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs. Cet assemblage comprend les Formations de Clemville, de Weir et d'Anse-Cascon. La Formation de Clemville se compose de roches silicoclastiques à grain fin interprétées comme des tempestites déposées dans la zone d'action des vagues (Bourque *et al.*, 2001). La Formation de Weir se compose de grès à grain grossier et de conglomérats témoignant d'un environnement péritidal (Malo *et al.*, 2008). La Formation d'Anse-Cascon se compose de grès quartzeux et de grès feldspathiques déposés dans un environnement côtier. Les formations de Weir et d'Anse-Cascon sont considérées comme des réservoirs potentiels d'hydrocarbures avec une porosité intergranulaire mesurée de 1,5 à 5,1 % – pour la Formation de Weir – et de 0,6 à 6,4 % – pour la formation d'Anse-Cascon – (Marcil *et al.*, 2005). Dans la ceinture de Gaspé du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, au nord de la péninsule, l'assemblage silicoclastique inférieur comprend également les Formations de Sources, d'Awantjish et de Val Brillant (Malo *et al.*, 2008).

2.10.2 Assemblage calcaire intermédiaire (Telychien C6-Wenlockien inférieur)

L'assemblage calcaire intermédiaire se compose de calcaires d'eau profonde et de plate-forme et comprend la Formation d'Anse à Pierre-Loiselle – une unité de lutites silicoclastiques déposées dans un milieu relativement profond – et la Formation de La Vieille – des calcaires comprenant des faciès de milieux péritidal, récifal et sous-tidal (Lavoie *et al.*, 1992; Bourque *et al.*, 2001; Malo *et al.*, 2008). Cet ensemble est d'un âge Telychien C6 à Wenlockien précoce (Bourque *et al.*, 2001).

La Formation d'Anse à Pierre-Loiselle représente la transition entre le grès de la formation sous-jacente d'Anse-Cascon, et les calcaires de la formation sus-jacente de La Vieille (Bourque *et al.*, 1993). La Formation d'Anse à Pierre-Loiselle est une unité de lutite silicoclastique qui contient des bancs de grès à la base – tels que ceux de la Formation d'Anse-Cascon – et des calcaires nodulaires au sommet – tels que ceux de la Formation de La Vieille (Bourque *et al.*, 1993). Cette

unité contient un élément intermédiaire de grès à grain grossier et de conglomérat polygénique de quartz, feldspath et fragments rocheux (Bourque *et al.*, 1993).

La Formation de La Vieille se compose de trois membres informels : le membre « Inférieur », constitué de calcaires nodulaires, localement très fossilifères déposés au niveau du plateau externe ; le membre « Intermédiaire » composé d'une calcarénite (wackestone à packstone) d'environnement sous-tidal, localement avec une large variété de facies à algues et à cryptobactéries d'origine péritidale ; le membre « Supérieur » constitué de calcaires nodulaires peu fossilifères de plate-forme externe (Malo *et al.*, 2008). La Formation de La Vieille est considérée comme un réservoir potentiel d'hydrocarbures, avec une porosité (vacuolaire, de moulage et intercrystalline) mesurée de 1,1 à 4,1% (Marcil *et al.*, 2005).

2.10.3 L'Assemblage silicoclastique supérieur (Wenlockien supérieur - Lochkovien inférieur)

L'assemblage silicoclastique supérieur comprend la Formation de Saint-Léon et ses équivalents latéraux : les Formations de Gascons et d'Indian Point. Cet assemblage comprend presque uniquement des faciès silicoclastiques à grain fin, interprétés comme des dépôts de pro-delta et de plateau continental (Bourque *et al.*, 2001). Cet assemblage – d'âge allant du Wenlockien tardif au Lochkovien précoce – contient également des conglomérats, des roches volcaniques et des calcaires récifaux (Bourque *et al.*, 2001).

Les dépôts de conglomérat de Griffon Cove River, de New Mills et d'Owl Capes ont été associés à la discordance salinienne du Ludlovien-Pridolien (Bourque *et al.*, 2001). Les dépôts volcaniques du Silurien (membres du Lac McKay et de Ristigouche) correspondent à des coulées des laves basaltiques et volcanoclastiques, tandis que les dépôts du Silurien supérieur-Dévonien inférieur (membres de Baldwin, de Black Cape et de Dalhousie) contiennent – en plus des basaltes tholéitiques – une fraction importante de roches intermédiaires, des rhyolites, des pyroclastites et des hyaloclastites (Bourque *et al.*, 2001). Les corps de calcaires récifaux sont mieux développées dans la Formation de West Point, qui s'interdigitent latéralement avec des silicoclastiques fines de la Formation d'Indian Point, dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs (Bourque *et al.*, 1993). Les corps récifaux contiennent des monticules d'éponges, des bancs de crinoïdes, des récifs et des débris de stromatoporoïdes, des laminites microbiennes et des couches rouges avec des fentes de dessiccation (Bourque *et al.*, 1993, 2001).

2.11 La Formation de Saint-Jules (Dévonien supérieur-Tournaisien)

La Formation de Saint-Jules est une unité post-acadienne, confinée à un petit graben dans le sud de la Gaspésie, qui avait été cartographiée auparavant comme faisant partie de la Formation de Bonaventure (Jutras et Prichonnet, 2002). Cette unité repose en discordance sur les roches de l'Ordovicien au Dévonien inférieur (Jutras et Prichonnet, 2002). La Formation de Saint-Jules comprend une succession de roches continentales clastiques oxydées déposées dans un environnement fluviatile localement de haute énergie (Jutras et Prichonnet, 2002). Les conglomérats qui caractérisent cette unité sont des paraconglomérats à orthoconglomérats oligomictiques rouges, quasiment sans cailloux de quartz, mal calibrés et exclusivement dérivés d'une source proximale (Jutras et Prichonnet, 2002). La Formation de Saint-Jules est localement recouverte par « une calcrète d'eau souterrain pro-évaporitique » qui a été corrélée avec la Formation de La Coulée (Jutras *et al.*, 2001; Jutras et Prichonnet, 2002; Jutras *et al.*, 2005).

2.12 La Formation de Bonaventure (Viséen)

La Formation de Bonaventure a été redéfinie comme l'équivalent du membre Inférieur (dominé par une brèche conglomératique rouge) et du membre Intermédiaire (composé notamment d'une lutite rouge) de la Formation de Cannes-des-Roche (Rust, 1981; Jutras *et al.*, 2001). Ces membres se composent d'une succession granulo-décroissante de lits rouges, témoignant du dépôt proximal (membre Inférieur) et distal (membre Intermédiaire) d'un cône alluvial (Rust, 1981). La Formation de Bonaventure se caractérise notamment par sa fraction de gravier polygénique, et comprend des cailloux de quartz bien arrondis provenant de roches sédimentaires, ignées et métamorphiques (Jutras *et al.*, 2007). La Formation de Bonaventure est aussi caractérisée par des calcrètes pédogénétiques, des craquelures de dessiccation et une apparente absence de débris végétaux (Jutras *et al.*, 2007).

Le critère pétrographique le plus diagnostique pour différencier la Formation de Saint-Jules de la Formation de Bonaventure est la présence ou l'absence de cailloux de quartz et de jaspe, qui ont été observés dans la Formation de Bonaventure, mais pas dans la Formation de Saint-Jules (Jutras et Prichonnet, 2002; 2004). Les clastes de la Formation de Bonaventure sont aussi relativement mieux triés que ceux de la Formation de Saint-Jules (Jutras et Prichonnet 2004). La

Formation de Bonaventure repose en discordance sur « une calcrète d'eau souterraine pro-évaporitique » qui a été corrélée avec le premier cycle majeur transgression-régression de la mer de Windsor au cours du Viséen (Jutras *et al.*, 2001; Jutras et Prichonnet 2002, Jutras *et al.*, 2005).

3 SISMIQUE-RÉFLEXION

Les profils sismiques 2001-MRN-14A et 2001-MRN-14B (**fig. 1.4**) ont été acquis par Kinetex Inc. pour le Ministère des ressources naturelles du Québec au cours des étés 2001 et 2002. Les paramètres d'acquisition sont présentés dans le **tableau A1** (en annexe). Les seules données disponibles de ces deux profils sont des données sommées en format SEG Y, sur lesquels des migrations après-sommation en temps ont été appliquées (GAPS Ltd., 2002). Les versions migrées de chaque profil sont présentées dans les **figs. 3.1** et **3.2**. Deux fichiers supplémentaires contenant une sommation et une migration avant-sommation du profil 2001-MRN-14A (Robertson Research, 2004) furent gracieusement fournis par Junex Inc. Cette version migrée (**fig. 3.3**) fut choisie pour l'interprétation étant donné sa meilleure qualité.

3.1 Traitement supplémentaire des données sismiques (migration post-sommation en temps)

Étant donné la qualité déficitaire des migrations en temps du profil 2001-MRN-14B, une version sommée non-filtrée, produite par GAPS Ltd. (2002), fut choisie pour effectuer un traitement supplémentaire. Afin d'améliorer la qualité du profil, une égalisation spectrale à temps variable (Claerbout, 1992) fut d'abord effectuée sur les données sommées non filtrées de GAPS Ltd. (2002). Ensuite, deux migrations additionnelles en temps furent réalisées. Dans les deux cas, 60% et 80% du champ de vitesse furent utilisées pour migrer les données (**fig. 3.4**). Le modèle de vitesse utilisé pour la migration s'inspire des travaux de Bêche *et al.* (2007), d'un rapport confidentiel de Robertson Research International Limited –Geophysical Services– (2004) et de GAPS Ltd. (2002). Les données furent migrées dans le domaine fréquence-nombre d'onde (F-K) selon la méthode de Stolt (1978) pour tenter de s'affranchir des problèmes causés par les forts pendages des réflecteurs rencontrés dans la région d'étude lorsque migrés dans le domaine temps-distance.

3.2 Interprétation des profils sismiques

Les données migrées ont été interprétées à partir de l'amplitude (**fig. 3.5**) et de l'enveloppe (**fig. 3.6**) des traces sismiques. L'enveloppe fut utilisée afin de rehausser les événements sismiques de

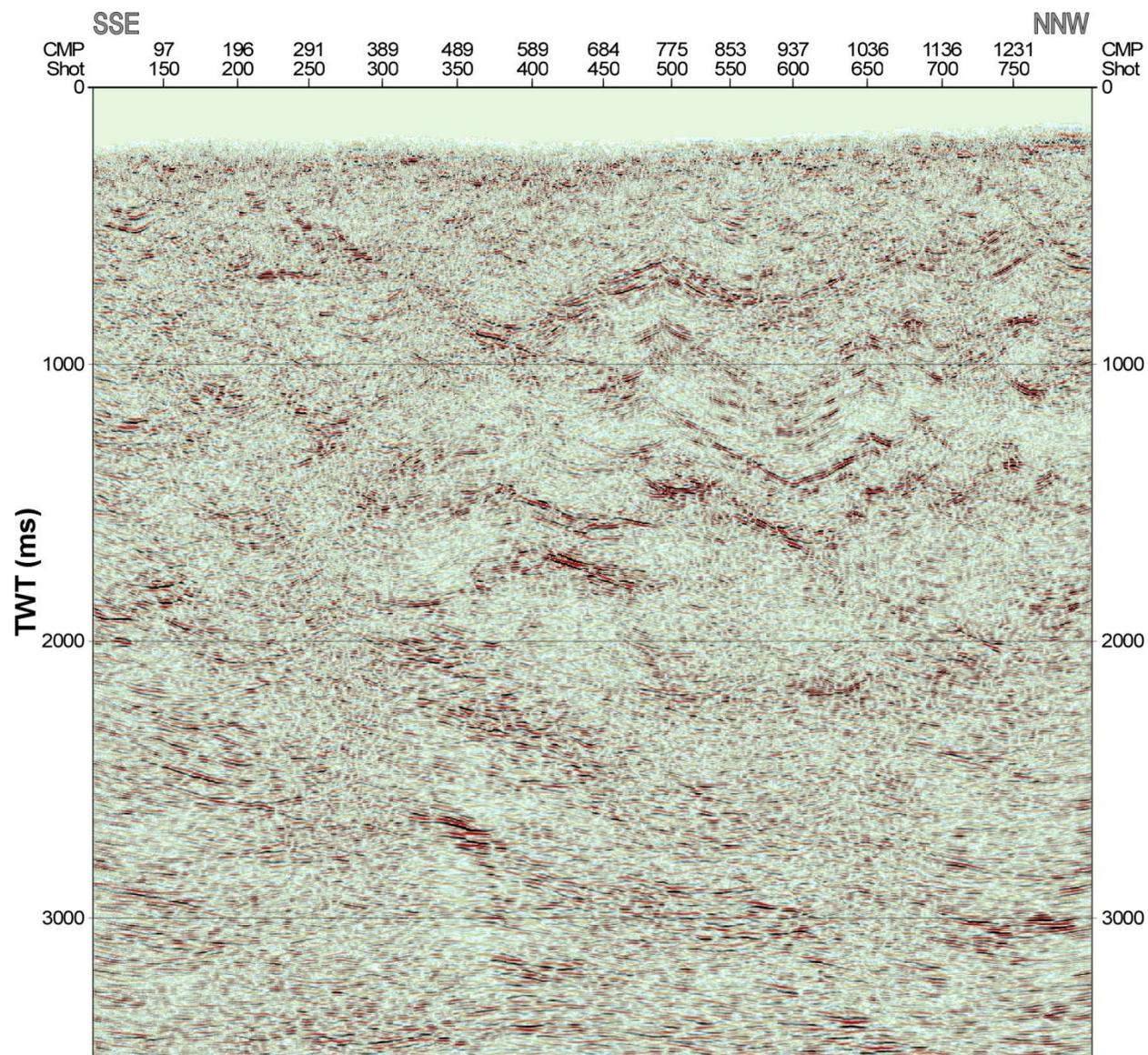


Figure 3.1. Profil sismique 2001-MRN-14A. Migration après-sommation (GAPS Ltd., 2002). Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

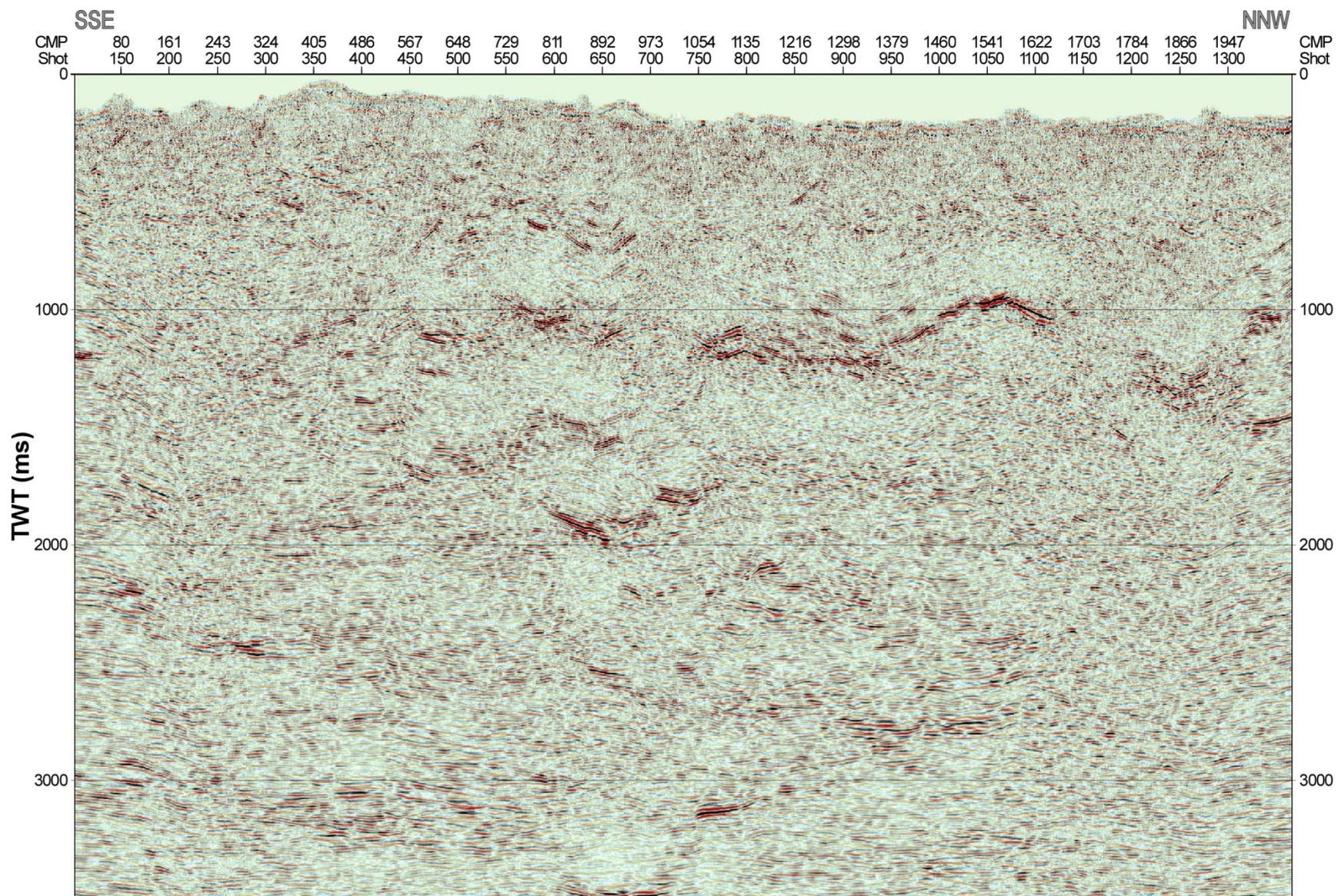


Figure 3.2. Profil sismique 2001-MRN-14B. Migration avant-sommation (GAPS, 2002). Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

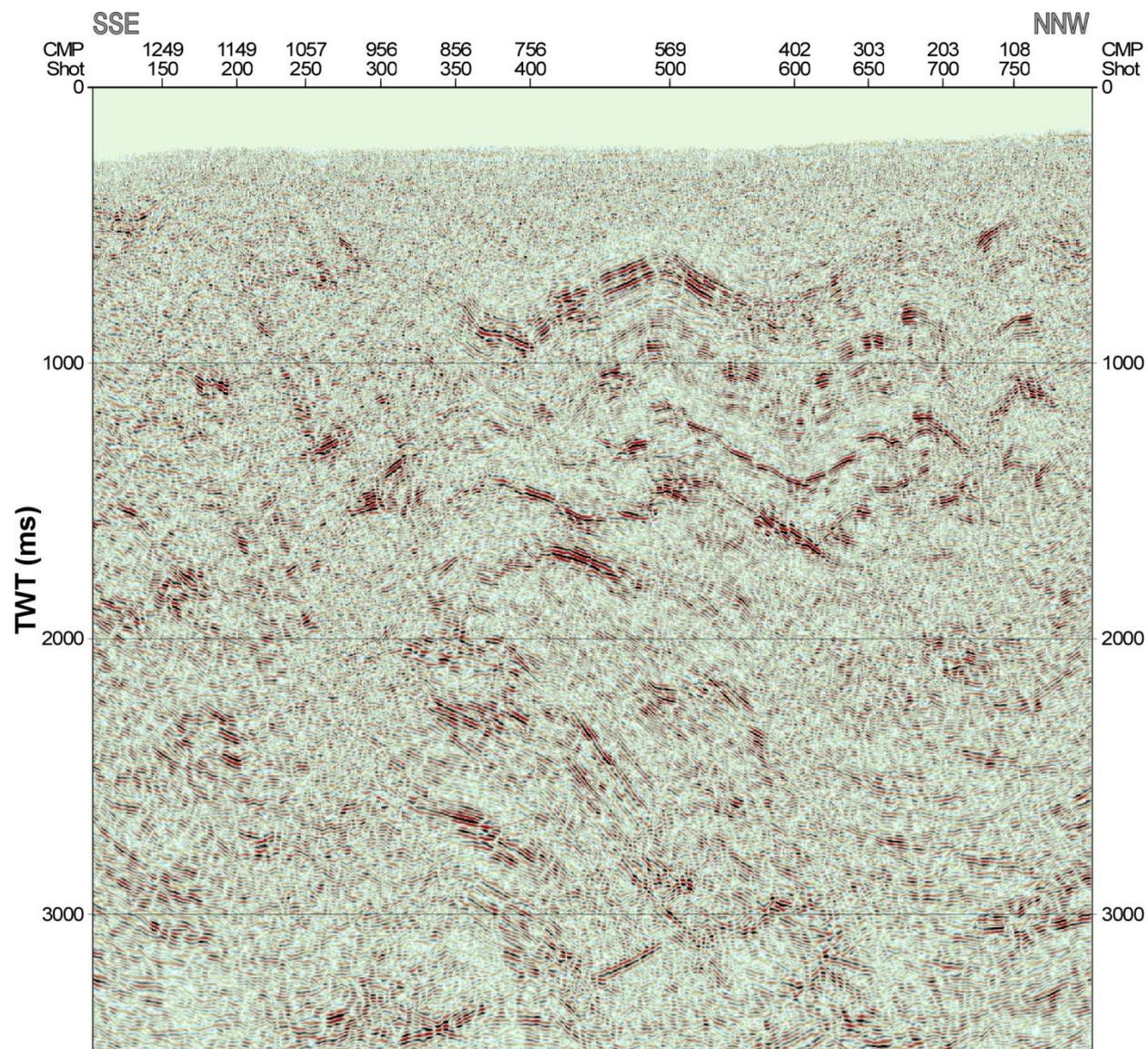


Figure 3.3. Profil sismique 2001-MRN-14A. Migration avant-sommation (Robertson Research, 2004). Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

