SÉQUESTRATION GÉOLOGIQUE DU CO₂ CHAIRE DE RECHERCHE





Le potentiel de stockage du CO₂ expérimental dans les aquifères salins profonds de Bécancour : Partie I Analyse des diagraphies et des profils sismiques

RAPPORT INRSCO2-2010-V2.1

par

Elena Konstantinovskaya,
Maxime Claprood,
Mathieu Duchesne¹,
Bernard Giroux,
Michel Malo,
René Lefebyre

(1) Commission géologique du Canada, Division de Québec (Québec), 490, rue de la Couronne, Québec G1K 9A9, Québec, Canada

Soumis au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs 31 mars 2010 – Québec

R-1150

Institut national de la recherche scientifique – Centre Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec, Qc, G1K 9A9

Téléphone : (418) 654-2535 ; Télécopieur : (418) 654-2600 ; Site internet : chaireco2.ete.inrs.ca

© INRS, Centre - Eau Terre Environnement, 2010 Tous droits réservés

ISBN: 978-2-89146-892-3 (version électronique)

Dépôt légal - Bibliothèque et Archives nationales du Québec, 2018 Dépôt légal - Bibliothèque et Archives Canada, 2018

Préambule

Le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) a octroyé une subvention à l'INRS-ETE pour mettre en place une chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO₂ au Québec. Le décret n° 714-2008 approuvant l'octroi a été adopté le 25 juin 2008. La subvention d'une durée de cinq ans (exercices financiers 2008-2009 à 2012-2013) provient du Fonds vert. La création de la chaire s'inscrit dans l'action 20 du Plan d'action 2006-20012 sur les changements climatiques intitulé « Le Québec et les changements climatiques, un défi pour l'avenir ».

Les travaux de la chaire permettront d'explorer les principales options de séquestration géologique du CO₂ au Québec. Les objectifs principaux sont d'évaluer la capacité de stockage du CO₂ au Québec, de tester quelques sites pour leur potentiel de rétention du CO₂ après injection, et de former une expertise au Québec dans le domaine de la technologie du captage et de la séquestration du CO₂ (CSC). Les objectifs secondaires pour arriver à répondre aux objectifs principaux sont de: 1) faire l'inventaire des réservoirs géologiques potentiels au Québec; 2) faire l'inventaire des sources majeures d'émission de CO₂ au Québec; 3) compiler les travaux réalisés ailleurs dans le monde sur la technologie du CSC; 4) caractériser les paramètres géologiques et géophysiques des réservoirs potentiels; 5) évaluer leur capacité de stockage; 6) choisir des sites potentiels pour réaliser des essais d'injection de CO₂; 7) tester un ou deux sites avec suivi sur une période d'un à deux ans pour évaluer la capacité de rétention du CO₂ et les risques de fuite. En marge de l'atteinte des objectifs mentionnés plus haut, les travaux complémentaires concernent l'évaluation des enjeux socio-économiques de l'implantation de la technologie du CSC au Québec (lois, sécurité, etc.) et des études technico-économiques pour l'implantation d'une usine pilote.

Les cinq volets de recherche suivants permettront d'atteindre les objectifs et de réaliser les travaux complémentaires :

- 1. Inventaire
- 2. Caractérisation
- 3. Capacité de stockage
- 4. Test-pilote
- 5. Enjeux socio-économiques.

Le présent rapport sur les aquifères salins profonds de Bécancour cadre dans le volet de recherche Caractérisation.

Sommaire

Les aquifères salins profonds de la région de Bécancour sont reconnus sur 3 niveaux stratigraphiques : les calcaires du Groupe de Trenton, les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown (Formation de Theresa) et les grès quartzeux du Groupe de Potsdam (Formation de Cairnside) situés à une profondeur moyenne de 795 m à 1224 m. Le niveau d'un aquifère salin plus profond (2341-2346 m) est présent dans les grès quartzeux du Potsdam au sud-est de Bécancour. Un réservoir gazier d'une faible épaisseur est reconnu dans les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown à 980-982 m. L'analyse détaillée de la lithologie et des diagraphies dans les 18 puits de la région a permis l'identification et le traçage des niveaux stratigraphiques des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent sur 30 profils de sismique-réflexion acquis précédemment à Bécancour.

L'épaisseur des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour augmente du nord-ouest vers le sud-est, de part et d'autre de la faille normale de Yamaska. Cet épaississement des séquences sédimentaires de la plate-forme au passage des failles normales fait suite à la subsidence syn-sédimentaire du bloc du socle grenvillien sur leurs flancs sud-est. La faille normale de Yamaska a été initiée pendant l'extension du bassin de rift et de la marge passive au Cambrien - Ordovicien moyen et a été réactivée pendant la subsidence du bassin d'avant-pays à la fin de l'Ordovicien moyen et en l'Ordovicien supérieur. Les unités sédimentaires de la plate-forme qui contiennent les niveaux de roche réservoir diminuent en épaisseur vers le nord-est et le sud-est dans les limites du flanc nord-ouest de la faille de Yamaska en suivant la remontée du socle dans la même direction. Ces variations correspondent à la rotation du bloc listrique du socle sur ce flanc pendant l'initiation et la réactivation de la faille au Cambrien - Ordovicien. Le réservoir devrait donc s'épaissir et s'approfondir vers le nord-ouest au-dessus du bloc basculé.

Les unités imperméables du Shale d'Utica et du Groupe de Lorraine recouvrent les unités de réservoir dans la région. Même si les shales de l'Utica sont par endroits très minces (3-6 m), les turbidites de très faible perméabilité du Lorraine sont partout très épaisses : de 616 m sur le flanc nord-ouest du pli de Chambly-Fortierville à 1470 m dans sa zone axiale. Les variations de l'épaisseur des turbidites du Lorraine reflètent l'épaississement syn-sédimentaire dans la zone axiale du synclinal de Chambly-Fortierville pendant la subsidence du bassin d'avant-pays à la fin de l'orogenèse taconienne. Les turbidites du Lorraine dans la région de Bécancour ne sont affectées que par les failles secondaires de la réactivation inverse dans la partie mince à la base de la série.

Les assemblages stratigraphiques de la plate-forme du Saint-Laurent forment des plis anticlinaux au-dessus du relief positif du socle sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska. Ces plis sont isométriques ou légèrement étendus vers le nord-est et recouverts par une épaisse (1500 m) couverture de l'Utica et du Lorraine. Les niveaux stratigraphiques de la Formation de Theresa et de la Formation de Cairnside dans les zones axiales de ces plis peuvent représenter des pièges potentiels pour le stockage du CO₂.

L'étude détaillée de l'étendue locale des niveaux de roches réservoir, de la pression hydrostatique régionale dans les aquifères salins profonds et de la distribution des failles dans la région de

Bécancour permettrait d'évaluer de façon quantitative le potentiel du stockage expérimental du CO_2 et les risques de fuites de gaz à travers les formations et/ou les puits abandonnés vers les aquifères d'eau potable ou vers la surface.

TABLE DES MATIÈRES

Préambule		iii
Sommaire .		v
1. Introdu	uction	9
1.1. Rôle o	des aquifères salins profonds dans le stockage du CO2 à travers le monde	9
	èmes reliés au stockage du CO ₂ dans les aquifères salins profonds et méthodol udes effectuées	_
1.3. Le cho	oix du site de Bécancour	10
1.3.1.	La localisation favorable des émetteurs de CO ₂ et la facilité d'accès	10
1.3.2.	La localisation géologique et tectonique du site de Bécancour	10
1.3.3.	Données géologiques et géophysiques disponibles	14
1.4. But de	e l'étude	15
1.5. Métho	odologie	15
1.5.1.	Analyse des diagraphies utilisées dans la présente étude	15
1.5.2.	Création des tables de conversion temps-profondeur	17
	éristiques des aquifères salins et des réservoirs potentiels gaziers dans le sit	
3. Résulta	ats obtenus	21
3.1. Le cal	lcul de la lithologie à partir des diagraphies	21
3.2. Carac	téristiques diagraphiques et tendances granulométriques des formations de la ple du Saint-Laurent dans la région de Bécancour	late-
	lations lithostratigraphiques des successions sédimentaires de la plate-forme Laurent dans la région de Bécancour	
3.4. Tables	s de conversion temps-profondeur	36
	prétation des profils sismiques : pointage des horizons stratigraphiques naissance des failles.	
4. Conclu	ısions	46
5 Romor	ciaments	47

6.	Références	48
AN	NEXES	51
A	annexe 1. Noms et coordonnées des puits de la région de Bécancour	53
A	annexe 2. Les étapes du calcul de la lithologie à partir de diagraphies et les planches de comparaison de la lithologie calculée et décrite pour les 6 puits de la région de Bécancour	
A	nnexe 3. La profondeur des toits de formations de la région de Bécancour à partir de l'analyse des diagraphies	

1. Introduction

1.1. Rôle des aquifères salins profonds dans le stockage du CO₂ à travers le monde

Les aquifères salins profonds sont utilisés ou étudiés pour le stockage du CO_2 dans plusieurs pays. En général, les aquifères salins profonds sont très étendus et représentent un potentiel important pour le stockage du CO_2 . Puisque l'eau des aquifères salins ne peut pas être utilisée pour l'irrigation ou la consommation, l'injection de CO_2 ne représente pas un problème pour son utilisation future. Le CO_2 se dissout bien dans la phase aqueuse augmentant la capacité de stockage du gaz dans ce type de réservoirs.

L'injection de CO₂ et la récupération de gaz naturel dissous dans les aquifères salins ont été évaluées au Japon (Koide et al., 1993). La perspective de stockage du CO2 dans des aquifères salins profonds a été étudiée au Danemark pour les prochaines 30 ans (Krom et al., 1993). Dans le cadre d'un projet de la compagnie Statoil en Norvège, 10 million de tonnes du CO2 ont été capturées dans le champ extracôtier de Sleipner Vest et réinjectés à 800 m de profondeur dans l'aquifère d'Utsira, d'une épaisseur de 250 m au large de la Mer du Nord (Kaarstad, 1992; Baklid et al., 1996). Le suivi de la migration du CO₂ est actuellement effectué dans le cadre de ce projet (Klara et al., 2003). On estime que 12 à 28 Gt du CO₂ peuvent être stockées dans les aquifères côtiers du bassin de l'Allemagne du Nord (Chadwick et al., 2004; Odenberger et al., 2008). Le potentiel de stockage du CO2 dans les aquifères salins du Royaume-Uni, se trouvant pour la plupart au large de la partie est de l'Angleterre, est de l'ordre de 20 Gt (Odenberger et al., 2008). Près des deux tiers de la superficie des États-Unis se trouve au-dessus d'aquifères salins profonds, dont la capacité de stockage du CO₂ est approximativement de 5 à 500 Gt (Bergman et Winter, 1995; Carr et al., 2003; Klara et al., 2003). Des aquifères salins profonds se trouvant sous le contact huile-eau de réservoirs de pétrole ont été identifiés comme étant une des meilleures cibles non-conventionnelles pour l'injection et 1a séquestration du CO₂ aux États-Unis (Han McPherson, 2009). La capacité de stockage du CO₂ dans l'aquifère Viking du bassin de l'Alberta au Canada est évaluée à approximativement 100 Gt (Bachu et Adams, 2003). Le gaz acide (mélange du CO₂ et du H₂S) est injecté dans les aquifères salins profonds et dans les réservoirs d'hydrocarbures épuisés dans le bassin d'Alberta (Wichert et Royan, 1997).

Deux réservoirs majeurs ont été identifiés dans la partie sud du lac Huron et dans le lac Érié dans le sud-ouest de l'Ontario. Les capacités de stockage du CO₂ y sont estimées de 289 million de tonnes et de 442 million de tonnes respectivement (Shafeen et al., 2004).

Les réactions chimiques entre le CO₂, la saumure et les minéraux dans les couches profondes suite à l'injection de CO₂ supercritique ou d'eau saturée en CO₂ peuvent affecter le comportement des roches du réservoir. L'effet des réactions chimiques provoquées par l'injection de CO₂ supercritique sur le changement de la porosité et de la perméabilité a été estimé dans le cadre du projet de stockage du CO2 dans l'aquifère salin profond du bassin de Paris en France (André et al., 2007). Le risque de fuite de CO₂ séquestré dans les niveaux profonds vers les horizons d'aquifères d'eau potable peu profonds fut étudié pour vérifier s'il est possible de contaminer l'eau potable par les minéraux en trace, métalloïdes et/ou radionucléides qui deviennent solubles en présence du CO2 dans l'eau fraiche (Wang et Jaffe, 2004).

Une première étude des aquifères salins profonds au Québec a été initiée dans le but de déterminer un site approprié pour l'injection et la séquestration du CO₂. Le présent rapport est le résultat d'une étude préliminaire des aquifères salins profonds de Bécancour basée sur les données géologiques et géophysiques existantes. Ce projet a été développé au sein de la Chaire de recherche de l'INRS-ETE sur la Séquestration géologique du CO₂ supporté par le Ministère du Développement durable, l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP), et réalisé en étroite collaboration avec la Commission géologique du Canada (division de Québec; CGC-Québec) et la compagnie JUNEX Inc.

1.2. Problèmes reliés au stockage du CO₂ dans les aquifères salins profonds et méthodologie des études effectuées

Le stockage du CO₂ dans les aquifères salins profonds consiste à injecter le CO₂ en état supercritique dans un réservoir poreux et perméable (à plus de 800 m de profondeur) recouvert par des roches imperméables (Bachu, 2000; 2002). Le CO₂ se dissout en partie dans la phase aqueuse (jusqu'à 29%), et le reste du CO₂ injecté forme un panache de gaz se maintenant audessus de l'aquifère.

Les éléments à considérer pour ce type de stockage du CO_2 sont les suivants : la localisation des aquifères et des aquitards dans la série sédimentaire; le

comportement du CO_2 dans la saumure; les réactions chimiques entre la roche, la saumure et le CO_2 supercritique; et l'évolution du panache du CO_2 et la fuite de CO_2 injecté par le système de failles, les zones de fracturation ou les puits abandonnés vers les horizons d'aquifères d'eau potable peu profonds, ou éventuellement vers la surface.

1.3. Le choix du site de Bécancour

1.3.1. La localisation favorable des émetteurs de CO₂ et la facilité d'accès

La région d'étude se trouve dans le parc industriel de Bécancour, sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, à proximité de la ville de Trois Rivières. Le site est facile d'accès et à proximité d'importants émetteurs de CO₂ (Fig. 1).

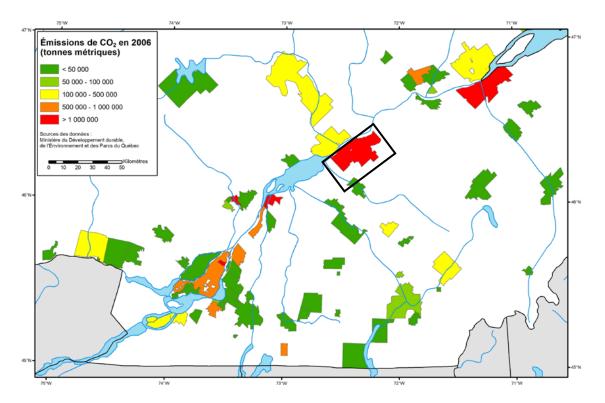


Fig. 1. La carte des émissions de CO₂ dans la région du sud du Québec en 2006, compilée à partir de données du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec. Le cadre noir délimite le site de Bécancour.

1.3.2. La localisation géologique et tectonique du site de Bécancour

La région de Bécancour se situe au sein de la province géologique de la plate-forme du Saint-Laurent entre le socle grenvillien au nord-ouest et le front des écailles allochtones et parautochtones des Appalaches au sudest (Fig. 2). La région est peu active sismiquement.