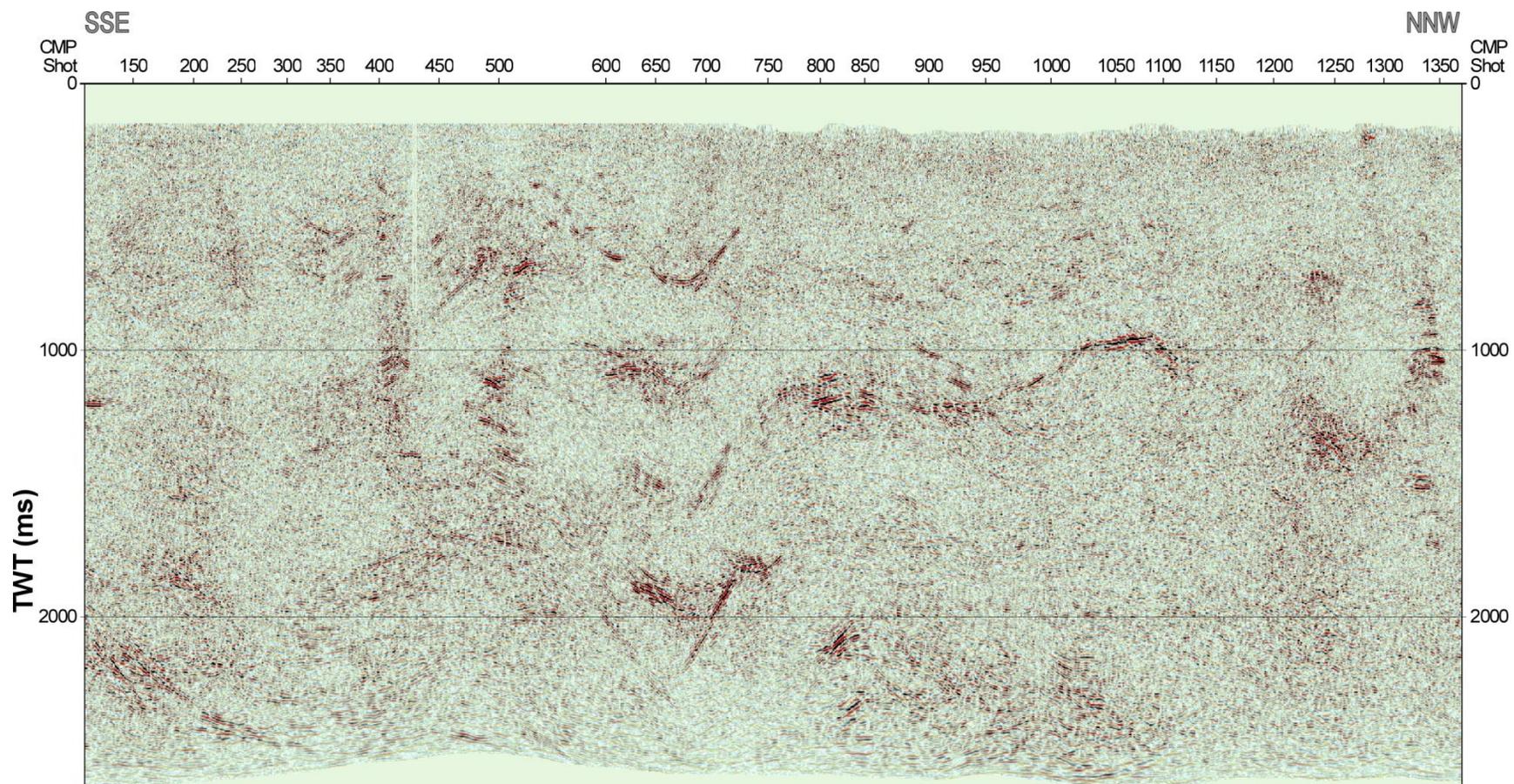


Figure 3.4. Profil sismique 2001-MRN-14B version retraitée. Migration après-sommation dans le domaine fréquence-nombre d'onde (F-K) selon la méthode de Stolt (1978). Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

plus faible amplitude pour que ceux-ci soient plus facilement observables à l'échelle régionale. L'enveloppe est calculée lors de l'analyse complexe des traces sismiques tel que décrit par Taner *et al.* (1979). Il s'agit ni plus ni moins d'une présentation des données sismiques qui est indépendante de la phase. Un profil topographique longeant les deux sections sismiques a été représenté en temps de parcours double en utilisant l'élévation des points de tir, une vitesse de remplacement constante de 4600 m/s et le datum du traitement (500 m). Le puits Paspébiac No. 1 et les sommets des unités stratigraphiques traversées lors du forage (**tableau 3.1**) ont été transformés en temps de parcours double à partir de la diagraphie sonique (DT) et le relevé de déviation de Junex (2008). La meilleure qualité du profil 2001-MRN-14A, où les réflexions sont plus cohérentes, a facilité son interprétation par rapport à celle du profil 2001-MRN-14B. Une description des unités sismo-stratigraphiques interprétées est présentée sur la **fig. 3.7**.

Tableau 3.1 Profondeur des sommets des formations traversées par le puits Paspébiac No. 1 (Junex, 2008).

Formation	Top MD	Top TVD	Top Subsea	Easting	Northing
Dépôts meubles et zone d'altération du roc	3.6	3.6	134.78	327025.0	5333093.0
Formation de West Point	25.0	25.0	113.43	327025.5	5333092.4
Formation de Gascon Unité Silteuse	210.0	209.9	-71.45	327028.9	5333087.7
Formation de Gascon Unité Calcareuse	760.0	755.8	-617.37	327030.1	5333023.4
Formation de La Vieille	1165.0	1141.8	-1003.38	327028.2	5332904.8
Formation de l'Anse-à-Pierre- Loiselle	1375.0	1332.6	-1194.2	327022.2	5332817.4
Formation d'Anse-Cascon	1515.0	1455.6	-1317.23	327018.0	5332750.8
TD	1800.0	1688.3	-1549.91	323409.9	5330902.5

L'interprétation sismique est appuyée sur une corrélation plausible de cinq ensembles de réflexions avec quatre limites litho-stratigraphiques, qui sont de bas en haut : (1) le socle protérozoïque (« s »), (2) la discordance taconienne (« Ta »), (3) le sommet de la Formation de Neckwick (« Ne ») et (4) la base du Groupe de Chaleurs (« An/We »), (**figs. 3.5 et 3.7**). La base du Groupe de Chaleurs (An/We), représentée notamment par les formations d'Anse-Cascon et de Weir, est corrélée à un ensemble de réflexions très continues de très forte amplitude, qui peut être rattaché au puits Paspébiac-1 (**fig. 3.8**). La discordance taconienne (Ta) est attribuée à un ensemble de réflexions caractérisé par des relations de troncature en-dessous, et d'aggradation

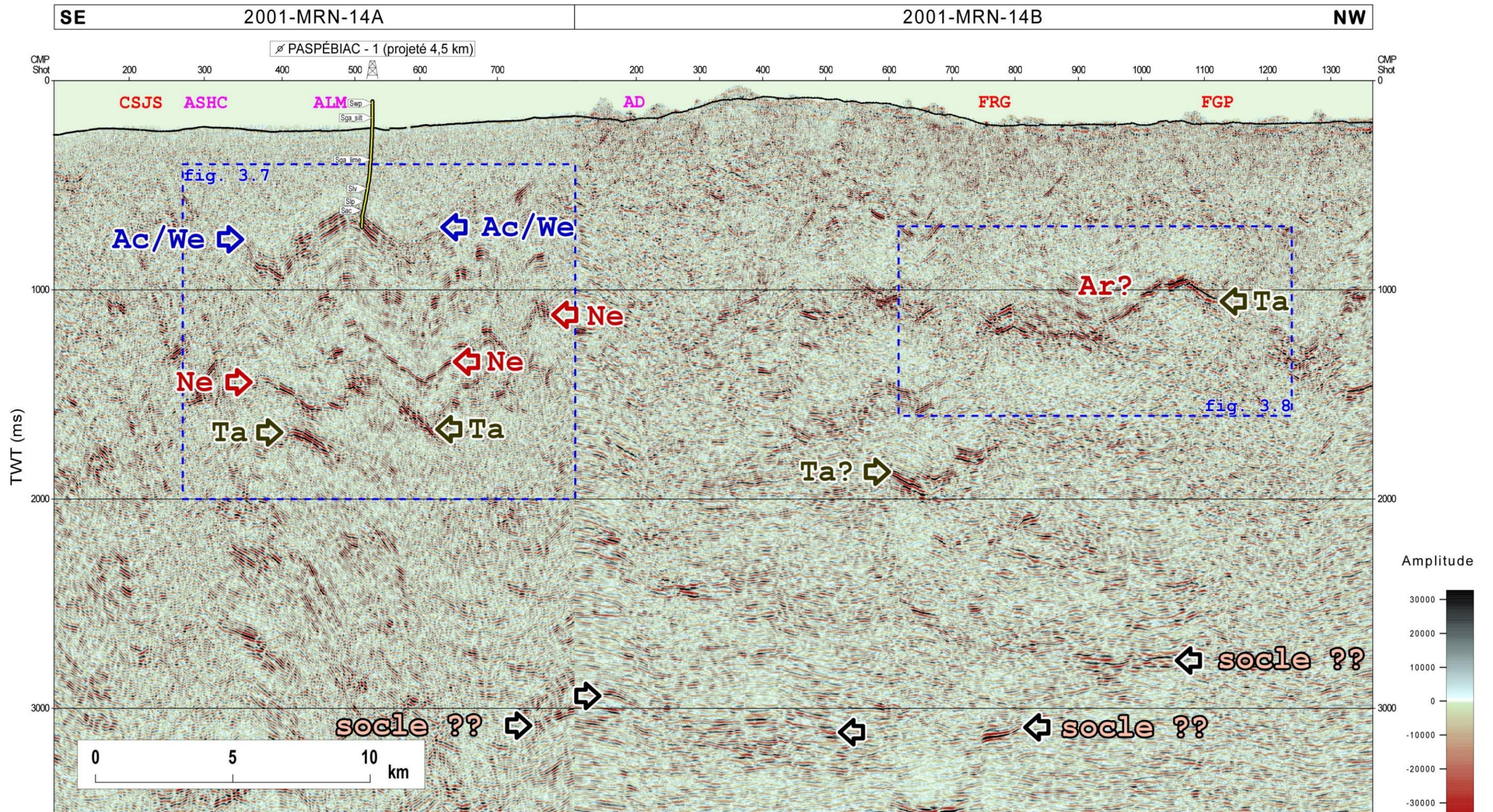


Figure 3.5. Profils sismiques 2001- MNR-14A (Robertson Research, 2004) et 2001-MRN-14B (GAPS, 2002) migrés avant sommation (amplitude). Ac-We : Fms. d'Anse Cascon et de Weir. Ar : Fm. d'Arsenault. Ne : sommet de la Fm. de Neckwick; Ta : discordance taconienne; CSJS : chevauchement de Saint-Jogues Sud; ASHC : anticlinal de Sainte Hélène de la Croix; ALM : anticlinal du Lac Ménard; AD : anticlinal de Duval; FRG : faille de la Rivière Garin, FGP : faille du Grand Pabos. Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

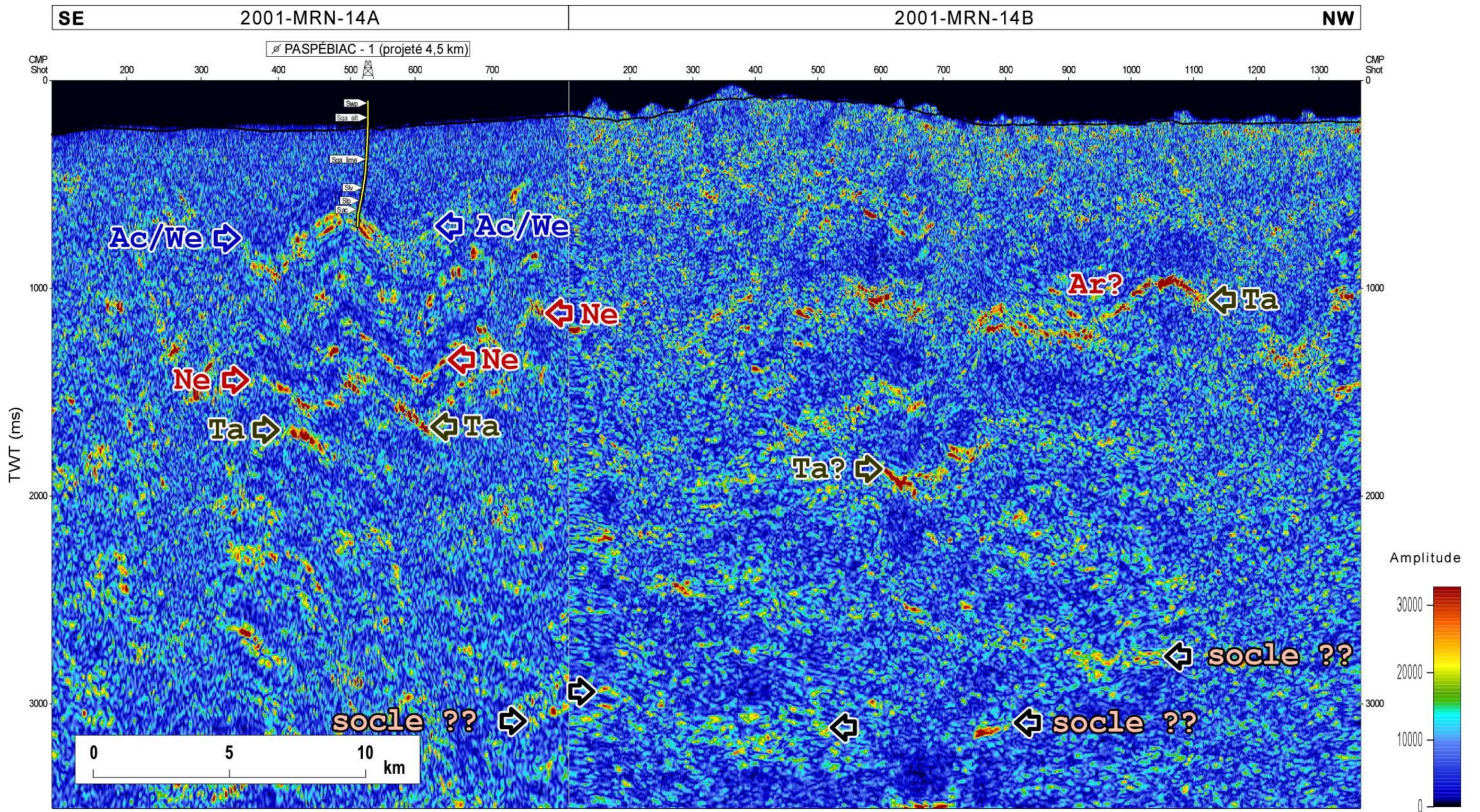


Figure 3.6. Représentation par enveloppe des profils sismiques 2001- MNR-14A (Robertson Research, 2004) et 2001-MRN-14B (GAPS, 2002) migrés avant sommation (enveloppe). Ac-We : Fms. d'Anse-Cascon et de Weir. Ar : Fm. d'Arsenault. Ne : sommet de la Fm. de Neckwick; Ta : discordance taconienne. Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