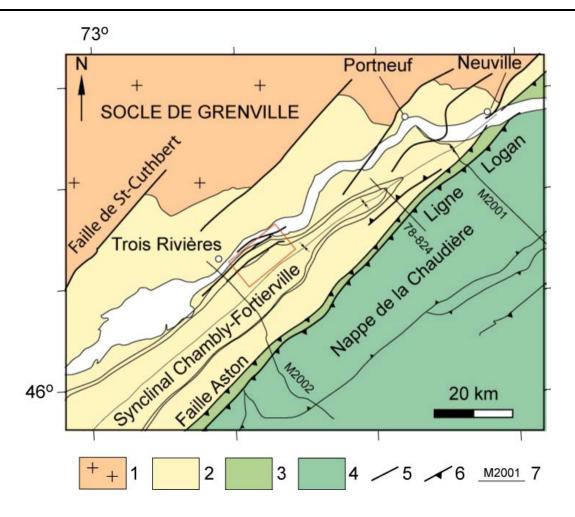


Fig. 2. Localisation tectonique du site de Bécancour (cadre rouge). 1 : socle grenvillien, 2 : plate-forme du Saint-Laurent, 3 : zone parautochtone de failles imbriquées, 4 : front des écailles allochtones des Appalaches, 5 : faille normale, 6 : faille inverse, 7 : ligne sismique.

La succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent est intéressante pour le stockage du CO₂ parce qu'elle contient des niveaux de roches poreuses et perméables recouvertes par des séries sédimentaires peu poreuses et peu perméables d'une épaisseur de 680 m à 1500 m.

La succession sédimentaire de la plate-forme est composée des séries du bassin de rift et de marge passive du Cambrien - Ordovicien inférieur-moyen et des séries du bassin d'avant-pays de l'Ordovicien moyen-supérieur (St-Julien et Hubert, 1975; Williams, 1979; Globensky, 1987; Lavoie et al., 2003; Comeau et al., 2004). La succession d'une épaisseur totale 1500-3000 m consiste en plusieurs unités qui sont, de la base

vers le sommet (Fig. 3): les grès du Cambrien - Ordovicien inférieur d'un milieu marin peu profond à subaérien (Groupe de Potsdam); des dolomies et des grès dolomitiques de l'Ordovicien inférieur à moyen (Groupe de Beekmantown), et des calcaires argileux de l'Ordovicien moyen à supérieur de niveau marin peu profond (groupes de Chazy, de Black River et de Trenton); du Shale d'Utica de l'Ordovicien supérieur de niveau marin profond et des turbidites synorogéniques (Groupe de Lorraine); et de la molasse post-taconienne de l'Ordovicien supérieur (Groupe de Queenston) (Lavoie, 1994).

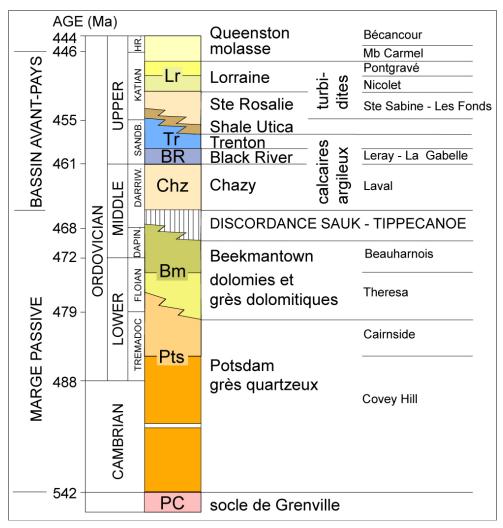


Fig. 3. Successions stratigraphiques de la plate-forme du Saint Laurent, d'après Lavoie (1994). Échelle de temps d'après Walker et Geissman (2009).

La discordance majeure de Sauk-Tippecanoe de l'Ordovicien moyen à la base du Groupe de Chazy marque le début de l'orogenèse taconienne et représente le changement de milieu sédimentaire de la marge passive (Cambrien - Ordovicien précoce) vers le bassin d'avant pays (Ordovicien moyen - tardif) progressivement de plus en plus profond avec le temps (Lavoie, 1994).

Les aquifères salins profonds et les roches réservoir de gaz de la région de Bécancour se retrouvent à différents niveaux stratigraphiques, dont les plus importants sont les grès du Potsdam, les dolomies et les grès dolomitiques du Beekmantown et les calcaires argileux

fracturés du Trenton (Massé, 2009). Les shales de l'Utica et les turbidites du Lorraine sont très peu poreuses, peu perméables, et traditionnellement considérées comme les roches de couverture empêchant la migration verticale de la saumure, des fluides ou des hydrocarbures vers la surface (Fig. 4).

Le socle grenvillien et les unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent sont affectés par une série de failles normales (Fig. 4) s'étendant du sud-ouest vers le nord-est et inclinées vers le sud-est (Séjourné et al., 2003; Castonguay et al., 2006; Konstantinovskaya et al., 2009).

Les failles normales, interprétées comme s'étant initiées pendant l'événement du rift dans l'océan Iapetus au Protérozoïque-Cambrien inférieur (Rankin, 1976; Thomas, 2006; Cawood et al., 2001; Hibbard et al., 2007) sont restées actives pendant l'ouverture de l'océan et ont ensuite été réactivées aux différents stades tectoniques syn- et post-taconiens lors d'emplacement des terrains allochtones des Appalaches (St-Julien et Hubert, 1975; Globensky, 1987; Lavoie, 1994; Lemieux et al., 2003).

Les failles normales sont souvent interprétées comme des failles de croissance car elles contrôlent l'épaisseur des séries sédimentaires comme étant le résultat de déplacement le long des failles pendant la sédimentation (Séjourné et al., 2003; Castonguay et al., 2006; Konstantinovskaya et al., 2009). Les failles normales affectent localement les turbidites du Lorraine et la molasse du Queenston, faisant probablement suite à la réactivation déclenchée par l'emplacement et la charge des écailles tectoniques empilées au front des Appalaches (Séjourné et al., 2003). La réactivation inverse des failles normales inclinées vers le sud-est a aussi été reconnue dans la plate-forme du Saint-Laurent comme le résultat du raccourcissement taconien (Faure et al., 2004; Konstantinovskaya et al., 2009).

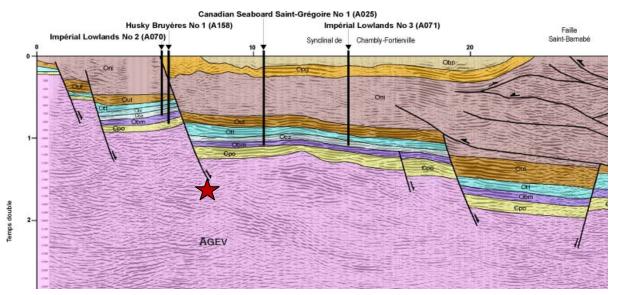


Fig. 4. Profil sismique M2002 au sud-ouest de la région de Bécancour, interprété par Castonguay et al. (2006). Voir Fig. 5 pour la localisation du profil. L'étoile montre la faille régionale de Yamaska. Les puits A158, A025 et A071 sont projetés sur le profil. L'axe horizontal correspond à la localisation des points de tir en surface. L'axe vertical est la profondeur en seconde (temps-double).

La faille normale régionale de Yamaska dans la région de Bécancour longe la rive sud du fleuve de Saint-Laurent (Fig. 5). Cette faille affecte le socle grenvillien et contrôle l'épaisseur des séries sédimentaires de la marge passive et du bassin d'avant-pays (Fig. 4). La faille de Yamaska sépare le bloc nord-ouest moins profond et le bloc sud-est plus profond. Les blocs du socle sont basculés vers le nord-ouest avec la bordure

sud-est soulevée. Les successions sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour sont généralement en position subhorizontale avec une légère inclinaison vers le nordouest au-dessus des blocs basculés du socle grenvillien (Fig. 4). Ces structures se trouvent sur le flanc nordouest du pli régional syn-sédimentaire de Chambly-Fortierville (Fig. 2).