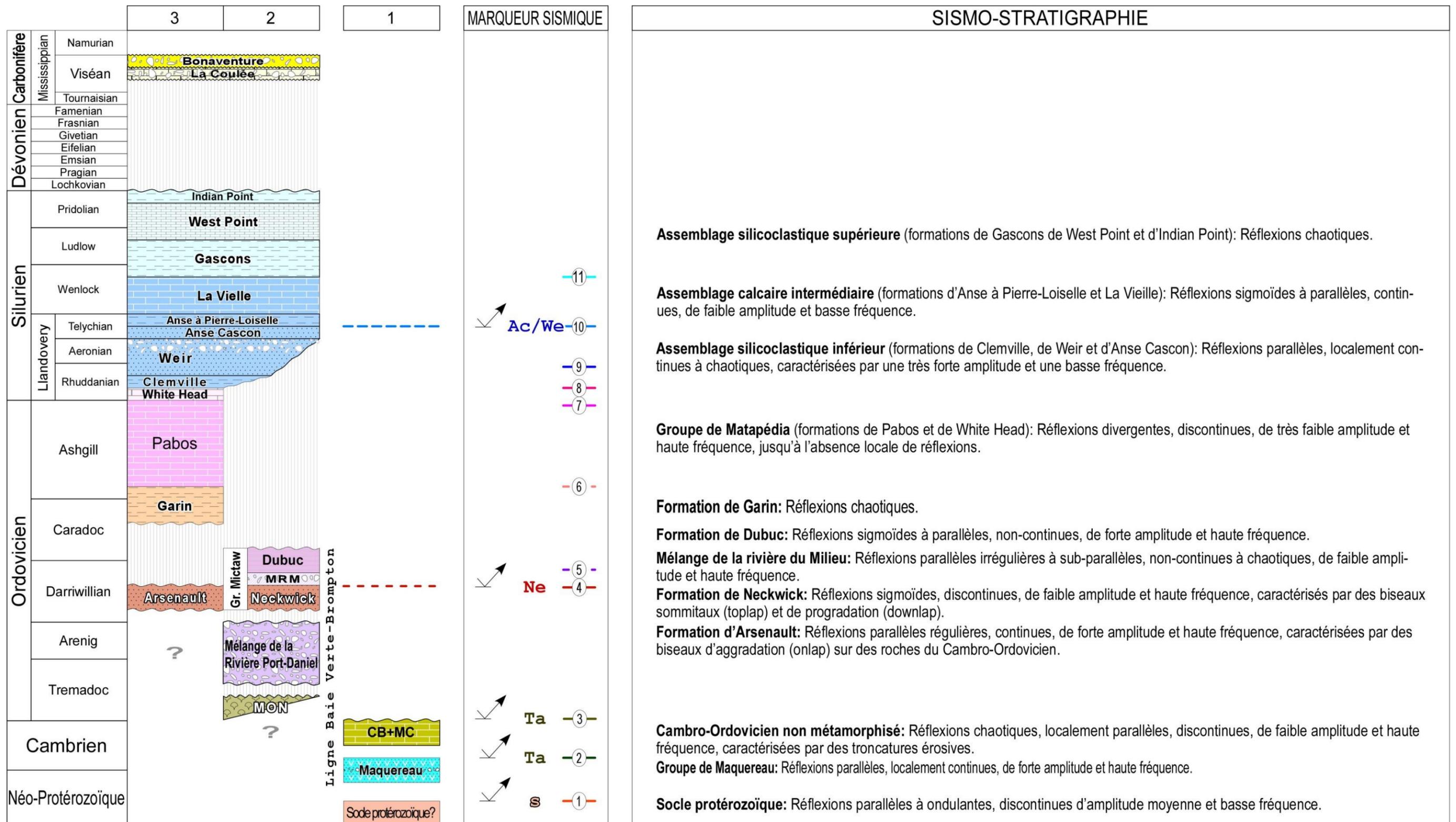


Figure 3.7. Sismo-stratigraphie du synclinorium de la Baie de Chaleurs

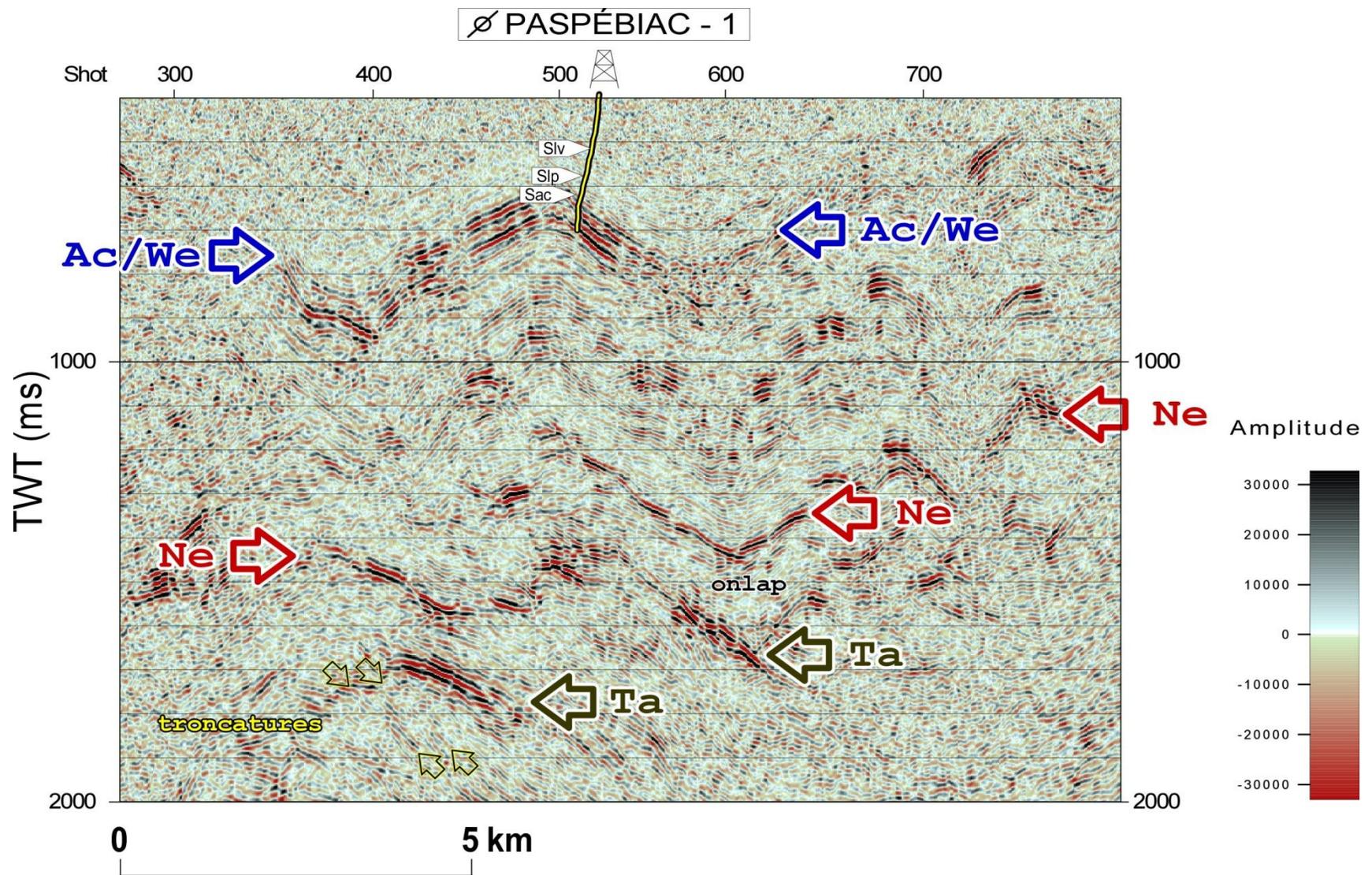


Figure 3.8. Détail du profil sismique 2001-MRN-14A montrant la troncature des unités cambro-ordoviциennes et le biseau d'aggradation (*onlap*) au-dessus de la discordance taconienne. Ac/We : sommet des formations d'Anse Cascon et Weir; Ne : sommet de la Fm. de Neckwick; Ta : discordance taconienne. Pour la localisation, voir la fig. 3.5

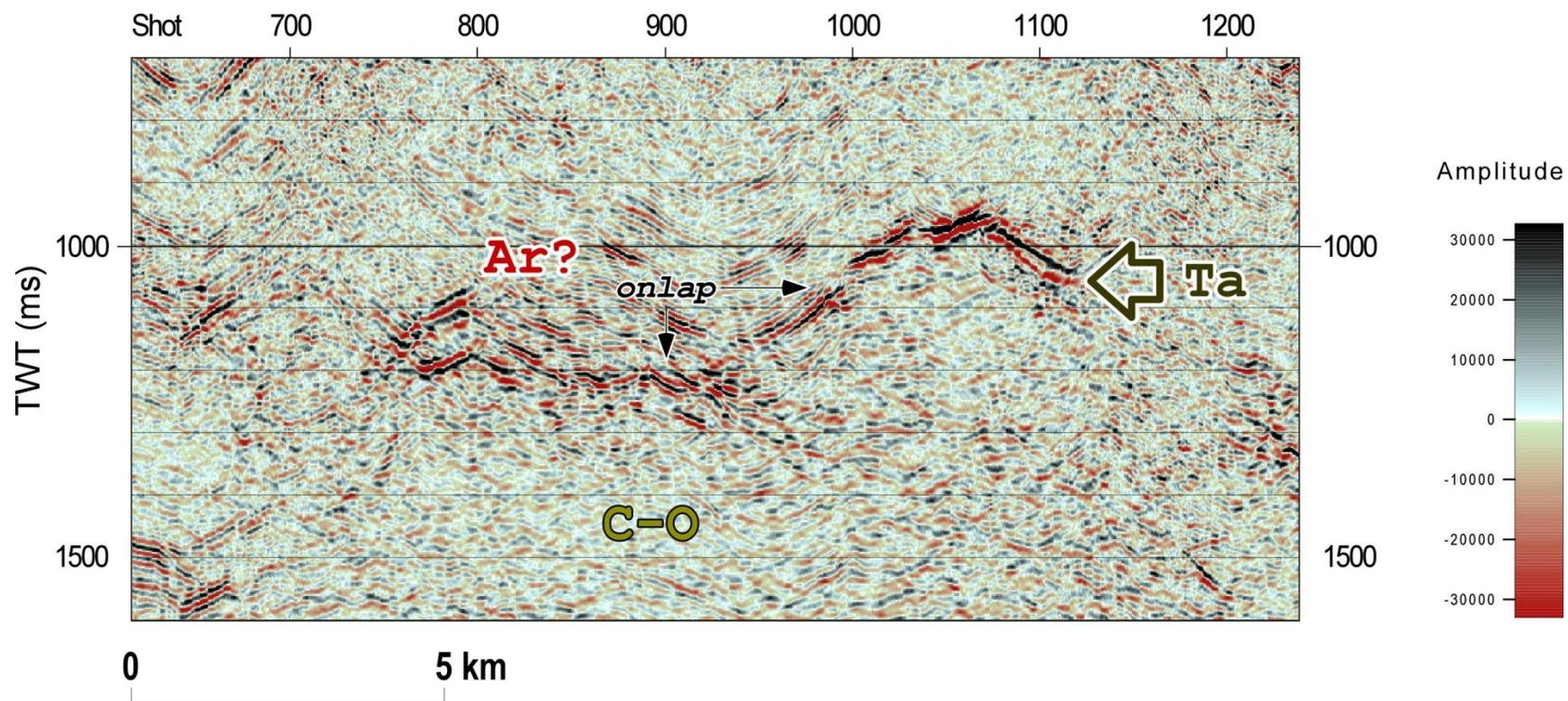


Figure 3.9. Détail du profil sismique 2001-MRN-14B. Biseau d'aggradation (*onlap*) au-dessus de la discordance taconienne. Ar : Fm. d'Arsenault; C-O : Cambro-Ordovicien non différencié; Ta : discordance taconienne. Pour la localisation voir la fig. 3.5

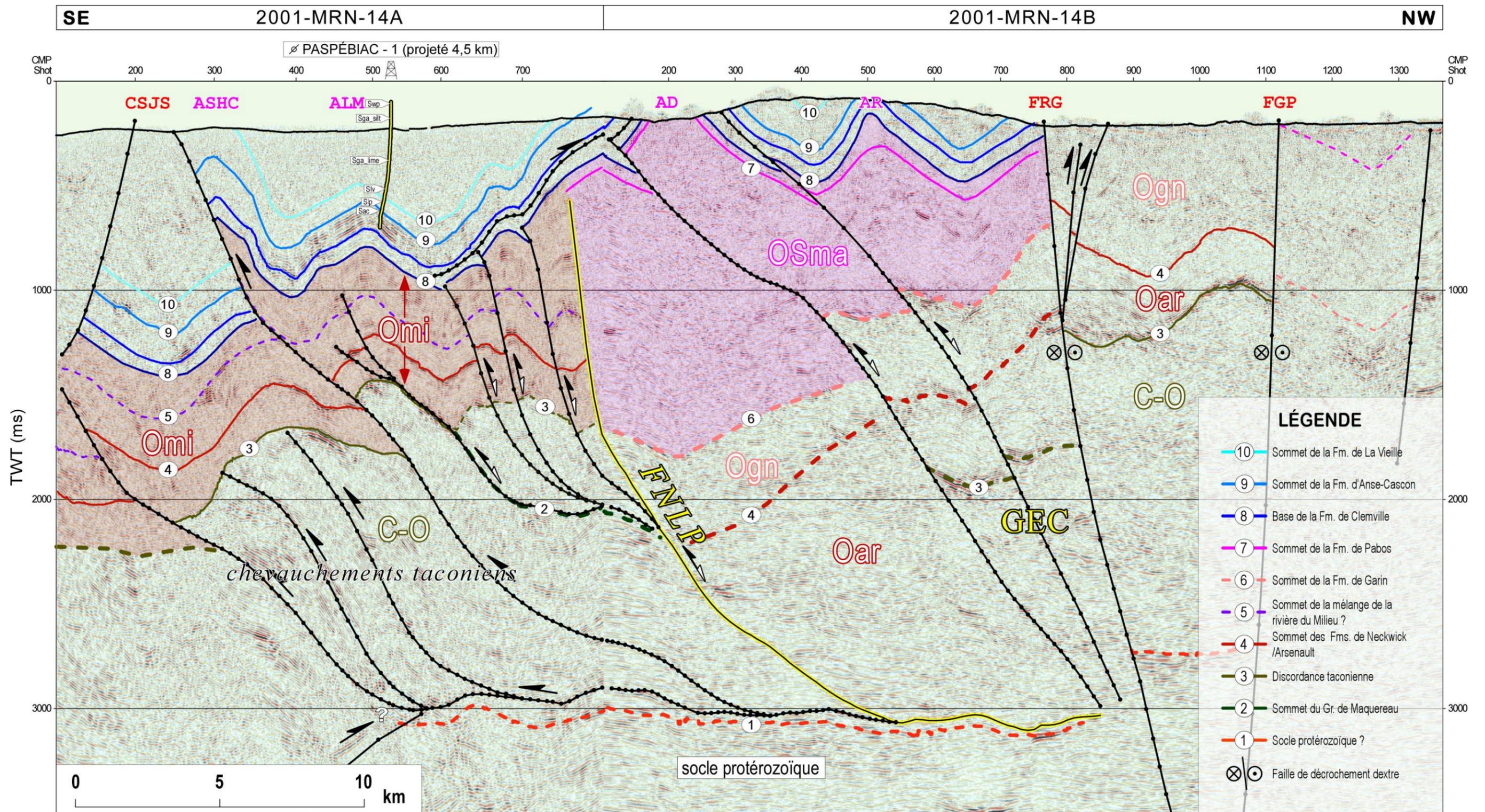


Figure 3.10. Interprétation structurale des profils sismiques 2001- MNR-14A et 2001-MRN-14B. AD : anticlinal de Duval; ALM : anticlinal du Lac Ménéard; AR : anticlinal de Robidoux; ASHC : anticlinal de Sainte Hélène de la Croix; CSJS : chevauchement de Saint-Jogues Sud; FGP : faille du Grand Pabos; FNL : faille normale listrique principale; FRG : faille de la Rivière Garin; GEC : graben d'effondrement de crête; Oar : Fm. d'Arsenault; Ogn : Fm. de Garin; Omi : Groupe de Mictaw; OSma : Groupe de Matapédia. Pour la localisation, se référer à la figure 1.4

biseauté (onlap) au-dessus de celle-ci (figs. 3.8 et 3.9). De plus, il est possible d'observer sur le profil 2001- MRN-14A que l'amplitude de la réflexion attribuée à la discordance taconienne n'est pas constante latéralement, ce qui suggère des changements abrupts des propriétés acoustiques des roches cambro-ordoviciennes.

La succession de réflexions comprise entre la base du Groupe de Chaleurs (An/We) et la discordance taconienne (Ta) peut être ainsi attribuée au Groupe de Mictaw (fig. 3.8), en reproduisant les relations observées à la surface dans le secteur de Port- Daniel, où l'Assemblage silicoclastique inférieur du Groupe de Chaleurs repose sur la Formation de Dubuc du Groupe de Mictaw. Enfin, la localisation du socle protérozoïque est interprétée sur la base de quelques réflexions observées en dessous de 2600 ms (TWT) dans la portion inférieure des deux profils sismiques (fig. 3.5). Toutefois, le niveau de confiance attribuable aux réflexions interprétées est variable. La position de la base du Groupe de Chaleurs est la seule contrainte donnée par le puits Paspébiac-1 – donc la plus certaine – tandis que la position du toit du socle protérozoïque est la plus interprétative/hypothétique. L'interprétation sismique finale est présentée à la fig. 3.10.

3.2.1 Structures principales

Comme illustré par la carte géologique (fig. 1.4), les groupes de Chaleurs et de Matapédia sont impliqués dans un ensemble de plis ouverts, au sud de la faille de la Rivière Garin, incluant les anticlinaux de Duval et de Robidoux (fig. 3.10). Plusieurs failles cartographiées à la surface, à savoir : (1) le chevauchement de Saint-Jogues Sud, (2) la faille de la Rivière Garin, et (3) la faille du Grand Pabos, peuvent être étendues en sous-surface sur la base de troncatures observées lors de la délimitation des unités sismiques principales (fig. 3.7). D'après notre interprétation, les failles qui recoupent les roches siluro-dévonienues en surface affectent donc également les roches cambro-ordoviciennes sous-jacentes (fig. 3.10). C'est le cas particulier du chevauchement de Saint-Jogues Sud qui engendre deux plis importants soit, l'anticlinal du Lac Ménard – foré par le puits Paspébiac No. 1 – et l'anticlinal de Sainte-Hélène de la Croix – situé 5 km au nord de New-Carlisle – (figs. 1.4 et 3.10). En ce qui concerne les failles du Grand Pabos et de la Rivière Garin, l'interprétation suggère des pendages subverticaux avec une convergence des deux failles en profondeur (fig. 3.10).

Des plis à faible amplitude et faible longueur d'onde, ainsi que des failles inverses à faible rejet qui impliquent le Groupe de Mictaw et les unités cambro-ordoviciennes, ont été observés sur le profil sismique 2001-MRN-14A entre les points de tir 600 et 800, au sud de l'anticlinal de Duval (figs. 3.5 et 3.8). Ces structures ont été interprétées comme un système de failles normales listriques (Gibbs, 1984) partiellement inversé (fig. 3.10). Quant au Groupe de Chaleurs – au-dessus de ce système de failles – nous l'interprétons comme plissé de façon passive, afin de respecter la carte géologique (Lachambre et Brisebois, 1990) où ces failles observées sur le profil sismique n'ont pas été cartographiées en surface.

Sur la base de critères exclusivement géométriques, l'ensemble des structures telles que la faille du Grand Pabos, la faille de la Rivière Garin et les plis au sud de cette dernière peut être interprété de deux façons différentes. La première interprétation possible est celle d'une structure en palmier (« palm tree structure »; Woodcock et Schubert, 1994) reliée à la faille de décrochement dextre du Grand Pabos. Une interprétation alternative – favorisée par la présente étude – correspond à l'inversion tectonique d'un « upper crestal collapse graben » (McClay, 1995) pré-acadien (voir chapitre 5). Dans le premier cas, les mouvements le long des failles à pendage vers le nord-ouest (telles que le chevauchement de Saint-Jogues Sud, la faille de l'anticlinal de Duval et la faille du Ruisseau Blanc, fig. 1.4) et le long du système de faille du Grand Pabos seraient contemporains. Dans le deuxième cas, ces failles seraient antérieures et recoupées par le système de faille du Grand Pabos. À l'aide de la modélisation de l'anomalie résiduelle de Bouguer, décrite dans le chapitre suivant, l'interprétation deviendra plus complète malgré certaines limitations.

3.3 Conversion temps-profondeur

Dans le but de compléter l'interprétation sismique par une modélisation de l'anomalie résiduelle de Bouguer, les horizons et les failles interprétés ont été convertis en profondeur en utilisant les vitesses d'intervalle dérivées du traitement effectué par GAPS (2002). Les temps des horizons et des failles ont été lus à tous les 10 points de tir et les lectures ont été projetées sur un plan vertical d'azimut 345 ° joignant les extrémités des profils sismiques en surface. Des polygones délimités par les horizons interprétés sur le profil sismique ont été utilisés pour extraire de façon graphique les vitesses d'intervalle du traitement (GAPS, 2002). La vitesse de chaque unité a été

remplacée par la moyenne des vitesses d'intervalle inscrites à l'intérieur du polygone correspondant sur l'interprétation sismique.

Les vitesses utilisées par GAPS (2002) pour le traitement des profils ont été comparées avec les vitesses utilisées par Veritas GeoServices Ltd. (2000) pour le traitement du profil 2000-VB-4C (**fig. 1.3**), enregistré dans la région de Matapédia. D'après cette comparaison, les vitesses du traitement par GAPS (2002) sont d'environ 13% supérieures à celles du traitement par Veritas GeoServices Ltd. (2000). Les vitesses d'intervalle moyennes extraites du traitement par GAPS (2002) et le 87% de ces mêmes vitesses sont présentées sur le **tableau 3.2**. Également, deux conversions en profondeur : une pour le 100% et une autre pour le 87% des vitesses du traitement par GAPS (2002) sont présentées sur la **fig. 3.11**. Il est important à remarquer que la transformation en profondeur n'a pas d'effet significatif sur la géométrie des structures interprétées en temps. Cette géométrie aurait probablement changé en prenant en considération la variation latérale des vitesses. La conversion temps-profondeur découle donc d'une approximation grossière des vitesses utilisée pour la modélisation de l'anomalie résiduelle de Bouguer.

Tableau 3.2 Moyennes des vitesses d'intervalle (100% et 87%) des unités interprétées, calculées à partir des vitesses de GAPS (2002).