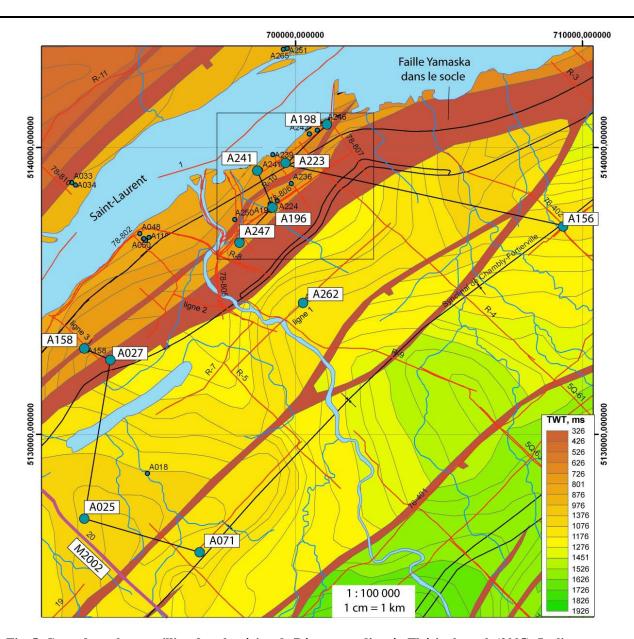


Fig. 5. Carte du socle grenvillien dans la région de Bécancour, d'après Thériault et al. (2005). La ligne mauve correspond au profil sismique M2002 (Fig. 4), les lignes rouges représentent les profils sismiques (Fig. 28, 30, 31, 34), les cercles bleus montrent la localisation de puits (Annexe 1), et les lignes noires marquent la localisation des profils de corrélations lithostratigraphiques (Fig. 19). Le cadre montre la localisation de la Fig. 20.

1.3.3. Données géologiques et géophysiques disponibles

Le site de Bécancour offre un avantage supplémentaire parce qu'on y trouve une bonne densité de données géologiques et géophysiques issues de l'exploration pétrolière et gazière. Ces données proviennent en grande partie du domaine privé et appartiennent à la compagnie Junex. Suite à une entente de collaboration scientifique entre l'INRS et JUNEX, la chaire a obtenu des données provenant de la sismique-réflexion et des puits pour nous permettre de développer une analyse

détaillée. C'est donc un total de 18 puits et 30 profils de sismique-réflexion qui sont disponibles sur ce site de 270 km² (Fig. 4). Pour tous les puits, il existe une description de carottes et/ou de retailles, et 15 puits sont caractérisés par des diagraphies dont la plupart furent acquises il y a moins de 10 ans par JUNEX. Les 30 profils sismiques acquis de 1970 à 2008 sont utilisés pour délimiter l'étendue latérale et verticale des aquifères salins. Les données sismiques disponibles sont de type post-sommation, c'est-à-dire que pour chaque point de tir l'ensemble des traces enregistrées sur chaque géophone furent sommées en une seule trace afin de rehausser le rapport signal-sur-bruit permettant ainsi d'augmenter la cohérence des réflexions obtenues sur le profil sismique final (Yilmaz, 2001). L'utilisation de données sismiques postsommation limite cependant la possibilité de retraitement et restreint le type d'analyse qui peut être complété sur les données. Les lignes sismiques sont acquises en fonction de la position horizontale du récepteur par rapport à la source sismique; et en fonction du temps de parcours de l'onde sismique pour voyager de la source au réflecteur et du réflecteur au géophone, appelé temps-double.

1.4. But de l'étude

La succession cambrienne-ordovicienne de la région de Bécancour contient des aquifères salins profonds (Massé, 2009) et des réservoirs de gaz (Lavoie, 1992). Leur épaisseur et étendue exactes ne sont pas encore bien définies dans la région. La reconnaissance de ces paramètres est nécessaire pour déterminer la capacité de stockage du CO_2 au site de Bécancour.

Le but principal de notre étude est de déterminer la géométrie 3D des aquifères salins profonds de la région de Bécancour. Deux éléments importants à considérer concernent la présence de plis anticlinaux ouverts dans la plate-forme et la position exacte de la faille de Yamaska.

La présence des plis anticlinaux dans les unités de la plate-forme du Saint-Laurent de la région de Bécancour doit être vérifiée pour identifier les structures susceptibles de contenir des aquifères salins profonds ou des niveaux de roches poreuses et perméables sous les roches couverture de l'Utica et du Lorraine. Les aquifères salins profonds dans les plis anticlinaux représentent des pièges potentiels pour le stockage du CO_2 car le panache du CO_2 pourrait être contenu dans la zone axiale des plis sous la roche couverture et ne pourrait donc pas migrer vers la surface.

La géométrie de la faille principale de Yamaska et des autres failles secondaires doit être cartographiée en 3D pour savoir si les failles affectent les aquifères salins profonds et les roches couverture de l'Utica et du Lorraine.

1.5. Méthodologie

1.5.1. Analyse des diagraphies utilisées dans la présente étude

Les diagraphies de la radioactivité naturelle (« gamma ray », GR), de la densité globale (RHOB), de la porosité-densité (DPHZ) ou de la porosité-neutron (NPOR), et du facteur photo-électrique (PEF) sont utilisées pour calculer les volumes relatifs des minéraux constituant la roche (silice, calcite, dolomie et shale) ainsi que les porosités totale, effective et apparente par la méthode de Doveton (1986). Les étapes et les résultats des calculs sont présentées à l'Annexe 2. Le choix des diagraphies pour la détermination de la lithologie est dicté par leurs propriétés.

La diagraphie de la radioactivité naturelle (GR) totale, qui est la somme du thorium, du potassium et de l'uranium, ou la diagraphie de radioactivité calculée sans uranium (HCGR) sont souvent utilisées pour estimer la proportion de shale dans une formation nonradioactive. Les minéraux argileux riches en potassium présents dans les shales déterminent des valeurs de GR élevées (120 API), les distinguant aisément du calcaire pur dont le niveau de radiation gamma est très bas (15 API). Le changement de proportion de shale dans une séquence sédimentaire est généralement graduel avec la profondeur, et est indicatif de lithofaciès, reflétant les tendances lithologiques liées à la granulométrie et au triage d'une roche ainsi qu'à son environnement de déposition. Ces changements lithologiques dans le cas de formations non-radioactives peuvent ainsi être déduits à partir des variations des courbes de GR. La résolution verticale des diagraphies GR est de 90 cm.

La sonde sonique (« delta time », DT) permet de distinguer calcaires, dolomies et grès quartzeux grâce aux vitesses typiques de propagation des ondes acoustiques à travers les lithologies différentes (Tableau 1). Le temps de transit des ondes acoustiques dans les fluides est beaucoup plus important ce qui le rend très utile pour la distinction des zones d'aquifères salins, de gaz ou de pétrole (Tableau 1). La résolution verticale de la sonde sonique est de 60 cm.

Tableau 1. Le temps de transit (µsec/ft)* des ondes acoustiques dans les lithologies et dans les fluides de réservoirs, d'après (Doveton, 1986).

Quartz	Calcite	Dolomie	Brine	Oil	Gaz
$(\rho \ 2.65 \ g/cm^3)$	$(\rho \ 2.71 \ g/cm^3)$	$(\rho \ 2.87 g/cm^3)$	(20% NaCl)		(méthane)
55.5	47.5	43.5	189	238	626

^{*} Les diagraphies DT sont en µsec/m dans la présente étude.

La diagraphie de densité (RHOB, DPHZ) permet d'estimer la porosité dans les unités réservoir, la densité globale étant la somme des densités du fluide contenu dans les pores et de la matrice d'une zone multipliées par leurs proportions. Cette diagraphie est aussi utile pour la distinction de certaines lithologies et minéraux avec un fort contraste de densité: grès, shales, calcaires, dolomies (Tableau 1). La résolution verticale des diagraphies de densité est de 60 cm.

La diagraphie de neutron (NPHI, NPOR) est basée sur le principe que le flux de neutrons est réduit en fonction de la concentration d'hydrogène dans la formation, qui peut être considérée comme égale à la fraction de fluide dans les pores pour les lithologies de réservoir :

 $\log \phi = C - KN$, où

 ϕ – la porosité,

K, C – les constantes liées à la sonde, la taille du forage et la lithologie,

N – mesure du nombre de neutrons de la zone.

Plus la porosité est élevée, moins il y a de neutrons capturés. Les sondes modernes mesurent directement la porosité en relation avec la matrice de grès, de calcaire ou de dolomie dans les unités. Les valeurs de porosité neutron sont de 30 à 40% dans les shales et 1 à 2% dans les calcaires compacts (nombre élevé de neutrons). La résolution verticale des diagraphies neutron est de 60 cm.

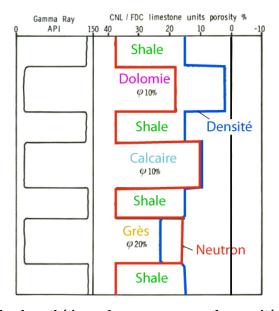


Fig. 6. Superposition de courbes hypothétiques de rayons gamma, de porosité neutron et de porosité densité calibrée pour une matrice de calcite dans une séquence simple de lithologies, d'après Doveton (1986).

Le facteur photo-électrique (PEF) est aussi un outil important pour la discrimination de la lithologie permettant particulièrement de bien distinguer les calcaires, des dolomies et des grès en raison de la sensitivité à la présence de minéraux lourds et ce même en petite quantité.

La superposition des courbes de porosité neutron et de densité calibrée en matrice de calcite (Fig. 6) est utilisée en combinaison avec les diagraphies de GR, DT et PEF pour distinguer les lithologies principales dans les puits de Bécancour due aux réponses différentes des minéraux de matrice sur ces diagraphies (Doveton, 1986). Les shales ont des valeurs élevées de porosité neutron, faibles de porosité densité, et élevées de GR (Fig. 6). Les calcaires ont les valeurs de GR faibles et coïncidentes de porosités neutron et densité. Les dolomies ont les valeurs de GR faibles, de porosité densité relativement faibles et de porosité neutron élevées. Les grès (quartz) ont les valeurs de GR faibles, de porosité densité élevées et de porosité neutron faibles.

Les évaluations de la lithologie dérivée de diagraphies sont complémentaires aux interprétations pétrophysiques conventionnelles pour reconnaître les caractéristiques typiques de chaque formation, définir leur toit et caractériser les roches réservoir et de couverture.

L'analyse des données de diagraphies permet d'évaluer les tendances granulométriques et la distribution des lithofaciès dans les séries sédimentaires de la région. Les résultats obtenus sont utilisés pour effectuer la corrélation lithostratigraphique des faciès entre les puits de la région de Bécancour.

La majorité des diagraphies est sensible aux changements lithologiques au sein de la succession sédimentaire. Par exemple, les diagraphies de GR et de densité reflètent bien l'augmentation ou la diminution de la proportion de shale ou la transition entre les grès quartzeux purs et les grès fortement feldspathiques ou argileux. Les diagraphies neutron et DT varient avec le passage entre les calcaires ou les dolomies compacts et grès poreux. Dans les environnements sédimentaires, la fraction de shale, de calcaire ou de roche clastique feldspathique augmente ou diminue généralement de façon graduelle avec la profondeur, permettant la distinction des cycles sédimentaires qui correspondent transgressifs et régressifs, respectivement à la transition des facies plus grossiers à plus fins et à l'inverse. Ces changements lithologiques se produisent grâce aux variations graduelles de la granulométrie et du triage suite à la fluctuation relative

du niveau marin, et sont indicatifs de lithofaciès et de l'environnement de déposition des L'analyse des variations de courbes dans les diagraphies liées aux tendances granulométriques permet de définir des cycles régressifs (granuloclassement croissant) ou transgressifs (granuloclassement décroissant) dans les séquences sédimentaires ce qui contribue à la corrélation entre les puits de la région.

L'intégration et l'interprétation des données de diagraphies et de lignes sismiques sont effectuées dans le logiciel Kingdom Suite. La position du toit des formations obtenue d'après l'analyse des diagraphies a été appliquée dans ce logiciel pour tous les puits de la région d'étude. Les données sur l'élévation du sol et de la table de rotation, ainsi que la déviation des puits ont été enregistrées dans la base de données à partir des rapports du MRNF et de JUNEX. Tous les puits pour lesquels l'azimut de déviation a été mesuré montrent une déviation orientée vers le nord-ouest de direction moyenne de 315N. Pour les puits dont l'azimut de déviation n'est pas disponible, la direction de déviation moyenne de 315°N est appliquée.

1.5.2. Création des tables de conversion tempsprofondeur

La profondeur sur les lignes sismiques est représentée en temps-double et doit être convertie en profondeur réelle pour être interprétée conjointement avec les diagraphies. Cette étape est habituellement effectuée par une analyse de vitesses sismiques sur les données brutes et l'acquisition de profils sismiques verticaux (PSV), permettant ainsi d'obtenir la profondeur réelle. Il n'y a pour le moment aucun PSV acquis dans la région de Bécancour.

Les diagraphies soniques sont utilisées pour lier les données sismiques acquises en temps-double aux diagraphies de forage acquises en profondeur. Des tables de conversion temps-profondeur sont calculées en utilisant les diagraphies soniques enregistrées dans 11 trous de forage à Bécancour pour générer des traces sismiques synthétiques. Ces traces synthétiques sont ensuite comparées semi-quantitativement aux traces sismiques observées à proximité des diagraphies en corrélant les temps-doubles aux profondeurs réelles à partir de la vitesse du milieu. Les étapes suivies pour la création des traces synthétiques et des tables de conversion temps-profondeur sont effectuées dans le module SynPAK de Kingdom Suite.

La première étape consiste à débruiter les diagraphies soniques afin d'éliminer les erreurs de mesure et ainsi

éviter de générer de fausses réflexions synthétiques. Des valeurs extrêmes de lenteur sont fréquentes dans les diagraphies et peuvent être causées par de mauvaises conditions du trou de forage. Le débruitage des diagraphies soniques fut effectué par un filtre de type moyenne courante d'une longueur variable en fonction du niveau de bruit de chaque diagraphie. Les réflecteurs sismiques étant fonction de l'impédance acoustique (le produit de la vitesse et de la densité), les diagraphies de densité sont également débruitées et incluses dans le calcul des traces sismiques synthétiques. Les coefficients de réflexion sont ensuite calculés à partir des impédances acoustiques. Ces coefficients de réflexion donnent une estimation de la proportion d'énergie sismique réfléchie vers la surface due à l'impédance acoustique entre deux unités géologiques de propriétés physiques différentes, en relation avec les lois de Zoeppritz qui décrivent la manière dont les ondes sismiques sont transmises à l'interface de ces deux unités.

Une ondelette sismique doit être générée pour simuler la propagation de l'onde sismique dans la sous-surface. L'ondelette sismique est modélisée à partir des 50 traces sismiques situées à proximité du trou de forage. Celle-ci est ensuite convoluée avec les coefficients de réflexion permettant de créer une trace sismique synthétique. La trace sismique synthétique est par la suite comparée à la trace sismique observée entre autre quantitativement par un coefficient de corrélation indiquant le degré de similarité entre les deux traces.