Unité	\bar{v}_{int} GAPS (m/s)	87% \bar{v}_{int} GAPS (m/s)
Groupe de Chaleurs supérieur	5965	5190
Groupe de Chaleurs inférieur	6129	5332
Groupe de Matapédia	6490	5646
Formation de Garin	6177	5374
Gr. de Mictaw et Fm. d'Arsenault	6871	5978
Socle protérozoïque	7190	6255

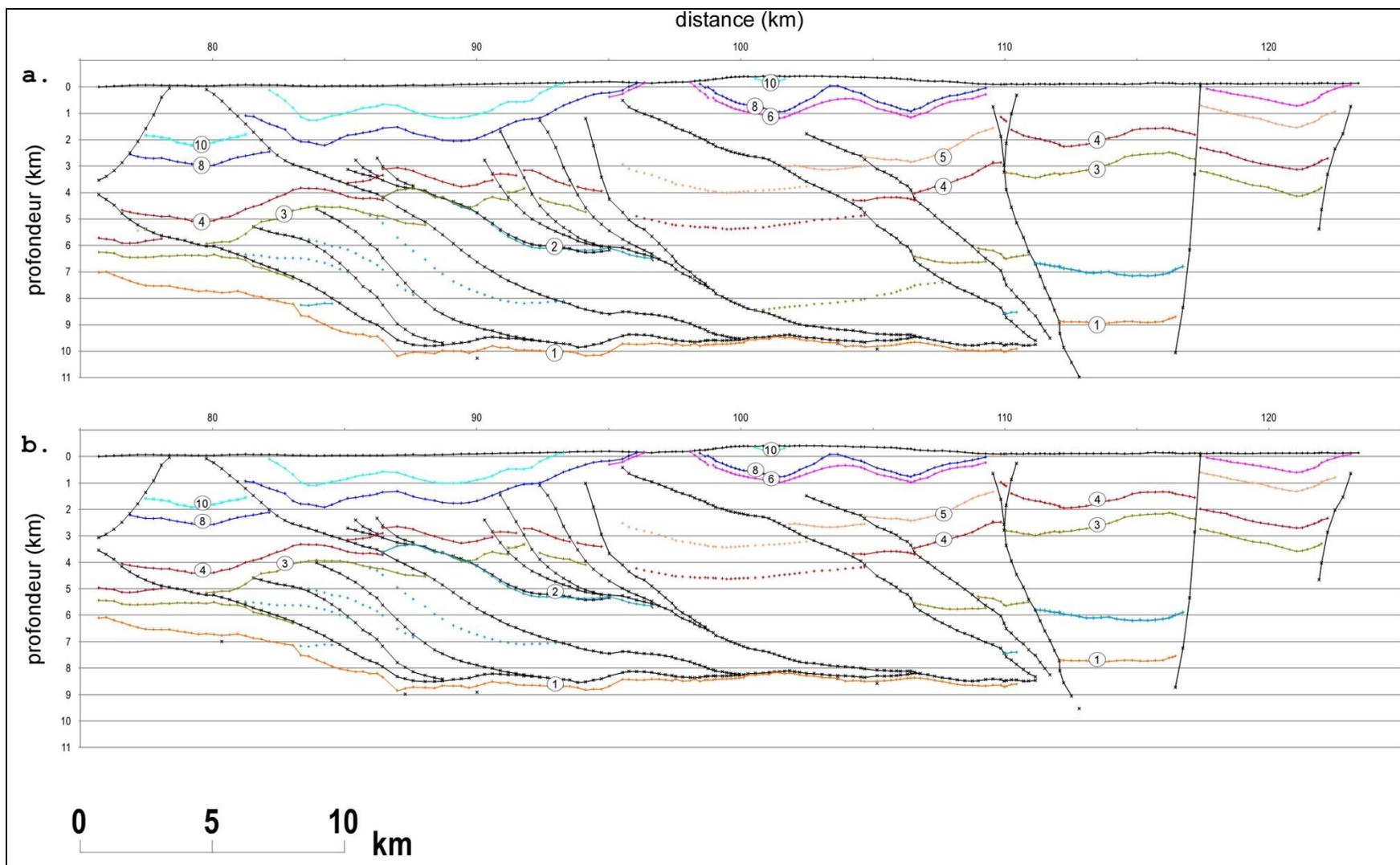


Figure 3.11. Interprétation sismique en profondeur sans exagération verticale. a : conversion en profondeur avec le 100% des vitesses d'intervalle moyennes de GAPS (2002). b : conversion en profondeur avec le 87% des vitesses d'intervalle moyennes de GAPS (2002). (1) : socle protérozoïque, (2) : toit du cambro-ordovicien métamorphique, (3) : discordance taconienne, (4) toit de la Fm. de Neckwick-Arsenault, (5) toit de la Fm. de Garin, (6) toit de la Fm. de Pabos, (7) : toit de la Fm. de White Head, (8) : base de la Fm. de Weir, (9) toit de la Fm de Weir, (10) toit de la Fm. de la Vielle.

4 GRAVIMÉTRIE

Un profil gravimétrique long de 237 km orienté environ N344 ° (fig. 4.1), a été extrait de la carte de l'anomalie de Bouguer de la Gaspésie (Pinet *et al.*, 2005). La longueur du profil gravimétrique dépasse celle des profils sismiques afin de mieux contraindre les variations de plus grandes longueurs d'onde et la tendance du champ régional. Le champ régional a été estimé sur le profil de gravité par la méthode visuelle (Pinet *et al.*, 2006; Lowrie, 2007) en ajustant la tendance de plus grande échelle avec une courbe lissée (fig. 4.2). En particulier, cette méthode permet d'estimer la courbe du champ régional de telle sorte que les anomalies résiduelles restent avec un signe conforme avec une interprétation *a priori* de la distribution de densité (Lowrie, 2007). La valeur du champ régional représentée par cette courbe a été ensuite soustraite de l'anomalie de Bouguer (fig. 4.3). Les mesures de densité – présentées sur le tableau 4.1 – fournissent le lien entre les unités géologiques et les anomalies gravimétriques (Pinet *et al.*, 2006).

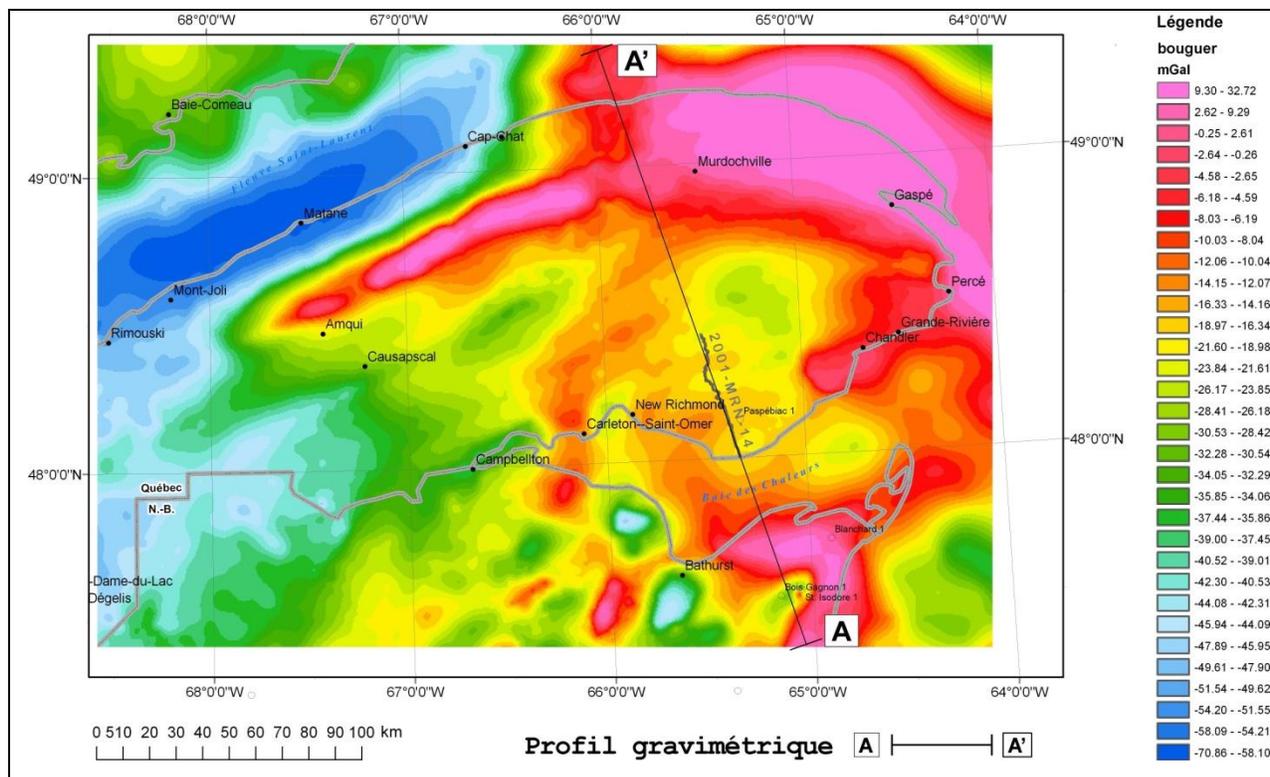


Figure 4.1. Localisation du profil gravimétrique (A-A') et du profil sismique 2001-MRN-14 dans la carte de l'anomalie de Bouguer de la Gaspésie (modifiée de Pinet *et al.*, 2005).

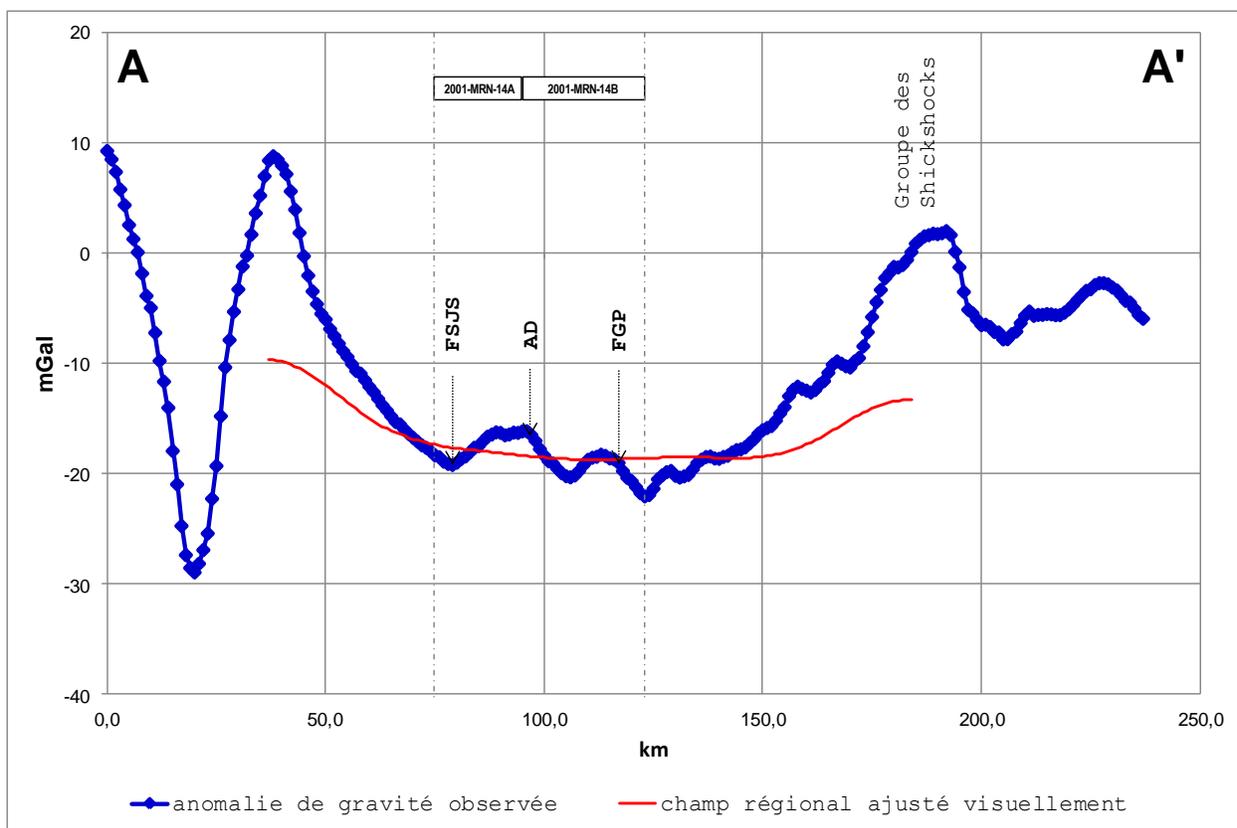


Figure 4.2. Profil de gravité observée (anomalie totale) extrait de la carte de l'anomalie de Bouguer et estimation visuelle du champ régional. AD : anticlinal de Duval; FGP : faïlle du Grand Pabos; FSJS : faïlle de Saint-Jogues Sud.

Tableau 4.1. Moyennes de densité des unités lithostratigraphiques de la Baie des Chaleurs (tirées de Pinet *et al.*, 2005).

symbole	Unité	Densité (gm/cm ³)	Contraste de densité (gm/cm ³)
Schs	Groupe de Chaleurs Supérieur	2.612	-0.058
Schi	Groupe de Chaleurs inférieur	2.646	-0.024
Osma	Groupe de Matapédia	2.660	-0.010
Ogn	Formation de Garin	2.674	0.004
Oar	Gr. de Mictaw / Fm. d'Arsenault	2.635	-0.035
C-Onm	Cambro-ordovicien non-métamorphisé	2.664	-0.006
pCCmq	Groupe de Maquereau	2.748	0.078

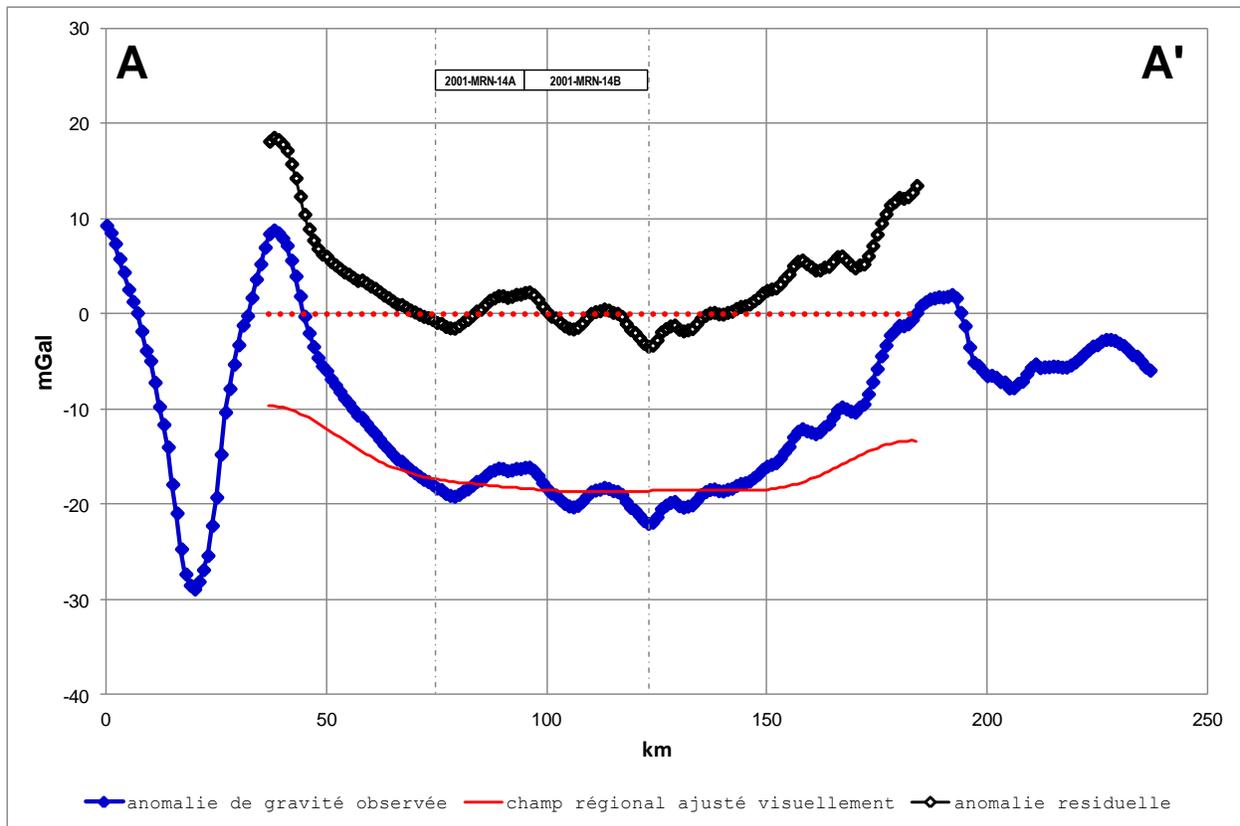


Figure 4.3. Décomposition de l'anomalie de Bouguer sur le profil gravimétrique obtenu par ajustement visuel de la tendance à grande échelle avec une courbe lissée.

4.1 Modélisation de l'anomalie résiduelle

La méthode de modélisation repose sur un processus itératif dans lequel un modèle initial, avec une géométrie et un contraste de densité *a priori*, est postulé pour un corps (ou un ensemble de corps) de densité anormale. Pour la modélisation, l'interprétation sismique en temps transformée en profondeur (chapitre précédent) a été d'abord entrée dans le logiciel « GeoModel 2.01 ». Ce logiciel calcule l'anomalie gravimétrique sur un ou plusieurs corps en 2.5-D au moyen d'un algorithme du type Talwani (Cooper, 2010). L'anomalie gravimétrique attribuée à l'ensemble des unités a été calculée et comparée à l'anomalie résiduelle observée (fig. 4.4). La géométrie du modèle a été modifiée légèrement par essai et erreur, à partir de l'interprétation sismique originelle. Le processus a été répété jusqu'à ce que les divergences entre l'anomalie du modèle et l'anomalie observée furent acceptables (Dobrin et Savit, 1988; Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007).

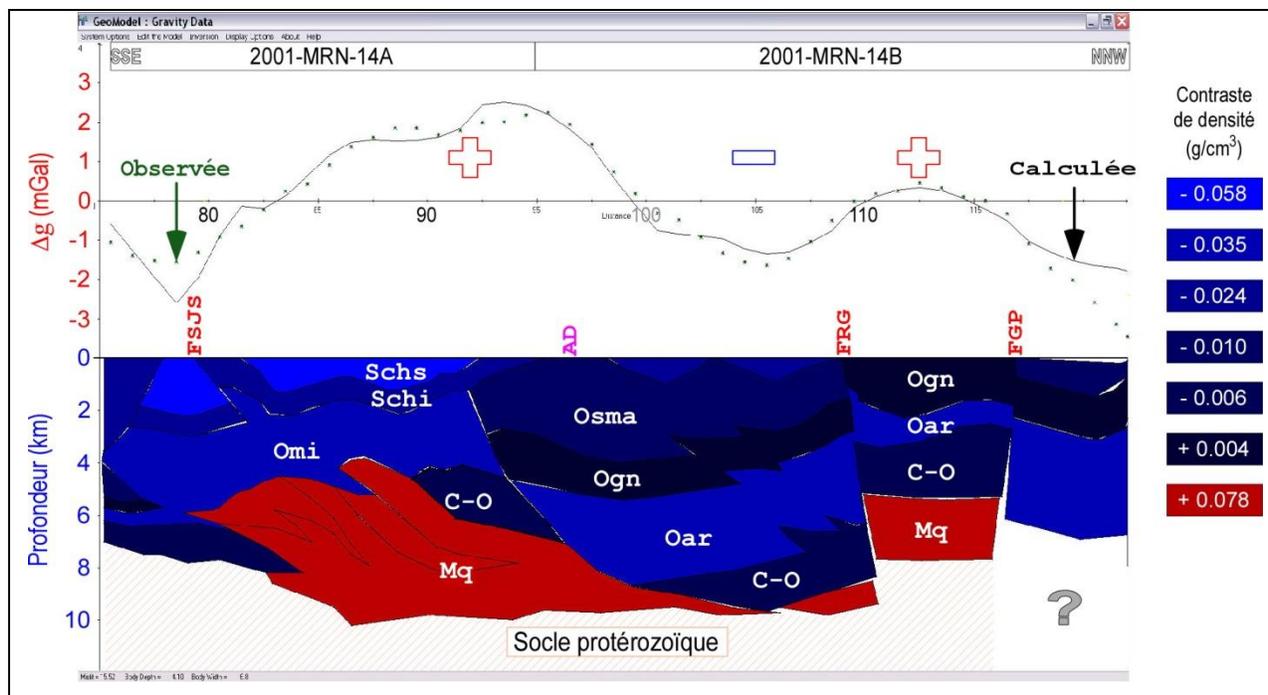


Figure 4.4. Modélisation des données de gravité. AD : anticlinal de Duval. C-O : Cambro-Ordovicien non-métamorphisé. FGP : faille du Grand Pabos. FRG : faille de la Rivière Garin. FSJS : faille de Saint-Jogues Sud. Mq : Groupe de Maquereau (ou son équivalent). Oar : Formation d'Arsenault. Ogn : Formation de Garin. Omi : Groupe de Mictaw. OSma : Groupe de Matapédia. Schi : Groupe de Chaleurs inférieur. Schs : Groupe de Chaleurs supérieur.

4.1.1 Description de la courbe et interprétation

Le long du segment correspondant aux profils sismiques, la courbe de gravité comprend deux anomalies positives séparées par une anomalie négative (fig. 4.4). Les anomalies principales sont, du Sud au Nord : (1) une anomalie positive – localisée dans l'intervalle 80-100 km – avec une amplitude d'environ +4 mGal, (2) une anomalie négative – localisée dans l'intervalle 100-110 km – et (3) une deuxième anomalie positive, localisée dans l'intervalle 110-115 km (entre la faille de la Rivière Garin et la faille du Grand Pabos), avec une amplitude d'environ +2 mGal.

Dans le modèle, l'anomalie positive majeure (1) est reproduite notamment au moyen d'empilement tectonique des unités cambro-ordoviciennes y compris le Groupe de Maquereau. L'anomalie négative (2) est reproduite notamment par l'absence de l'unité à haute densité (le Groupe de Maquereau) et le remplissage par des unités à densité relativement faible (le Groupe de Mictaw et les formations d'Arsenault et de Pabos). L'anomalie positive mineure (3) est reproduite ici par l'implication d'une portion du Groupe de Maquereau (ou son équivalent), entre la faille de la Rivière Garin et la faille du Grand Pabos. En raison de leurs densités spécifiques, le

Groupe de Maquereau ($\Delta\rho = 0,078 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) et le Groupe de Mictaw/Formation d'Arsenault ($\Delta\rho = -0,035 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) jouent les rôles les plus importants sur l'anomalie gravimétrique calculée.

La courbe de l'anomalie calculée à partir de la géométrie retenue de l'interprétation sismique (chapitre antérieur) se rapproche sensiblement de la courbe de l'anomalie observée. La présente interprétation suggère donc les éléments suivants :

- (1) La position de la base du Groupe de Maquereau et le sommet du socle protérozoïque à une profondeur d'environ 9 km.
- (2) La coexistence de deux unités profondes (cambro-ordoviciennes?) de différentes densités dans le sud de la Gaspésie : une unité métamorphique de haute densité (équivalente au Groupe de Maquereau) et une autre unité non-métamorphique de densité moyenne (corrélable aux formations sédimentaires de la zone de Humber de la région de Percé).
- (3) La présence d'un prisme tectonique des unités cambro-ordoviciennes mentionnées, déjà suggérée par l'interprétation sismique (chapitre précédent).
- (4) La présence d'une grande épaisseur d'unités à densité relativement faible – telles que les formations d'Arsenault et de Pabos – compatible avec le développement d'un demi-graben entre l'anticlinal de Duval et la faille de la Rivière Garin.
- (5) L'existence probable en profondeur du Groupe de Maquereau entre la faille de la Rivière Garin et la faille du Grand Pabos.

Il est important de remarquer que l'interprétation de l'anomalie gravimétrique n'est pas unique, c'est-à-dire, que différentes distributions de densité peuvent produire la même anomalie (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007). Toutefois, cette interprétation est compatible avec la carte géologique, l'histoire et le style de déformation connus dans la région – reflétés sur l'interprétation sismique – et les densités mesurées des unités lithostratigraphiques (**table 4.1**). Une interprétation alternative pourrait impliquer un mécanisme complètement différent, tel qu'une intrusion.

5 DISCUSSION

5.1 Cinématique et chronologie de la déformation

La géométrie de sous-surface obtenue à partir de l'intégration des profils de sismique-réflexion, de la modélisation de l'anomalie résiduelle de Bouguer et la comparaison avec des modèles analogiques permet de présenter de façon schématique de l'évolution structurale du synclinorium de la Baie des Chaleurs et de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région d'étude. Ce qui suit est une séquence de déformation possible selon l'interprétation retenue, allant de l'orogénèse taconienne jusqu'à l'orogénèse acadienne, comprenant l'extension post-taconienne dans cette portion de la ceinture de Gaspé. Le lecteur doit se référer à la [fig. 5.1](#) pour chacune des étapes énoncées.

1. *Trémadocien-Arénigien*. L'orogénèse taconienne est représentée par le développement d'un système de duplex vers l'arrière-pays (« hinterland dipping duplex »; Boyer et Elliott, 1982; McClay, 1992) impliquant le Groupe de Maquereau, avec un transport tectonique vers le sud-est ([figs. 5.1a-f](#)). Une fraction importante de l'unité sédimentaire sus-jacente (cambro-ordovicien non-métamorphique et non-différencié) a été préservée après l'érosion post-taconienne ([fig. 5.1g](#)). Des plis et des chevauchements à grande échelle, associés aux nappes de charriage – avec un transport tectonique vers le nord-ouest – ont dominé le style structural de la zone de Humber au nord de la Gaspésie, lors de l'orogénèse taconienne vers la fin de l'Ordovicien (St-Julien et Hubert, 1975). Cette nouvelle interprétation propose l'existence d'écailles taconiennes avec un transport tectonique opposée (vers le sud-est) dans le secteur du synclinorium de la Baie des Chaleurs. D'après cette interprétation, l'orogène taconien en Gaspésie serait donc probablement un orogène à double vergence.
2. *Darriwillien-Caradocien*. La Formation d'Arsenault (au nord), et le Groupe de Mictaw (au sud) se déposent lors d'un intervalle de quiescence relative ([fig. 5.1h](#)).

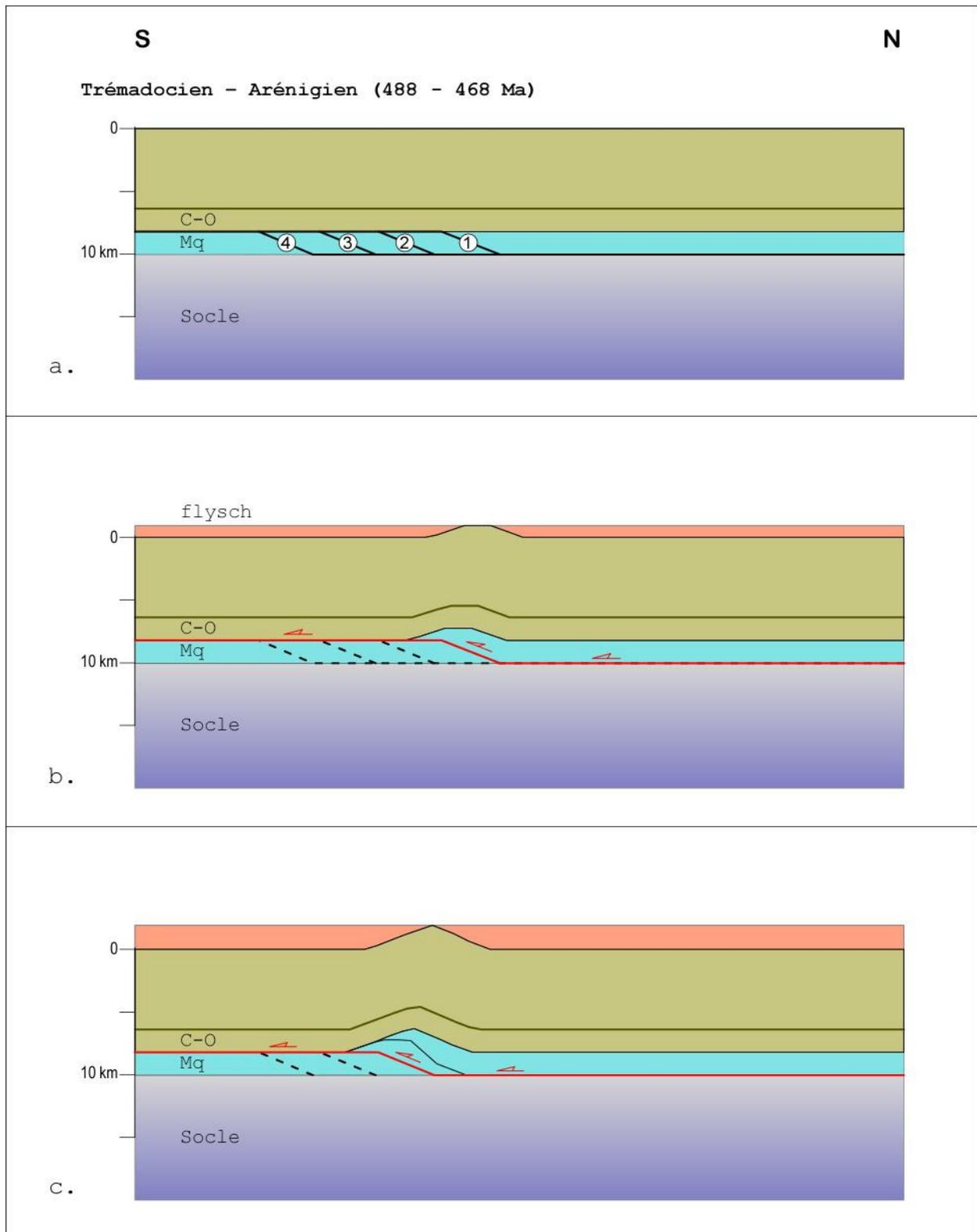


Figure 5.1. a-c : Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Mq : Groupe de Maquereau.

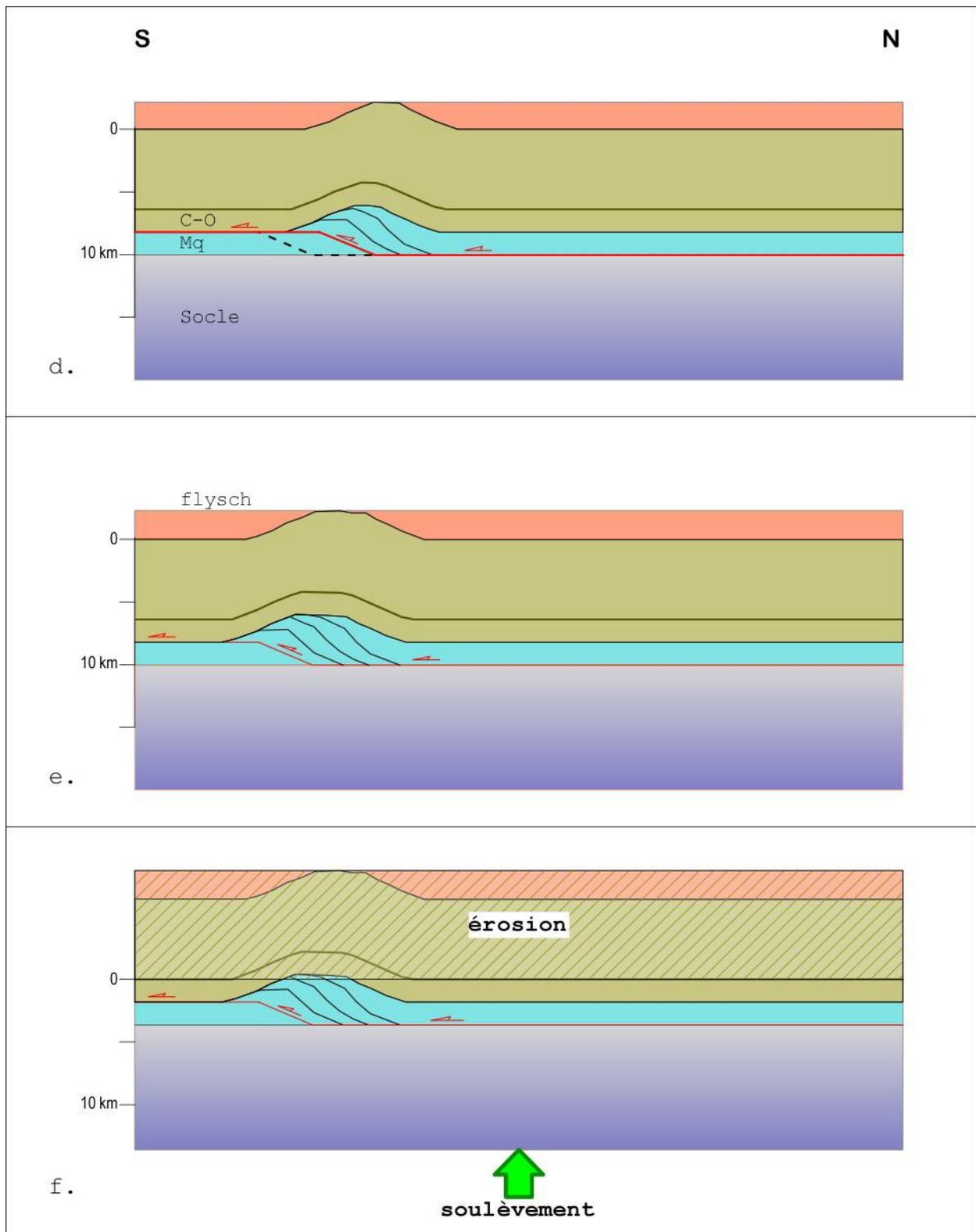


Figure 5.1. d-f: Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Mq : Groupe de Maquereau.

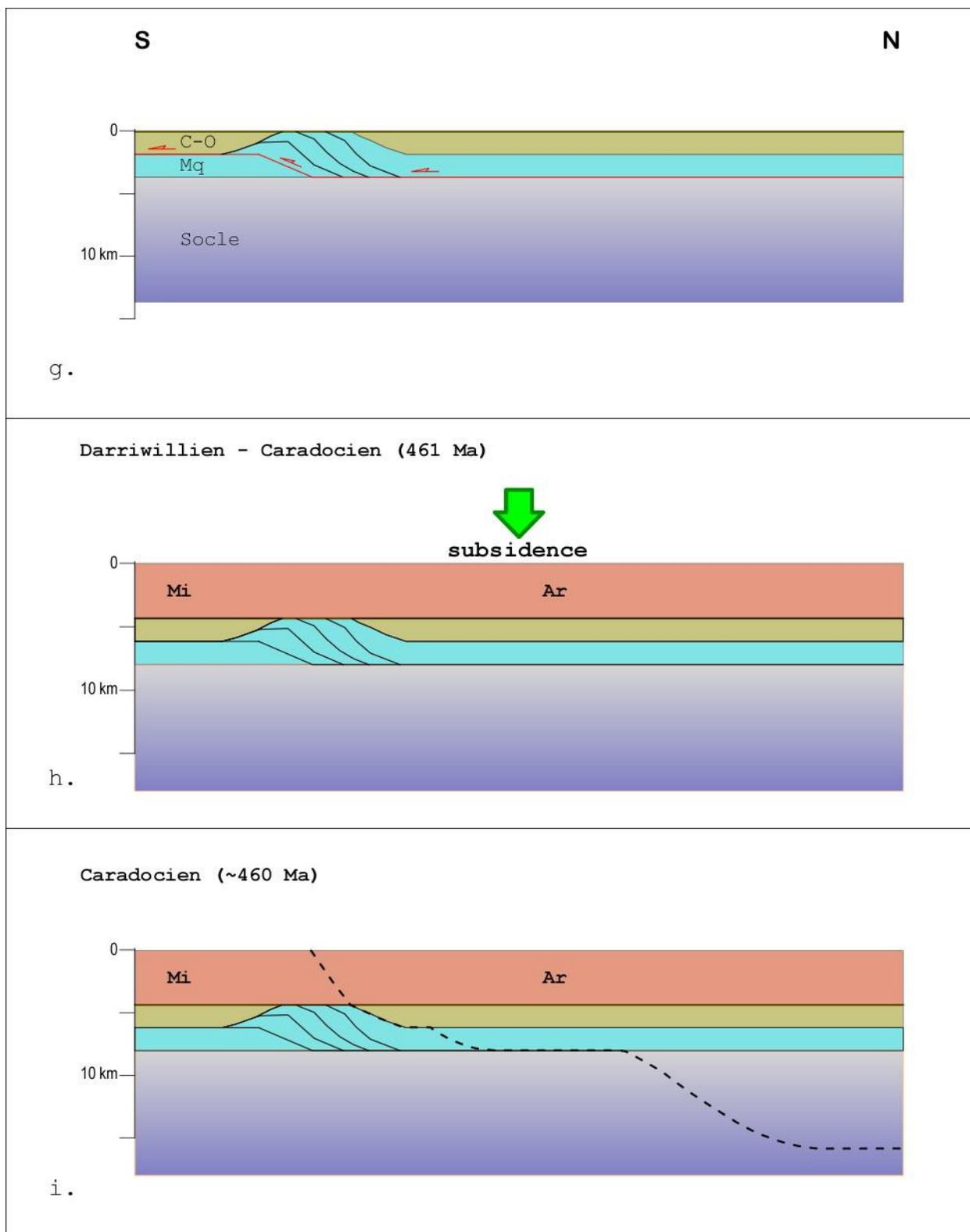


Figure 5.1. g-i: Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ar : Formation d'Arsenault; C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Mq : Groupe de Maquereau; Mi : Groupe de Mictaw.

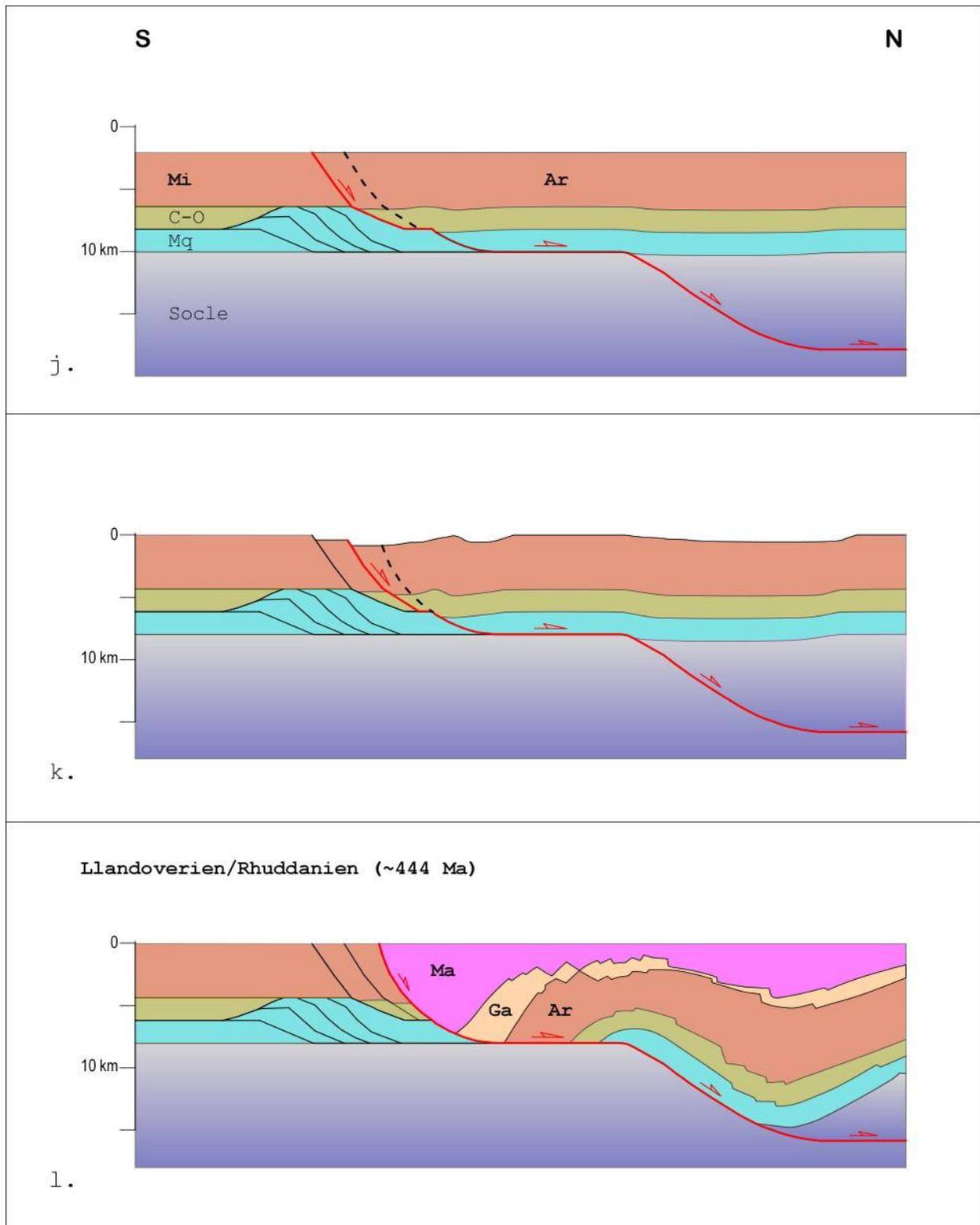


Figure 5.1. j-l: Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ar : Formation d'Arsenault; C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Ga : Formation de Garin; Mq : Groupe de Maquereau; Mi : Groupe de Mictaw. Ma : Groupe de Matapédia.