La faible résolution des lignes sismiques, l'absence d'analyse de vitesse sur les profils sismiques 2D, ainsi que l'acquisition de plusieurs diagraphies soniques sur des intervalles de profondeur limités compliquent grandement la création des tables de conversion tempsprofondeur. Plusieurs réflexions observées sur les lignes sismiques peuvent correspondent à différentes réflexions synthétiques; de multiples solutions sont donc possibles pour lier en profondeur les profils sismiques observés en temps. Certaines réflexions, correspondant à des formations géologiques identifiées sur les diagraphies de forage, peuvent être observées sur les lignes sismiques. Les calcaires du Groupe de Trenton sont identifiés par Konstantinovskaya et al. (2009) comme des réflexions sismiques de faible amplitude, une caractéristique des formations de calcaire (Sangree et Widmier, 1979). Les groupes sousjacents du Chazy et du Beekmantown, ainsi que la formation sous-jacente du Cairnside sont identifiés sur les lignes sismiques par une séquence des trois réflexions de forte amplitude. Ces signatures sismiques sont utilisées pour positionner les diagraphies soniques

sur les traces sismiques observées et compléter les conversions temps-profondeur tel que mentionné par Leguijt (2009). Cette méthodologie a aussi été utilisée par Förster et al. (2006) pour caractériser le site de séquestration géologique du CO₂ de Ketzin en Allemagne. Bien que cette méthodologie ne possède pas la rigueur mathématique d'une analyse de vitesse sismique conventionnelle et par PSV, il s'agit de l'unique façon possible pour créer les tables de conversion temps-profondeur avec les données sismiques présentement disponibles à Bécancour.

La création de tables de conversion pour lier les diagraphies soniques aux réflexions sismiques correspondant à certaines unités géologiques précises est la première étape à réaliser pour construire un modèle géostatistique caractérisant la distribution spatiale des propriétés pétro-physiques des aquifères salins dans la région de Bécancour.

La projection des toits de formations sur les profils sismiques est effectuée en utilisant les tables de conversion temps-profondeur. Les résultats obtenus sont utilisés pour reconnaitre la géométrie des unités contenants des aquifères salins profonds et des réservoirs gaziers, identifier les structures dans la séquence sédimentaire perspectives pour la présence des roches réservoir, et vérifier la continuité des roches couverture. La faille régionale de Yamaska et les failles supplémentaires ont été identifiées et tracées sur les lignes sismiques pour ensuite être visualisées en 3D.

2. Caractéristiques des aquifères salins et des réservoirs potentiels gaziers dans le site de Bécancour

Les aquifères salins profonds de la région de Bécancour sont reconnus sur 3 niveaux stratigraphiques (Fig. 3): dans les calcaires du Groupe de Trenton, dans les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown et dans les grès quartzeux du Groupe de Potsdam (Massé, 2009).

Les calcaires argileux du Groupe de Trenton forment une succession de 120 à 150 m d'épaisseur dont le toit est situé à une profondeur de 760 à 815 m. Les calcaires du niveau d'aquifère salin dans le puits A239 sont caractérisés par une porosité de fracturation de 10%, une perméabilité de 400 mD et par la présence d'indices de gaz de 20 à 30% (Junex, 2003; Massé, 2009). La saumure dans les calcaires de Trenton se trouve entre 795 et 796.96 m de profondeur. La saumure a une densité de 1.13 g/cm³, une salinité STD de 200 g/l, et une pression hydrostatique de 10.1 MPa à

800 m de profondeur.

Les dolomies et les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown forment une succession d'une épaisseur maximale de 90 m dont le toit est situé entre 895 et 937 m de profondeur dans la région de Bécancour (Fig. 7). Les grès dolomitiques de la Formation de Theresa du niveau d'aquifère salin dans le puits A198 sont caractérisées par une porosité de 5 à 10% et une perméabilité de 45 mD à 270 mD (Massé, 2009). La saumure dans les grès dolomitiques de Theresa du puits se trouve entre 938 et 950 m de profondeur, avec une densité de 1.18 g/cm³ et une salinité STD de 270 g/l. La pression hydrostatique est de 11.7 MPa à 950 m. Le puits est surpressurisé par rapport à la pression « normale » de l'eau salée de la région à cette profondeur (10.7 MPa), calculée avec le gradient hydrostatique régional 0.5 psi/pi ou 11.31 kPa/m (Lavoie, 1979).

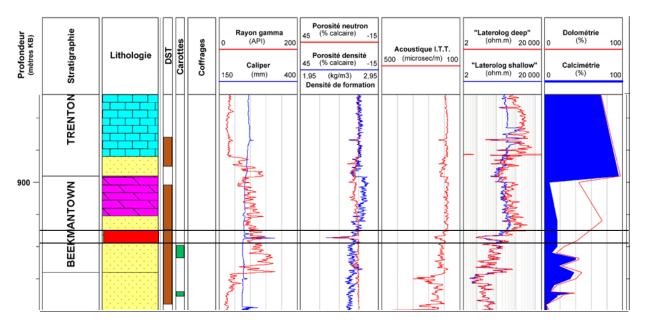


Fig. 7. Description lithologique et diagraphies du niveau d'aquifère salin (carré rouge) dans la Formation de Theresa (Groupe de Beekmantown) entre 938 et 950 m de profondeur au puits A198 du site de Bécancour.

Les grès quartzeux du Groupe de Potsdam dans la région de Bécancour ont une épaisseur de 300 m avec le toit situé de 950 à 1040 m de profondeur (Fig. 8). Les grès du Cairnside du niveau d'aquifère salin dans le puits A158 ont une porosité liée à la fracturation de 3

à 5% et une perméabilité de 200-456 mD (Lavoie, 1979; Massé, 2009). La saumure dans les grès de Potsdam du puits est localisée entre 1224.7 et 1225.6 m de profondeur, avec une densité de 1.22 g/cm³ et une salinité STD de 340 g/l. La pression hydrostatique est

de 19.1 MPa à 1225 m (Massé, 2009). La zone productrice de saumure est surpressurisée par rapport à la pression « normale » de l'eau salée de la région à cette profondeur (13.9 MPa), calculée avec le gradient

hydrostatique régional 0.5 psi/pi ou 11.31 kPa/m. Cette observation peut indiquer la présence d'un réservoir limité (Lavoie, 1979).

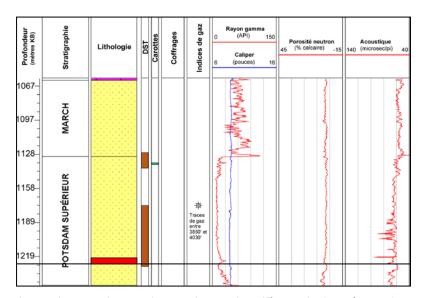


Fig. 8. Description lithologique et diagraphies du niveau d'aquifère salin (carré rouge) dans la Formation de Cairnside (Groupe de Potsdam) entre 1224.7 et 1225.6 m de profondeur au puits A158 du site de Bécancour.

Le réservoir gazier primaire constitué par la porosité d'une dolomie gréseuse est reconnu dans la Formation de Theresa entre 968.5 et 982 m de profondeur au puits A196 (Fig. 9) (Lavoie, 1992). Le niveau de 980 à 982 m est caractérisé par une porosité effective de 9% et une saturation d'eau à 27%. Il est suggéré que ce niveau communique avec le niveau inférieur (1039-1047 m) de grès fracturés du Groupe de Potsdam (Formation de Cairnside) (Lavoie, 1992). La pression aux limites du réservoir est de 9.32 MPa et la capacité d'écoulement (KH) est de 30 mD-pi (Lavoie, 1992).

Les pressions hydrostatiques locales dans les aquifères salins profonds des deux puits producteur (A198 et A158) sont élevées. Ces données devraient cependant être ré-analysées dans le cadre de la synthèse complète à partir de tous les DST des Basses-Terres du Saint-Laurent et de données de production de Junex dans la région de Bécancour.

La présence d'eau salée (137-258 g/l) est notée par le D.S.T.# 1 au niveau des grès quartzeux de la Formation de Cairnside entre 2341 et 2346 m de profondeur dans le puits A156 (Fig. 10) au sud-est de Bécancour (Fig. 5). La faible porosité de 2,2% et la présence de microfractures dans les grès du Cairnside mentionnées dans le rapport de sondage prouvent que le potentiel réservoir est lié à la fracturation (Héroux et al., 1975).