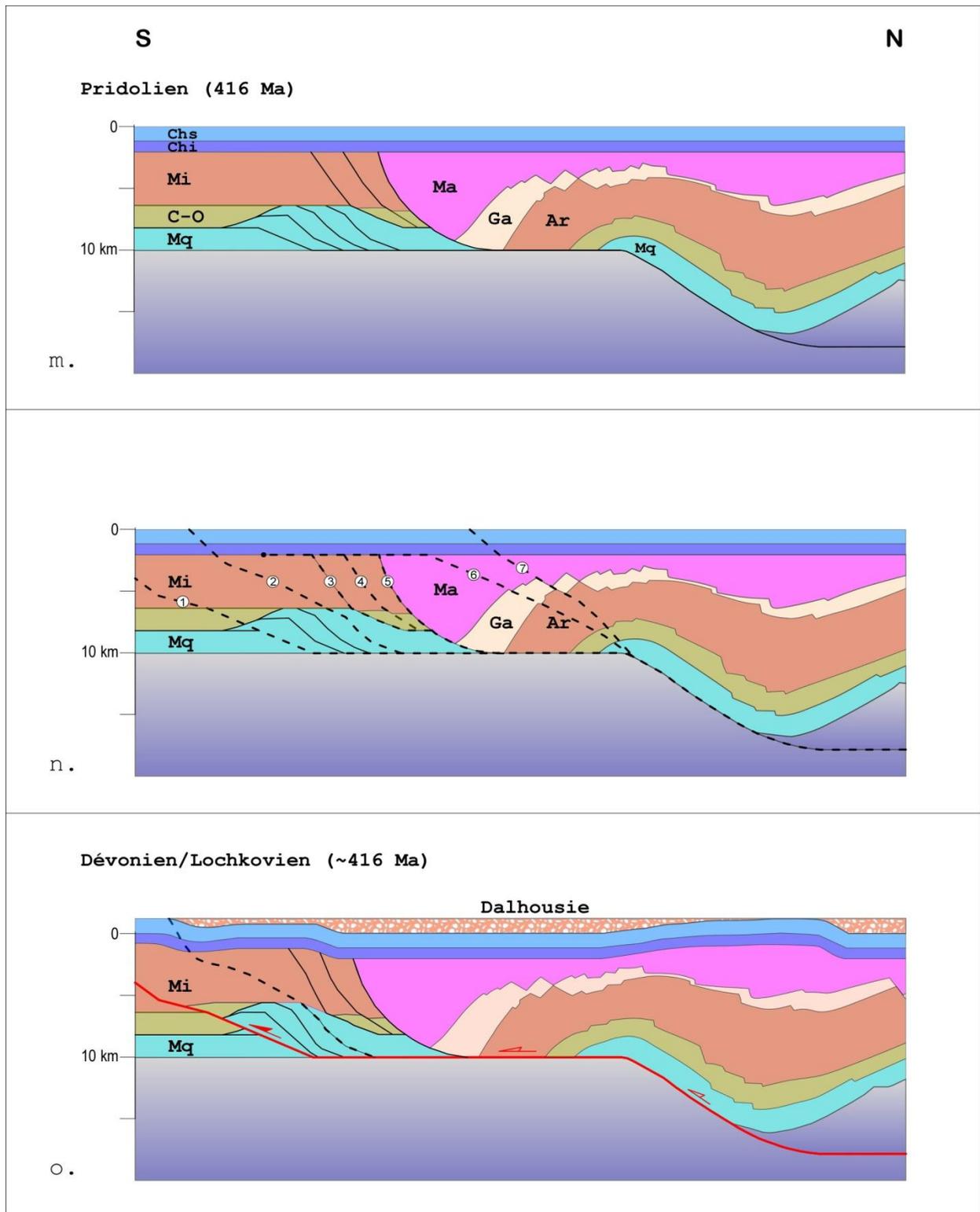


Figure 5.1. m-o : Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ar : Formation d'Arsenault; C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Ch : Groupe de Chaleurs; Ga : Formation de Garin; Mq : Groupe de Maquereau; Mi : Groupe de Mictaw. Ma : Groupe de Matapédia.

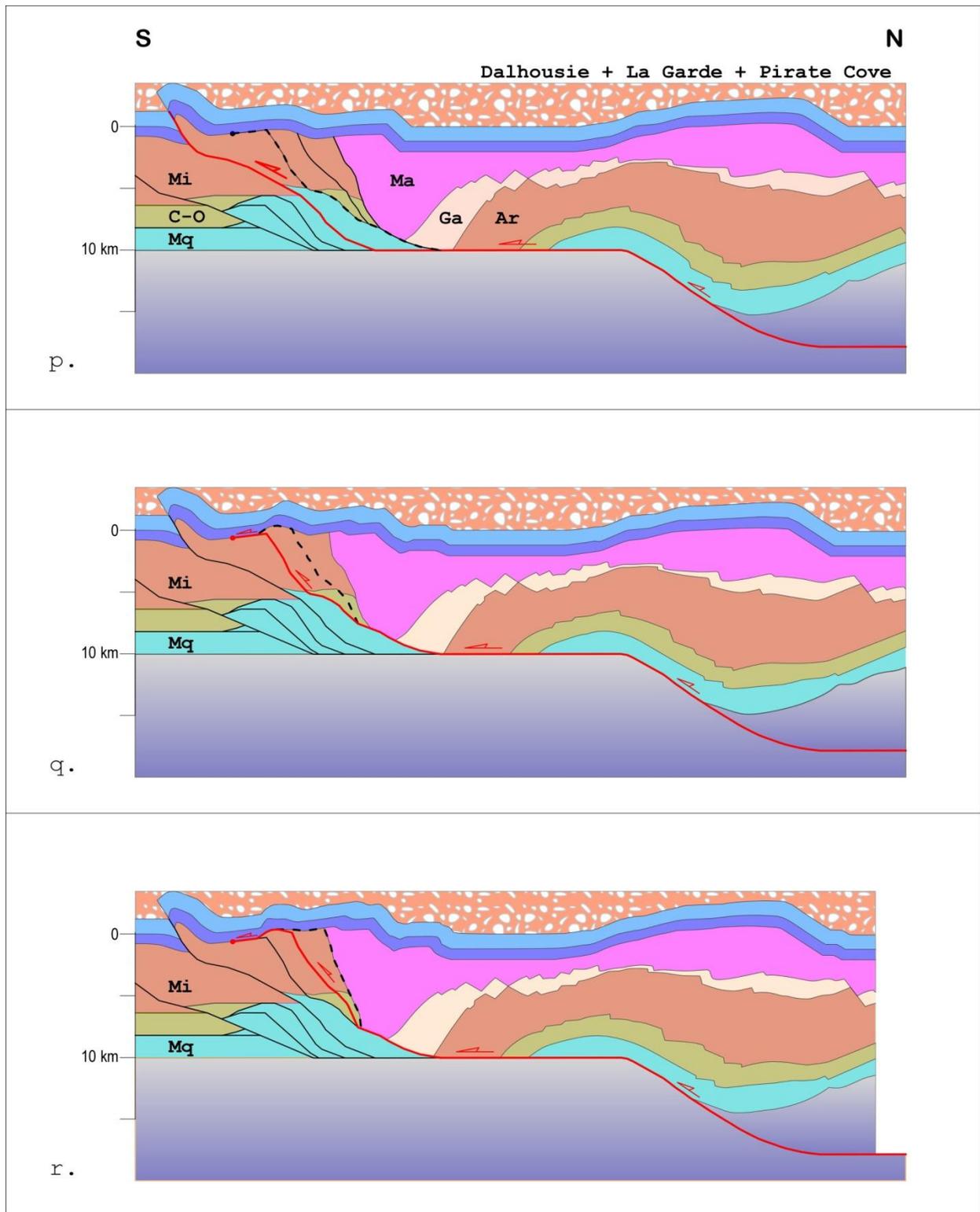


Figure 5.1. p-r : Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. Ar : Formation d'Arsenault; C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Ch : Groupe de Chaleurs; Ga : Formation de Garin; Mq : Groupe de Maquereau; Mi : Groupe de Mictaw; Ma : Groupe de Matapédia.

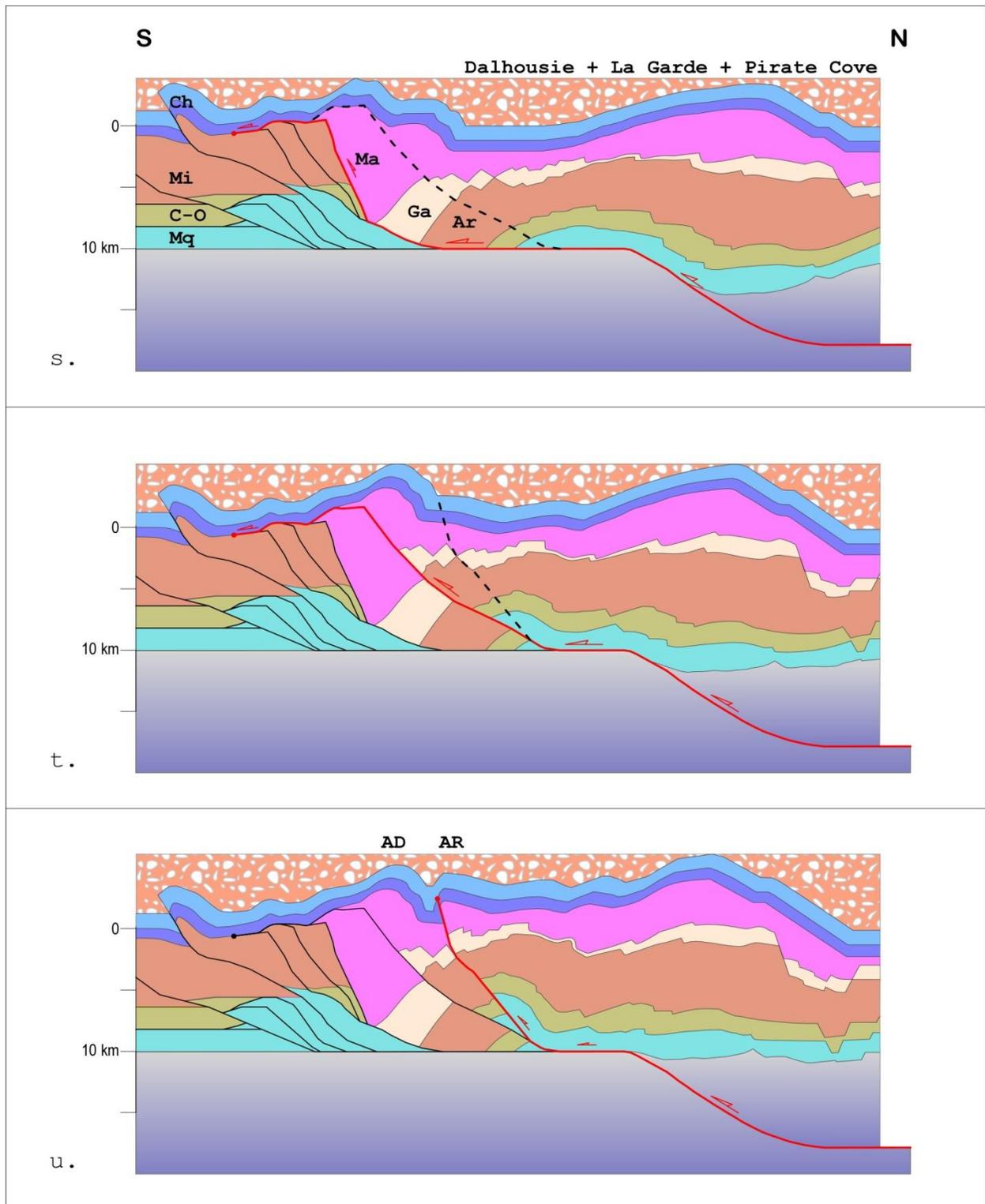


Figure 5.1. s-u : Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. AD : anticlinal de Duval; AR : anticlinal de Robidoux. Ar : Formation d'Arsenault; C-O : cambro-ordovicien non-metamorphisé; Ch : Groupe de Chaleurs; Ga : Formation de Garin; Mq : Groupe de Maquereau; Mi : Groupe de Mictaw. Ma : Groupe de Matapédia.

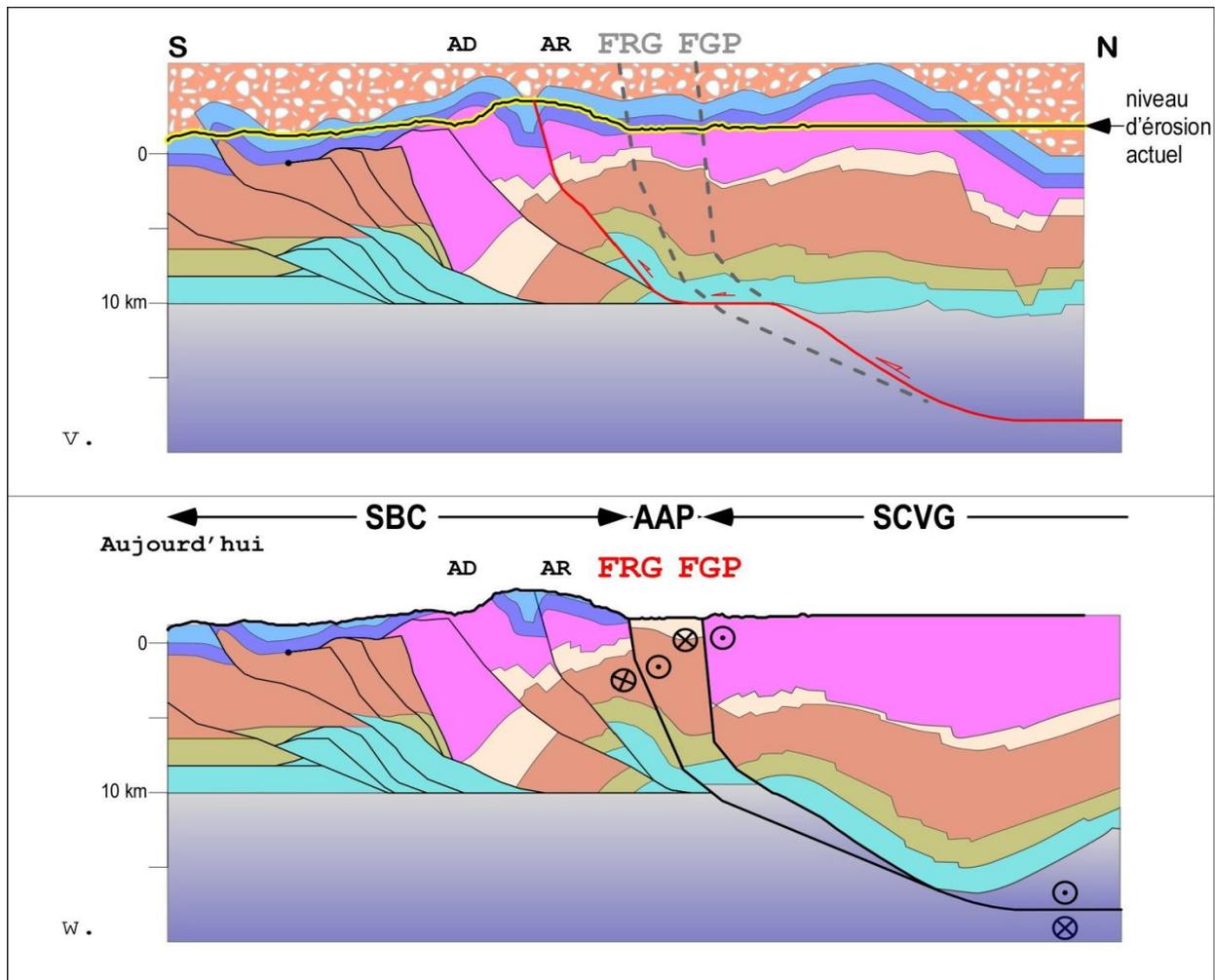


Figure 5.1. v-w : Séquence de déformation pour le Synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé. AAP : anticlinorium d'Aroostook-Percé; AD : anticlinal de Duval; AR : anticlinal de Robidoux. FRG : faille de la rivière Garin; FGP : faille du Grand-Pabos; SBC : synclinorium de la Baie des Chaleurs; SCVG : synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

3. *Caradocien-Rhuddanien*. L'extension post-taconienne (fig. 5.1i à 5.1l) est caractérisée par le dépôt des groupes d'Honorat et de Matapédia lors du développement d'un système extensionnel comprenant une faille listrique avec une géométrie de plat et rampe (« ramp-flat listric extensional fault system »; Gibbs, 1984) qui implique le socle protérozoïque. Dans ce contexte, la faille normale principale entraîne deux surfaces de détachement : (1) le détachement supérieur à la base du Groupe de Maquereau, interprété sur les profils sismiques à une profondeur d'environ 9 km et (2) le décollement basal (dans le socle protérozoïque), envisagé par le modèle analogique (McClay, 1995) à une profondeur d'environ 14 km, soit approximativement à la transition fragile-ductile. Ce mécanisme de

déformation engendre des structures typiques de ces systèmes, telles qu'un anticlinal « roll-over », des failles d'effondrement à la crête de cet anticlinal (« crestal collapse graben », **fig. 5.2**) et des biseaux d'aggradation au sein des unités syn-rift. Il est important à remarquer que cet épisode d'extension post-taconien – observé à l'échelle locale de cette étude – n'est pas incompatible avec un régime de transtension à l'échelle régionale de l'orogène appalachien.

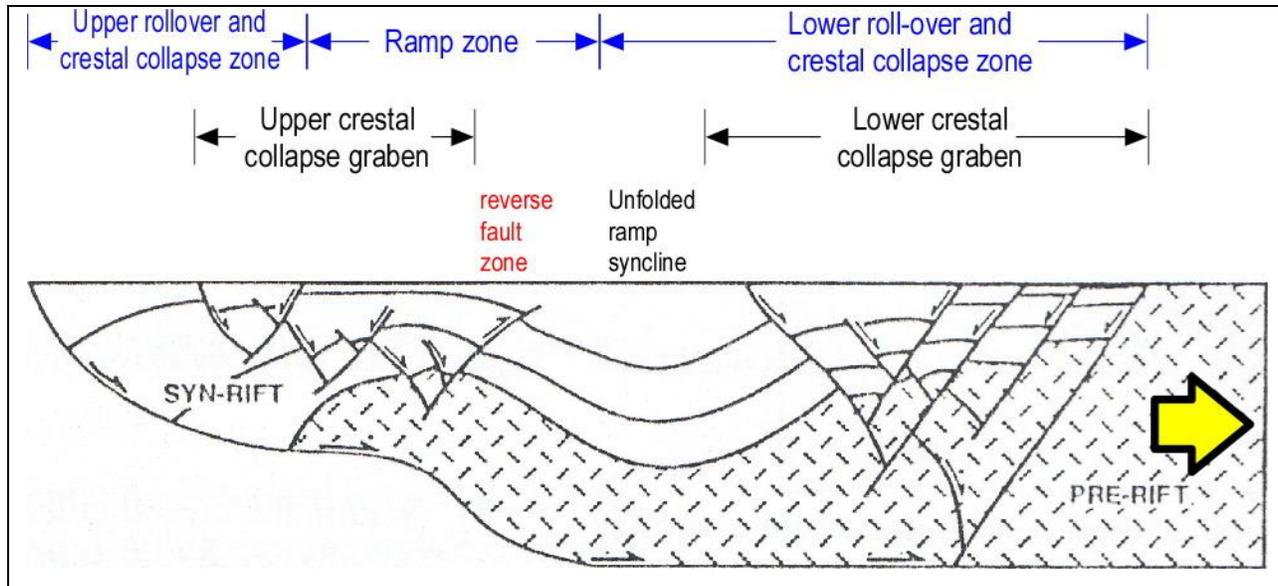


Figure 5.2. Schéma synoptique d'un système de failles normales listriques contrôlé par un décollement avec une géométrie de « plat et rampe » (« ramp-flat listric extensional fault system »; modifiée de : McClay, 1999).

4. *Rhuddanien - Pridolien*. L'occurrence d'une période de quiétude tectonique est appuyée par la conservation approximative des épaisseurs et l'absence apparente des failles syn-sédimentaires dans le Groupe de Chaleurs (**figs. 5.1l** et **5.1m**).
5. *Dévonien*. L'orogénèse acadienne est divisée en deux phases distinctes : (1) une phase précoce de raccourcissement (**figs. 5.1n** à **5.1u**), suivie par (2) une phase tardive de décrochement dextre (**figs. 5.1v** et **5.1w**). La phase précoce de raccourcissement est représentée par le développement des plis régionaux et un clivage, avec une orientation nord-est. Dans notre interprétation, les plis ont probablement été engendrés par la réactivation d'anciens chevauchements taconiens et l'inversion d'anciennes failles normales post-taconiennes, avec un transport tectonique vers le sud-est (**figs. 5.1n-u**). Les

chevauchements taconiens se localisent en profondeur notamment au sud de l'anticlinal de Duval – dans le secteur sud de la zone d'étude – tandis que les failles normales post-taconiennes se localisent en profondeur notamment entre l'anticlinal de Duval et la faille de la Rivière Garin – dans le secteur nord de la zone d'étude (fig. 5.1n). La séquence de déformation proposée pour le raccourcissement acadien (composée de réactivation et inversion) peut expliquer l'origine des plis majeurs de la zone d'étude (tels que les anticlinaux de Sainte Hélène de la Croix, du Lac Ménard, de Duval et de Robidoux) et le clivage. Dans ce contexte, ces plis ont probablement été engendrés comme des plis par propagation des failles héritées des deux épisodes de déformation précédents. Il est important à remarquer que cette phase tardive de raccourcissement acadienne – observée à l'échelle locale de cette étude – n'est pas incompatible avec un régime de transpression à l'échelle régionale de l'orogène appalachien.

La phase tardive de décrochement dextre est représentée dans la zone d'étude par les failles du Grand Pabos et de la Rivière Garin (figs. 5.1v-w). Tels qu'expliqués, les plis majeurs et le clivage régional – avec une orientation nord-est – ont été engendrés plus probablement lors d'une phase précédente de raccourcissement. Lors de la phase postérieure de décrochement, le clivage et les plis ont été recoupés et réorientés par le système de failles du Grand Pabos. D'après notre interprétation – faite à l'échelle de la cartographie et à l'échelle sismique – les plis majeurs de la zone d'étude et ses failles génératrices – héritées des épisodes de déformation précédents – ne sont pas d'origine transpressive et ils existaient avant la phase tardive de décrochement.

5.2 Comparaison avec un modèle analogique et implications régionales

L'interprétation suggère l'existence d'un épisode d'extension post-taconien, entre le Caradocien et le Rhuddanien (Llandovérien), se terminant juste avant le dépôt du Groupe de Chaleurs. De plus, l'interprétation propose le développement d'un système extensionnel de failles listriques de « plat et rampe » comme mécanisme principale d'extension. Les systèmes de failles listriques de type « plat et rampe », même s'ils sont rares, ont été documentés dans le Golfe du Mexique (McClay 1995), à l'extrémité nord de la mer du Nord et sur la marge continentale norvégienne (Ehrlich et Gabrielsen, 2004). Une comparaison de la géométrie obtenue dans cette étude avec le modèle

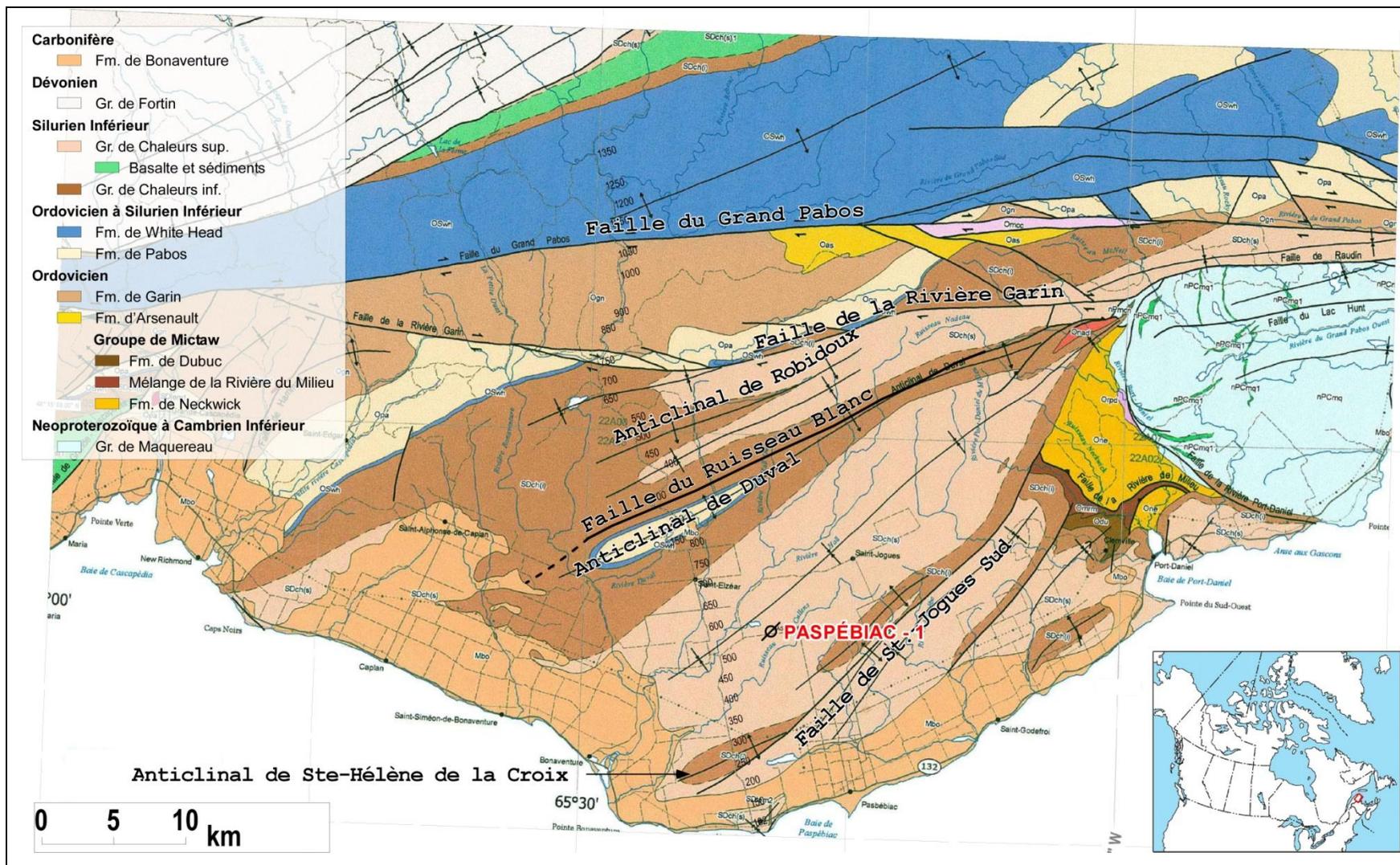


Figure 5.3. Localisation des structures principales dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs (modifiée de : Brisebois et Nadeau, 2003; Pinet, 2013)

analogique de boîte à sable-mica de McClay (1995) repose sur les arguments suivants :

1. Tel que montré par la carte géologique (**fig. 5.3**), le Groupe de Matapédia affleure dans le noyau de l'anticlinal de Duval tandis qu'à l'échelle cartographique il est absent dans la région de Port-Daniel, au sud de la zone d'étude. La grande différence d'épaisseur du Groupe de Matapédia au cœur de l'anticlinal de Duval (au moins 300 m, d'après la carte géologique) et celle – d'une dizaine de mètres – qui affleure dans la zone de Port-Daniel, est compatible avec une faille normale majeure qui sert de limite structurale pour le bassin de Matapédia.
2. Des réflexions attribuées au socle protérozoïque, localisées au sud de la faille du Grand Pabos à environ 3 secondes (TWT) ont été reconnues – dans un contexte de faible qualité de données – sur les profils sismiques 2001-MRN-14A et -14B (**figs. 3.5 et 3.10**). Cependant, ces réflexions ne sont pas observables au nord de la faille du Grand Pabos. Cette absence suggère l'existence possible d'un décollement basal plus profond, déplaçant localement le socle en profondeur dans le voisinage de la faille du Grand Pabos.
3. Les anomalies de Bouguer négatives au sud et au nord de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé sont compatibles avec des dépôts syn-rift de grande épaisseur (Groupe de Matapédia, Formation de Pabos) lors de l'épisode de l'extension post-taconienne (**fig. 4.4**). De plus, l'anomalie de Bouguer négative au nord de la faille du Grand Pabos suggère le déplacement ou l'absence locale du socle protérozoïque, aussi suggéré par (2).
4. Des réflexions divergentes attribuées aux unités syn-rift (formations de Pabos et de Garin) au sud de la faille de la Rivière Garin (**figs. 3.5 et 3.10**) sont compatibles avec un épisode d'extension post-taconien.
5. Des réflexions au-dessus de la discordance taconienne vers la crête de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (localisée entre la faille de la Rivière Garin et la faille du Grand Pabos; **fig. 3.9**) ont été attribuées à la Formation d'Arsenault dans cette étude. Néanmoins, il peut s'agir d'un biseau d'aggradation au sein de la Formation de Garin. Cette géométrie – si cette dernière hypothèse est correcte – reproduit également le biseau d'aggradation des unités syn-rift à la crête du *roll-over anticline*, illustré par les modèles analogiques du système de failles normales listriques contrôlé par un décollement avec une géométrie de « plat et rampe » (« ramp-flat listric extensional fault system »; McClay, 1995).
6. La position et la géométrie des failles normales inversées engendrant les plis situés au sud de la faille de la Rivière Garin (c'est-à-dire, les anticlinaux de Duval et de Robidoux; **figs. 3.5 et**

3.10), coïncident avec les positions prévues pour les failles normales d'un graben avec effondrement de crête (« crestal collapse graben ») observées dans les modèles analogiques (fig 5.2). Un profil sismique synthétique produit par la méthode de modélisation par faisceaux stables (« stable-beam seismic modelling »; Wang et Waltham, 1995) sur un modèle analogique d'un système extensionnel comprenant une faille listrique avec une géométrie de plat et rampe (fig. 5.4) démontre la complexité inhérente aux réflexions associées aux grabens avec effondrement de crête supérieure et la difficulté d'obtenir une image sismique claire aux temps-doubles les plus longs (McClay, 1995).

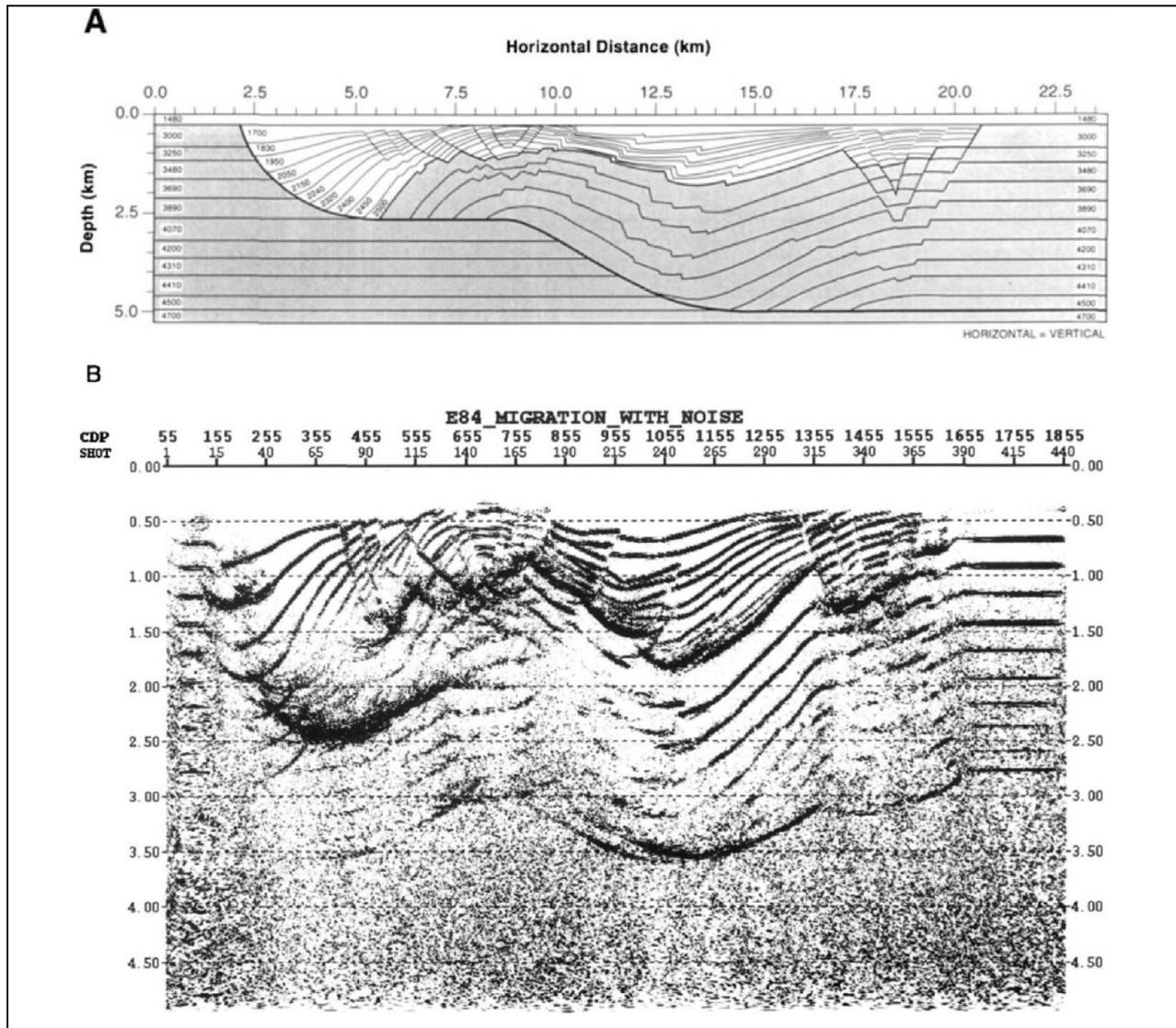


Figure 5.4. Section sismique synthétique perpendiculaire obtenue à partir d'un modèle de faille listrique de plat et rampe. A : Modèle de vitesse sismique. B : Section sismique synthétique migrée (avec du bruit) produit par la méthode de modélisation par faisceaux stables (« stable-beam seismic modelling »; tirée de : McClay, 1995).

5.3 Implications sur l'exploration et le potentiel pétrolier

Les variations des valeurs de la réflectance moyenne estimée de la vitrinite chez les différentes unités lithostratigraphiques du synclinorium de la Baie des Chaleurs et de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé ont été documentées par Roy (2008). En général, une diminution des valeurs est observée en montant dans la colonne stratigraphique à l'exception du Groupe de Mictaw – à la base de la succession stratigraphique – avec une valeur moyenne de 1,08 %, toujours dans le stade de la fenêtre à huile (**fig. 5.5**). La variation des valeurs de réflectance moyenne estimée de la vitrinite révèle deux histoires d'enfouissement complètement différentes pour le Groupe de Mictaw – au secteur sud-est – et pour le reste de la succession – au secteur nord-ouest – du synclinorium de la Baie des Chaleurs. À cet égard, notre interprétation peut fournir un mécanisme pour expliquer les histoires différentes de maturation thermique des unités du synclinorium de la Baie des Chaleurs pour lesquelles l'épisode d'extension post-taconien (pré-acadien) a probablement joué un rôle majeur.

Telles que montrées sur la **fig. 5.5**, les valeurs de réflectance moyenne estimée de la vitrinite sont à peu près proportionnelles à la profondeur d'enfouissement atteint par les unités post-rift lors de l'extension pré-acadienne. En particulier, les valeurs sont compatibles avec le développement d'une faille ou d'un système de failles normales listriques post-taconien (**fig. 3.10**) localisée en profondeur au nord-ouest des affleurements du Groupe de Mictaw de la zone de Port-Daniel. D'après notre modèle, les roches du Groupe de Mictaw se localisent dans le mur (au sud-est) de cette faille majeure – à l'abri de l'enfouissement post-taconien – tandis que les roches plus jeunes de la succession se déposent syn-cinématiquement et s'enfoncent – lors de la phase d'extension post-taconienne – dans le toit (au nord-ouest) de cette faille. L'extension post-taconienne fait en sorte que le Groupe de Mictaw soit préservé de l'enfouissement et demeure dans le stade de la fenêtre à huile, tandis que le reste de la succession – à partir de la Formation de Garin – atteint des valeurs élevées de la réflectance moyenne estimée de la vitrinite qui correspondent à la région exposée à un enfouissement important.

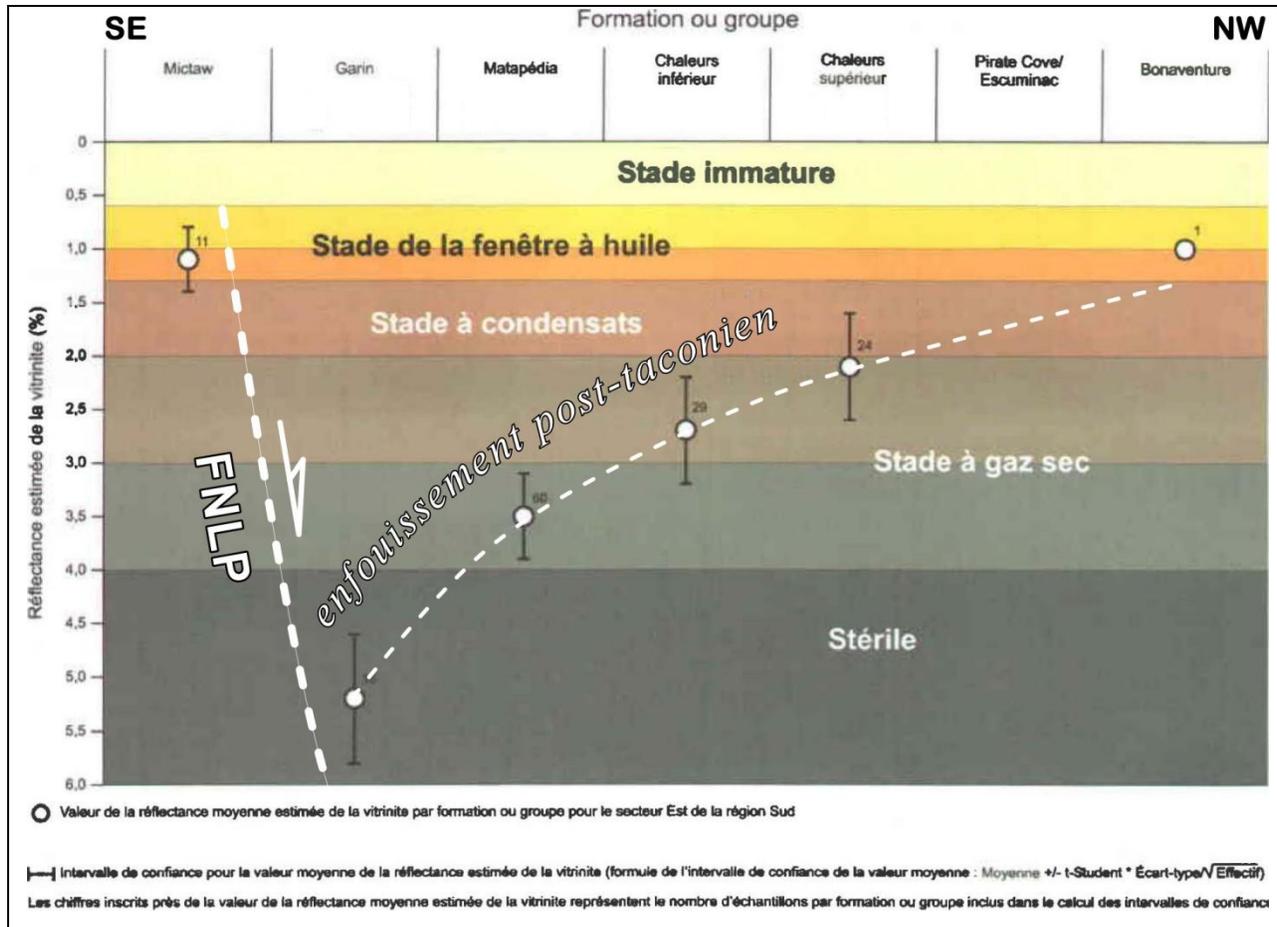


Figure 5.5 Variations des valeurs de la réflectance moyenne estimée de la vitrinite chez les différentes unités lithostratigraphiques dans le secteur Est du synclinorium de la Baie des Chaleurs et l'anticlinorium d'Aroostook -Percé (modifiée de : Roy, 2008). Les valeurs représentées sont compatibles avec le développement d'une faille listrique majeure pré-acadienne, localisée au nord des affleurements du Groupe de Mictaw. FNLIP : faille normale listrique principale.

6 CONCLUSION

L'intégration des données de sismique-réflexion et de gravimétrie acquises dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs permet de reconstruire la géométrie du bassin successeur, caractériser le style structural et présenter une séquence de déformation allant de l'orogénèse taconienne à l'orogénèse acadienne. L'interprétation sismique a été possible en reproduisant sur les profils migrés en temps les relations représentées sur la carte géologique. En particulier le secteur Sud a été interprété en se servant comme hypothèse de travail des relations stratigraphiques documentées dans la région de Port-Daniel, où le Groupe Chaleurs repose directement au-dessus du Groupe de Mictaw. Du même, les relations observées sur la carte géologique, soit la présence de l'intégralité de la succession stratigraphique – y compris le Groupe d'Honorat et le Groupe de Matapédia – ont été respectées pour l'interprétation du secteur Nord.

Pour effectuer la corrélation entre la carte géologique et les profils sismiques, quatre ensembles de réflexions cohérentes de forte amplitude ont été attribués à quatre limites lithostratigraphiques, soient : (1) le socle protérozoïque, (2) la discordance taconienne, (3) le Groupe de Mictaw et (4) la base du Groupe de Chaleurs, dans un contexte des données sismiques de faible qualité. Des marqueurs sismiques pour le Groupe de Honorat et de Matapédia n'ont pas été identifiés, en raison probablement de la monotonie lithologique de la succession Caradocien-Ashgillien.