En général, les intervalles d'aquifères salins et de roches réservoir dans la région de Bécancour sont caractérisés par les épaisseurs relativement faibles (1-15 m) et par l'extension limitée avec la distribution aléatoire des zones de porosité dans les zones perméables.

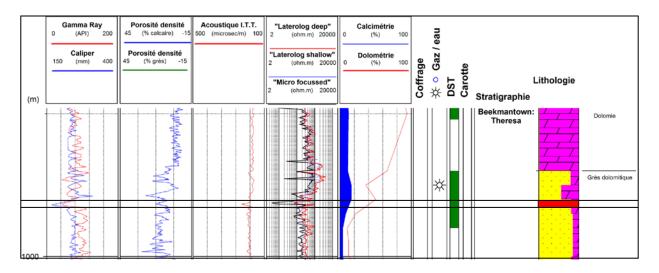


Fig. 9. Description lithologique et diagraphies du niveau de réservoir gazier (carré rouge) dans la Formation de Theresa (Groupe de Beekmantown) de 980 à 982 m de profondeur au puits A196 du site de Bécancour.

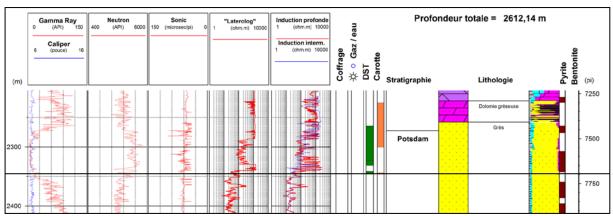


Fig. 10. Description lithologique et diagraphies du niveau d'un aquifère salin (DST au-dessus de la ligne noire) dans la Formation de Cairnside (Groupe de Potsdam) entre 2341 et 2346 m de profondeur au puits A156 au sud-est de Bécancour.

3. Résultats obtenus

3.1. Le calcul de la lithologie à partir des diagraphies

Les diagraphies de radioactivité (GR), densité globale (RHOB), porosité densité (DPHZ) ou porosité neutron (NPOR), et facteur photo-électrique (PEF) ont été utilisées pour le calcul des volumes des minéraux de quartz, de calcite, de dolomie et de shale ainsi que les porosités totale, effective et apparente dans les formations. Les principes du calcul lithologique sont

décrits dans Doveton (1986).

La lithologie a été calculée (Fig. 11) pour les 7 puits de la région de Bécancour (Annexe 2) dont les diagraphies mentionnées ci-haut sont disponibles. La comparaison entre la lithologie calculée à partir des diagraphies (LOG) et la description des retailles et des carottes (CORE) pour ces puits est satisfaisante avec une très bonne corrélation entre les deux lithologies (Fig. 11). Les détails sur les étapes de calcul et les planches de comparaison de lithologie calculée et décrite et des diagraphies utilisées pour les 6 puits de la région sont présentés dans l'Annexe 2.Le 7ème puits A262 est décrit dans le rapport Konstantinovskaya et Malo (2010).

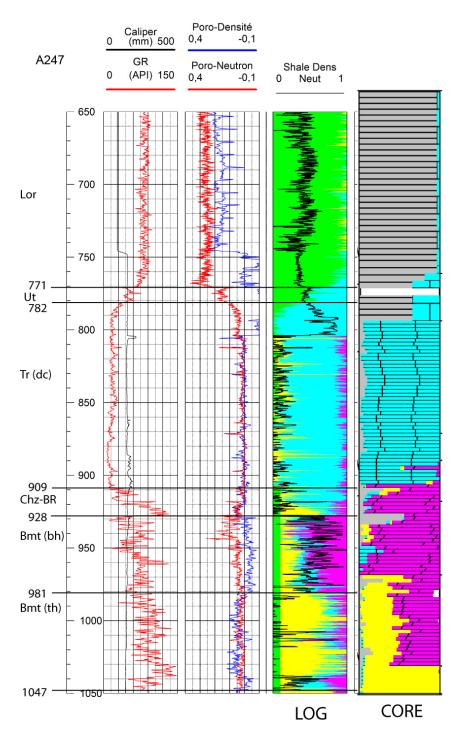


Fig. 11. Comparaison de la lithologie calculée à partir des diagraphies (LOG) et de la description de retailles (CORE). Les volumes minéraux sont : shale (vert LOG / gris CORE), quartz (jaune), calcaire (bleu) et dolomie (mauve). La lithologie CORE est composée à partir des rapports du MRNF.

3.2. Caractéristiques diagraphiques et tendances granulométriques des formations de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour.

Les diagraphies disponibles pour les 15 puits du site de Bécancour ont été analysées pour la caractérisation lithologique des formations de la plate-forme de Saint-Laurent de la région de Bécancour et de la localisation de leurs sommets (Annexe 3).

Les shales et les grès turbiditiques du Groupe de Lorraine forment la partie supérieure de la succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent. Les shales du Lorraine sont argileux et siliceux (non-calcareux) et contiennent des minéraux d'argile riches en potassium, surtout de l'illite, (Tableau 2) ce qui est reflété dans le niveau élevé des rayons gamma (GR shale = 120 API) (Fig. 12).

Tableau 2. Composition de shales de l'Utica et du Lorraine par diffraction-X (valeurs moyennes) dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, d'après (Thériault, 2008).

	LORRAINE	UTICA SUPÉRIEUR	UTICA INFÉRIEUR
Argiles*	50	20	25
Quartz	25	15	10
Calcite	5	50	50
Dolomie	5	5	5
Feldspaths	10	5	5

^{*}Argiles = 65-85% Illite, 10-25% Chlorite, 5% Kaolinite

Le passage des calcaires purs du Trenton inférieur vers les shales du Lorraine est graduel avec une augmentation progressive de la proportion de shale et une diminution de calcaire à travers les calcaires argileux du Trenton supérieur - les shales calcareux et calcaires de l'Utica inférieur (non-différenciés) et les shales calcareux (Tableau 2) de l'Utica supérieur (GR 75 API). Ces changements lithologiques correspondent au cycle transgressif et s'expriment par un changement des valeurs GR, qui augmentent de façon progressive de 15 API (GR clean) dans les calcaires purs du Trenton inférieur (Formation Deschambault) à 75 API

dans les shales calcareux de l'Utica et à 120 API dans les shales siliceux (non-calcareux) du Lorraine (Fig. 12).

Les shales du Lorraine montrent des valeurs de porosité neutron (Fig. 12) plus élevées (25%) que les shales calcareux de l'Utica (10%) ou les calcaires du Trenton (1-2%). Cette relation peut refléter une quantité d'eau plus élevée contenue dans les shales par rapport aux calcaires et potentiellement les variations du contenu de la matière organique dans les shales (Tableau 3).

Tableau 3. Valeurs du Carbone Organique Total (COT, %) et de l'Index de Hydrogène (HI) dans les shales de l'Utica et du Lorraine dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, d'après (Thériault, 2008).

	L	ORRAIN	E	UTIC	CA SUPÉR	IEUR	UTICA INFÉRIEUR				
	nord	sud	moyen	nord	sud	moyen	nord	sud	moyen		
COT, %	0.72	1.42	1.03	1.09	0.95	1.04	0.71	0.42	0.61		
HI	84	32	62	116	39	84	116	45	90		
n*	220	170	390	185	115	300	160	85	245		

^{*}Les échantillons provenant des écailles ne sont pas compris

Les valeurs de sonde sonique DT sont plus élevées dans les shales siliceux du Lorraine (280 µsec/m) que dans les shales calcareux de l'Utica (220-260 µsec/m). Ce phénomène pourrait être lié à la variation de la proportion de calcaire dans ces roches et à la

compaction plus élevée dans les shales. Les valeurs PEF sont plus basses (3.5 B/E) dans les shales siliceux du Lorraine que dans les shales calcareux de l'Utica (5 B/E) (Fig. 12).