L'interprétation des données sismiques suggère que des failles acadiennes affectant les roches du Silurien à la surface impliquent aussi le Groupe de Maquereau en profondeur. L'interprétation sismique suggère également l'existence d'un système extensionnel pré-acadien inversé, comprenant une faille listrique qui n'affleure pas et qui n'implique pas le Groupe de Chaleurs. Nous interprétons que le Groupe de Chaleurs a été plissé de façon passive au-dessus de ce système de failles normales listriques afin de respecter la carte géologique. En ce qui concerne les failles du Grand Pabos et de la Rivière Garin dans le secteur Nord de la zone d'étude (profil 2001-MRN-14B), l'interprétation suggère des pendages sub-verticaux des failles qui convergent en profondeur et impliquent le socle protérozoïque. Un premier modèle d'interprétation en temps a été converti en profondeur à partir des vitesses dérivées du traitement et ce modèle en profondeur a été utilisé pour modéliser l'anomalie de Bouguer résiduelle. Dans un processus itératif, les résultats de la modélisation de l'anomalie gravimétrique ont été utilisés pour produire

une nouvelle interprétation en temps et ensuite cette nouvelle interprétation a été utilisée pour construire un nouveau modèle en profondeur.

La modélisation de l'anomalie de Bouguer résiduelle avait deux objectifs. Premièrement, la modélisation a permis de fournir des contraintes supplémentaires pour l'interprétation du profil sismique 2001-MRN-14A, dans le secteur Sud de la zone d'étude. Dans ce secteur, les résultats obtenus à la fois par l'interprétation sismique que par la modélisation de l'anomalie gravimétrique résiduelle sont compatibles avec l'empilement tectonique taconien du Groupe de Maquereau. Deuxièmement, le résultat de la modélisation pour le profil 2001-MRN-14B, au secteur Nord de la zone d'étude, suggère notamment la présence d'une épaisseur anormale de la Formation de Pabos, compatible avec des mouvements normaux syn-sédimentaires.

L'intégration de l'interprétation sismique et de la modélisation de l'anomalie gravimétrique résiduelle met en évidence la superposition dans l'espace de quatre styles de déformation différents, développés au cours de quatre épisodes orogéniques séparés dans le temps : (1) un système de duplex à vergence sud-est – qui implique notamment le Groupe de Maquereau – développé lors de l'orogénèse taconienne (Trémadocien-Arénigien); (2) un système de failles normales listriques contrôlé par un décollement avec une géométrie de « plat et rampe » à vergence nord-ouest – qui contraignit le dépôt notamment des groupes de Honorat et de Matapédia – développé lors de la phase d'extension post-taconienne (Caradocien-Rhuddanien); (3) une réactivation des chevauchements – hérités de l'orogénèse taconienne – et une inversion positive des failles normales – héritées de l'épisode extensionnel post-taconien – développée lors de la phase de raccourcissement acadien du Dévonien et (4) un système de failles de décrochement dextre – représenté par la faille du Grand Pabos et la faille de la Rivière Garin – développé lors de la phase tardive de décrochement acadien (Dévonien).

Des modèles analogiques publiés ont été étudiés afin d'argumenter une reconstruction plausible de l'histoire de la déformation qui synthétise les diverses géométries interprétées. Le modèle analogique pour un système de failles normales listriques contrôlé par un décollement avec une géométrie de plat et rampe (« ramp-flat listric extensional fault system »; McClay, 1995) comprend deux décollements principaux : un décollement supérieur à la base de la séquence sédimentaire et un décollement inférieur à l'intérieur du socle « pre-rift ». Dans notre comparaison, le décollement supérieur équivaut à la base du Groupe Maquereau, contrainte par

l'interprétation sismique (dans un contexte de données de faible qualité) et la modélisation de l'anomalie résiduelle de Bouguer à une profondeur d'environ 9 km. Si la géométrie du modèle analogique est extrapolée, le détachement inférieur pourrait se trouver à une profondeur d'environ 14 km, soit approximativement à la transition fragile-ductile, d'environ 5 km en dessous du sommet du socle protérozoïque interprété.

Une reconstruction de la séquence de déformation a permis de comprendre le troisième mécanisme de déformation correspondant à la phase de raccourcissement acadien et le distinguer de la phase postérieure de décrochement. Cette reconstruction arrive à expliquer l'origine des plis acadiens majeurs (tels que les anticlinaux de Sainte Hélène de la Croix, de Duval et de Robidoux) comme des produits de la réactivation d'anciens chevauchements taconiens et de l'inversion tectonique de failles normales – héritées de l'épisode extensionnel post-taconien – lors de la phase de raccourcissement acadien. D'après la présente interprétation l'épisode de décrochement acadien ne produit pas les plis majeurs de la zone d'étude ni ses failles génératrices, mais ils sont tous recoupés et possiblement réorientés par les failles du Grand Pabos et de la Rivière Garin.

7 RÉFÉRENCES

- Avseth, P., Mukerji, T. et Mavko, G., 2005. Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Cambridge University Press, 359 pp.
- Bêche, M., Kirkwood, D., Jardin, A., Desaulniers, E., Saucier, D. et Roure, F., 2007. 2D depth seismic imaging in the Gaspé Belt, a structurally complex fold and thrust belt in the Northern Appalachians, Québec, Canada. *Dans: Thrust Belts and Foreland Basins: From Kinematics to Hydrocarbon Systems*, Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F.M., Vergés, J. (éds.), Springer, p. 75-80.
- Bourque, P.-A., Gosselin, C., Kirkwood, D., Malo, M. et St-Julien, P., 1993. Le Silurien du segment appalachien Gaspésie–Matapédia–Témiscouata: stratigraphie, géologie structurale et paléogéographie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 93-25, 115 pp.
- Bourque, P.-A., Malo, M. et Kirkwood, D., 2001. Stratigraphy, tectono-sedimentary evolution and paleogeography of the post-Taconian–pre-Carboniferous Gaspé Belt: an overview. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 49, p. 186–201.
- Boyer, S.E. et Elliott, D., 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 66, n. 9, p. 1196-1230.
- Brisebois, D., Lachambre, G. et Piché, G., 1991. Carte géologique Péninsule de la Gaspésie. Carte 2146 – DV 91-21, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Échelle 1:250 000.
- Brisebois, D. et Brun, J., 1994. La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches. *Dans : Hocq, M (coordonnateur) et Dubé, C. (éditeur), 1994, Géologie du Québec, Les Publications du Québec, Ministère des Ressources Naturelles, MM 94-01, 154 pp.*
- Brisebois, D. et Nadeau, J., 2003. Géologie de la Gaspésie et du Bas St-Laurent. Ministère des Ressources Naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2003-08, échelle 1 : 250 000.
- Castonguay, S., Lemieux, Y., Marcotte, B. et Tremblay, A., 2001. Structural style and tectonostratigraphy of the external-internal Humber zone boundary in the Sainte-Marie – Saint-Sylvester area, Québec Appalachians. *Dans: Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 2001-D13, 10 pp.*
- Claerbout, J. F., 1992. *Earth Soundings Analysis*. Blackwell Science, 322 pp.

- Cooper, G. R. J., 2010, Geomodel – 2.5D Simultaneous magnetics and gravity modelling and inversion, version 2.01., Johannesburg. University of the Witwatersrand. <http://www.wits.ac.za/academic/science/geosciences/research/geophysics/gordoncooper/6511/software.html>. Visité le 28/02/2014.
- De Broucker, G., 1987. Stratigraphie, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau – Mictaw (Région de Port-Daniel, Gaspésie). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 86-03.
- De Souza, S., Tremblay, A., Ruffet, G. et Pinet, N., 2012. Ophiolite obduction in the Quebec Appalachians, Canada—⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints and evidence for syn-tectonic erosion and sedimentation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 49, p. 91–110.
- Dobrin, M. B. et Savit, C. H., 1988. Introduction to geophysical prospecting, 4th ed., McGraw-Hill Book Company, 867 pp.
- Ehrlich, R. et Gabrielsen, R.H., 2004. The complexity of a ramp-flat-ramp fault and its effect on hanging-wall structuring: an example from the Njord oil field, offshore mid-Norway. *Petroleum Geoscience*, v. 10, p. 305–317.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, v. 141, p. 609-620.
- Globensky, Y., 1993. Lexique stratigraphique canadien. v. 5B. Région des Appalaches, des Basses-Terres du Saint-Laurent et des îles de la Madeleine. Gouvernement du Québec.
- Hatcher, R.D., 2005. Southern and Central Appalachians. *Dans*: Selley, R.C., Robin, L., Cocks, L.R. M. and Plimer, I.R. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, v. 4, p. 72–81.
- Hatcher, R.D., 2010. The Appalachian orogen: a brief summary. *Dans*: Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., Karabinos, P.M. (éds.), *From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region*, p. 1–19.
- Herron, D., 2011. First steps in seismic interpretation. Society of Exploration Geophysicists, Geophysical monograph series No. 16, 203 pp.

- Hoffman, P.F., 1989, Precambrian geology and tectonic history of North America, in Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., *The Geology of North America; An overview*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, volume A, p. 447-512.
- Junex Inc., 2008. Junex Paspébiac #1 (C-133). Rapport de fin de forage. Projet : 3014-017. Permis : 2001PG589. Québec (Québec), 31 pp + annexes.
- Jutras, P., Prichonnet, G. et Utting, J., 2001. Newly identified Carboniferous units (The Pointe Sawyer and Chemin-des-Pêcheurs formations) in the Gaspé Peninsula, Québec; Implications regarding the evolution of the northwestern sector of the Maritimes Basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 1-19.
- Jutras, P. et Prichonnet, G., 2002. Stratigraphy, depositional setting and diagenetic history of the Saint-Jules Formation (Upper Devonian or Mississippian), a newly identified post-Acadian red clastic unit in the southern Gaspé Peninsula, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.39, p. 1541-1551.
- Jutras, P., Prichonnet G. et McCutcheon, S., 2003a. Alleghanian deformation in the eastern Gaspé Peninsula of Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 1538-1551.
- Jutras, P., Prichonnet G. et McCutcheon, S., 2003b. Alleghanian faulting in the southern Gaspé Peninsula of Quebec. *Atlantic Geology*, v. 39, p. 201-211.
- Jutras, P. et Prichonnet, G., 2004. Significance of paleosurfaces in interpreting the paleogeographic and stratigraphic evolution of the upper Paleozoic Paspébiac Graben, a recently identified basin in the southern Gaspé Peninsula of Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 1074-1086.
- Jutras, P., Utting, J. et McCutcheon, S., 2005. Basin inversion at the Mississippian-Pennsylvanian boundary in northern New Brunswick. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 53, p. 390-404.
- Jutras, P., MacRae, A. et Utting, J., 2007. Viséan tectonostratigraphy and basin architecture beneath the Pennsylvanian New Brunswick Platform of eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 55, p. 217-236.

- Kearey, Ph., Brooks M, et Hill, I., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd ed. viii + 262pp. Blackwell Science Ltd.
- Kirkwood, D. et Malo, M., 1993. Across strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Gaspé Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1363-1373.
- Kirkwood, D., 1999. Palinspastic restoration of a post-Taconian successor basin deformed within a transpressive regime, northern Appalachians. *Tectonics*, v. 18, p. 1027–1040.
- Kirkwood, D., Lavoie, M. et Marciil, J., 2004. Structural style and hydrocarbon potential in the Acadian foreland thrust and fold belt, Gaspé Appalachians, Canada. *Dans*: R. Swennen, Roure, F. and Granath, J. (éds.), *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts*, AAPG Hedberg Series, no. 1, p. 412– 430.
- Lachambre, G. et Brisebois, D., 1990. Géologie de la Gaspésie / compilé par G. Lachambre et D. Brisebois, à partir des travaux inédits de D. Brisebois et A. Slivitzky. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources naturelles, Secteur des mines. Échelle 1:50,000.
- Lavoie, D., Bourque, P.-A. et Héroux, Y., 1992. Early Silurian carbonate platforms in the Appalachian orogenic belt: the Sayabec – La Vieille formations of the Gaspé-Matapédia basin, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 704-719.
- Lavoie, D., 2008. Appalachian foreland basin of Canada, *Dans*: A. D. Miall, (éd.), *Sedimentary basins of the world: The sedimentary basins of the United States and Canada*. Amsterdam, Elsevier Science, v. 5, p. 65–103.
- Lespérance, P.J., Malo, M., Sheehan, P.M. et Skidmore, W.B., 1987. A stratigraphical and faunal revision of the Ordovician-Silurian strata of the Percé area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 117-134.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*, 2ème éd., Cambridge University Press, 374 pp.
- Malo, M., 1988. Stratigraphy of the Aroostook-Percé Anticlinorium in the Gaspé Peninsula, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 893-908.
- Malo, M. et Béland, J., 1989. Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé Region, Québec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1764–1777.

- Malo, M., Kirkwood, D., De Broucker, G. et St-Julien, P., 1992. A re-evaluation of the position of the Baie-Verte-Brompton line in the Québec Appalachians: the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1265-1273.
- Malo, M. et Bourque, P.-A., 1993. Timing of the deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *Dans: Roy, D.C., et Skehan, J.W., The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 275.
- Malo, M. et Kirkwood, D., 1995. Faulting and progressive deformation history of the Gaspé Belt, northern Appalachians: A review. *Dans: Current Perspectives in Appalachian-Caledonian geology*, J. Hibbard, C. van Staal and P. Cawood (éds.), GAC Special Paper, v. 41, p. 267–282.
- Malo, M., Tremblay, A., Kirkwood, D. et Cousineau, P., 1995. Along-strike structural variations in the Québec Appalachians: consequence of a collision along an irregular margin. *Tectonics*, v.14, p. 1327-1338.
- 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*, v. 49, no. 2, p. 202–216.
- Malo, M., 2004. Paleogeography of the Matapédia basin in the Gaspé Appalachians: initiation of the Gaspé Belt successor basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 553–570.
- Malo, M., Lavoie, D. et Brisebois, D., 2008. Hydrocarbon systems in Gaspé Peninsula: A tour of source rocks, reservoirs and traps. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Annual meeting in Quebec City, Field trip X-2, guidebook.
- Marcil, J.-S., Trobec, M. et Aguilera, R., 2005. Reservoir Characteristics, Depositional Environments and Potential Oil/Gas Rates of Devonian and Silurian Drilling Targets in the Gaspé Basin, Quebec. http://www.junex.ca/getthisfile_en.php?id=61. Visité le 18/07/2013
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonic terms, K.R. McClay, (éd.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, p. 419–433.

- McClay, K.R., 1995. 2D and 3D analogue modelling of extensional fault structures: templates for seismic interpretation. *Petroleum Geoscience*, v. 1, p. 163-178.
- McClay, K.R., 1999. Tectonic regimes and fault systems: Structural geology for petroleum exploration. Short course. Department of Geology, Royal Holloway, University of London. 433 pp. + appendices.
- McQuillin R., Bacon M. et Barclay W., 1984. An introduction to seismic interpretation: reflection seismics in petroleum exploration. Gulf Publishing Company. Houston. 287 pp.
- Pinet, N., Castonguay, S. et Tremblay, A., 1996. Thrusting and back thrusting in the Taconian internal zone, southern Québec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1283-1293.
- Pinet, N., Lavoie, D., Brouillette, P., Dion, D.-J., Keating, P., Brisebois, D., Malo, M. et Castonguay, S., 2005. Gravimetric and aeromagnetic atlas of the Gaspé Peninsula. Geological Survey of Canada, Open File 5020, 68 pp.
- Pinet, N., Keating, P., Brouillette, P., Dion, D.-J. et Lavoie, D., 2006. Production of a residual gravity anomaly map for Gaspésie (northern Appalachian Mountains), Quebec, by a graphical method. Geological Survey of Canada, Current Research 2006 -D 1, 8 pp.
- Pinet, N., Lavoie, D., Keating, P. et Brouillette, P., 2008. Gaspé Belt subsurface geometry in the northern Québec Appalachians as revealed by an integrated geophysical and geological study: 1- Potential field mapping. *Tectonophysics*, v. 460, p. 34–54.
- Pinet, N., 2013. Gaspé Belt subsurface geometry in the northern Québec Appalachians as revealed by an integrated geophysical and geological study: 2 — Seismic interpretation and potential field modelling results. *Tectonophysics*, v. 588, p. 100–117.
- Robertson Research International Limited Geophysical Services, 2004. Seismic data processing report, Bonaventure, Canada, 22 pp.
- Roy, S., 2008. Maturation thermique et potentiel pétrolière de la ceinture de Gaspé, Gaspésie, Québec, Canada. Thèse. Québec, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 459 pp.

- Rust, B.R., 1981. Alluvial deposits and tectonic style; Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. *Dans: Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. A.D. Miall (éd). Geological Association of Canada, Special Paper, v. 23, p. 49–76.
- Sheriff, R.E. et Geldart, L.P., 1995. Exploration seismology, second edition. Cambridge University Press. 617 pp.
- St-Julien, P. et Hubert, C., 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. *American Journal of Science*, v. 275A, p. 337-362.
- Stolt, R.H., 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, v. 43, p. 23-48.
- Taner, M.T., Koehler, F. et Sheriff, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, v. 44, n. 6, p. 1041-1063.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics, 2ème éd. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney. Cambridge University Press, 770pp.
- Thomas, W.A., 2006. Tectonic inheritance at a continental margin (2005 Geological Society of America Presidential Address). *GSA Today*, v. 16, no. 2, p. 4-11.
- Tremblay, A., Malo, M. et St-Julien, P., 1995. Dunnage Zone – Québec. *Dans: Williams, H., (éd.), Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada. *Geology of Canada*, v. 6, p. 198-219.
- Tremblay, A. et Castonguay, S., 2002. Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Québec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. *Geology*, v. 30, p. 79-82.
- van Staal, C.R., 2005, Northern Appalachians. *Dans: Selley, R.C., Robin, L., Cocks, L.R. M. et Plimer, I.R. (éds.), Encyclopedia of Geology*, Elsevier, Oxford, v. 4, p. 81–91.
- van Staal, C.R., Whalen, J., Valverde-Vaquero, P., Zagorevski, A. et Rogers, N., 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the northern Appalachians, *Dans: Murphy, J.B., Keppie, J.D. et Hynes, A.J. (éds.), Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, v. 327, p. 271–316.

- van Staal, C.R. et Hatcher, R.D. Jr., 2010. Global setting of Ordovician orogenesis. *Dans*: Finney, S.C. et Berry, W.B.N., (éds.), *The Ordovician Earth System*. Geological Society of America Special Paper, v. 466, p. 1-11.
- Waldron, J.W.F., Anderson, S.D., Cawood, P.A., Goodwin, L.B., Hall, J., Jamieson, R.A., Palmer, S.E., Stockmal, G.S. et Williams, P.F., 1998. Evolution of the Appalachian Laurentian margin: Lithoprobe results in western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 1271-1287.
- Wang, X. et Waltham, D., 1995. The stable-beam seismic modelling method, *Geophysical Prospecting*, v. 43, p. 939-961.
- Williams, H., 1976. Tectonic stratigraphic subdivision of the Appalachian Orogen. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 8, no. 2, 300 pp.
- Williams, H. et St-Julien, P., 1982. The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians. St-Julien, P., and Béland, J., (éds.), *Major structural zones and faults of the northern Appalachians*. Geological Association of Canada, Special Paper, v. 24, p. 177-208.
- Williams, H., 1995a. Introduction: Chapter 1. *Dans*: Williams, H. (éd.), *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 6, p. 1-19.
- Williams, H., 1995b. Temporal and spatial divisions: Chapter 2. *Dans*: Williams, H. (éd.), *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 6 (also Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. F-1), p. 21-44.
- Woodcock, N. J. et Schubert, C., 1994. Continental strike slip tectonics. *Dans*: Hancock, P. L. (éd.), *Continental déformation*. Pergamon Press, p. 251-263.
- Zientek, M.L. et Orris, G.J., 2005. *Geology and Nonfuel Mineral Deposits of the United States*, U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1294A, 179 pp.

ANNEXES

Annexe A1 Paramètres d'acquisition des profils sismiques 2001-MRN-14B et 2001-MRN-14B

FIELD PARAMETERS	
ACQUISITION	Kinetex Inc.
Date Acquired	Summer 2001 & 2002
Acquired for	Ministere des Ressources naturelles - Quebec
Field Conditions	Road Lines
RECORDING GEOMETRY	Split 3015 - 15 * 15 - 3015 m.
Source Interval	60 m.
Receiver Interval	30 m.
Subsurface Fold	50
SOURCE	Vibroseis Type: Failing Y2400
	Array: 5 Vibs over 60 m. Drag Length: 64 m.
	Sweep: 12 - 96 Hz. +3dB Non-Linear
	Sweep Length: 5 Sec. 12-16 Sweeps
RECEIVERS	OVO 30CT 10 Hz. 12 over 30 m.
	60 % damping
INSTRUMENTS:	I/O Image 202 Trace
Format	SEGD IEEE Gain: 36dB
Filters	3 - 3/4 Nyquist Notch: out
Sample Interval	2 ms.