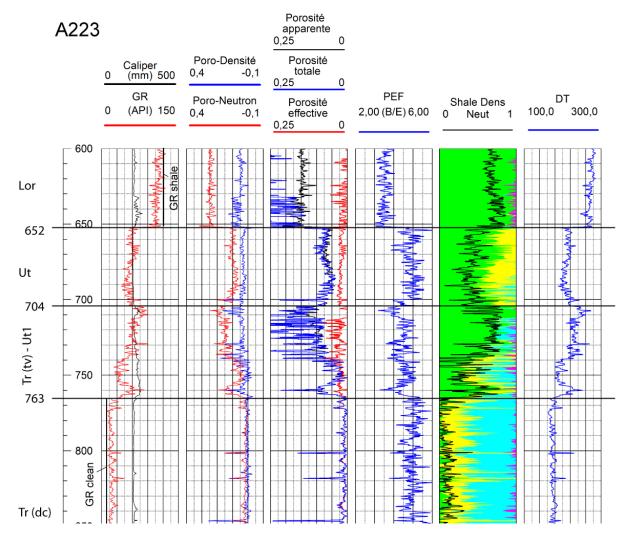


Fig. 12. Puits A223, Partie 1. Variations des diagraphies dans les calcaires du Trenton, et les shales de l'Utica et du Lorraine. Pour les indices de lithologie calculée voir Fig. 11. Le nom du puits est dans l'Annexe 1.

Les valeurs de porosités totale, apparente et effective calculées à partir des diagraphies varient dans les shales. On observe des valeurs de porosité totale élevées dans les shales du Lorraine (20-25%) et dans l'Utica inférieur (15%) et tandis que la porosité effective reste basse (2,5%) dans ces mêmes niveaux

(Fig. 12). Ces changements proviennent probablement d'une diagenèse différente avec plus ou moins de compaction ou de cimentation, sinon pourraient refléter l'augmentation de la porosité totale liée à la fracturation dans les shales.

Les calcaires du Trenton supérieur au contact avec l'Utica sont très argileux mais une diminution progressive de la proportion de shale est observée vers la base du Trenton, de sorte que le Trenton inférieur (Formations Deschambault - Ouareau) est composé essentiellement de calcaires purs. Les valeurs de GR sensibles à la présence de shale dans cette séquence diminuent graduellement de 50 à 60 API dans les calcaires argileux à 15 API (GR clean) dans les calcaires purs (Fig. 12). Les valeurs de PEF sont légèrement plus basses (4.5 B/E) dans les calcaires

argileux et sont plus élevées et constantes variant de 5.5 à 6 B/E dans les calcaires purs.

Les valeurs de DT diminuent de 180-200 µsec/m dans les calcaires argileux du Trenton supérieur à 160 µsec/m dans les calcaires purs du Trenton inférieur (Fig. 12). Les calcaires purs sont très compacts et ne sont pas poreux. Les valeurs de porosité totale et effective calculées à partir des diagraphies dans ces calcaires sont invariablement très basses (1-2,5%) dans tous les puits (Annexe 2).

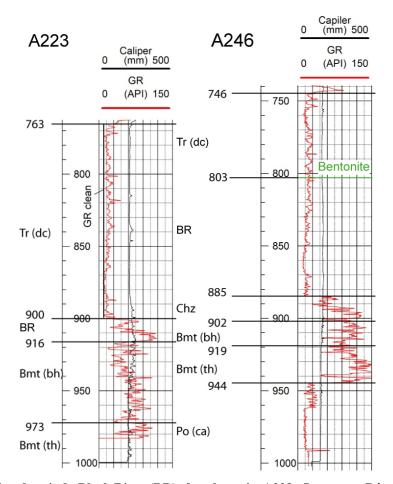


Fig. 13. L'interprétation du toit du Black River (BR), dans les puits A223 - Intermont Bécancour No. 1 (1993) et A246 - Junex Bécancour No. 6 (2004). Voir Figs 5, 20 pour la localisation des puits.

Le Groupe de Black River est composé de calcaires et de grès calcareux. La position stratigraphique du toit du Black River est ambiguë dans la région. Dans les rapports de JUNEX, le toit du Black River est marqué par les couches de bentonite et placé de 80 à 85 m plus haut que dans les rapports des compagnies qui ont

travaillé auparavant dans la région (Fig. 13). Ainsi le toit du Black River de JUNEX se retrouve au milieu du Trenton reconnu dans les rapports précédents avec une épaisseur beaucoup plus importante (82 m) que celle observée d'habitude dans la région: 15 m dans le puits A223 (Fig. 13) et 30 m au maximum dans les Basses-

Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987).

Si on acceptait l'interprétation de JUNEX, il faudrait admettre que le Groupe de Black River est presque 5 fois plus épais dans certains puits de la région de Bécancour que dans les puits voisins et partout ailleurs dans la plate-forme du Saint-Laurent.

Comme il n'y a pas de raisons pour une telle conclusion, le toit du Groupe de Black River sur les diagraphies est considéré tel qu'il est montré sur la courbe de GR dans l'interprétation d'Intermont (Fig. 13, puits A223) ne tenant pas compte de l'interprétation de Junex (Fig. 13, A246).

Les groupes de Black River et de Chazy ont une faible épaisseur (15-20 m) et ils ne sont pas différenciés sur les diagraphies (Fig. 14, Annexe 2).

Le passage des calcaires purs du Trenton vers les grès quartzeux à ciment calcareux du Groupe de Chazy est marqué par l'augmentation du pourcentage de grains de quartz et de feldspath dans les roches. Cette transition lithologique est reflétée par les changements graduels dans les diagraphies : une augmentation de GR de 15 à 120 API, une diminution des valeurs de PEF de 5 à 3 B/E et par une augmentation de DT de 160 à 200 usec/m (Fig. 14). La porosité neutron, la porosité densité et les porosités totale et effective augmentent légèrement du Trenton (0%) vers les grès calcareux du Chazy (5%). Ces variations dans les porosités correspondent au changement lithologique des calcaires compacts du Trenton vers les grès calcareux à granulométrie de plus en plus grossière vers la base du Groupe de Chazy, composée de grès conglomératiques à stratifications obliques marquant la discordance majeure de Sauk-Tippecanoe.

Les dolomies (Formation de Beauharnois) dans le Groupe de Beekmantown se distinguent bien dans les diagraphies superposées de porosité neutron, de porosité densité et de PEF (Fig. 14). Les valeurs de porosité densité dans les dolomies du Beauharnois sont

constantes et plus basses (-0,05) que celles de porosité neutron (0,05). Leur rapport est renversé dans les grès quartzeux dolomitiques du Theresa (Fig. 14). Les dolomies du Beekmantown ont les valeurs constantes de PEF de 3 à 3,5 B/E (Figs 14-15).

Les grès quartzeux dolomitiques de la Formation de Theresa dans certains puits (A223, A250, A241) démontrent une courbe PEF en forme de cloche (Figs 14-15), avec une augmentation graduelle de 2,5 à 4,5 B/E de la base vers le sommet. Ceci reflète le cycle transgressif dans la lithologie de Theresa: le grès quartzeux à la base se remplace progressivement du bas vers le haut par une couche de calcaire wackstone au sommet avec l'augmentation des calcaires et des dolomies gréseux. Dans les autres puits (A246, A247). les grès dolomitiques de Theresa montrent une courbe de PEF inversée (Fig. 15), avec une diminution graduelle des valeurs de 4 à 2,75 B/E de la base vers le sommet. Cela est caractéristique du cycle régressif dans la formation avec l'augmentation de grès dolomitiques et la diminution de la composante calcareuse vers le haut.

Les valeurs de DT dans les dolomies de Beauharnois sont plus basses (160 µsec/m) que dans les grès dolomitiques de Theresa (200 µsec/m) (Fig. 14; Planche Annexe 2), ce qui corrèle bien avec le pourcentage de quartz élevé dans les grès de Theresa et le fait que la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans le quartz est plus élevée que dans les dolomies (Tableau 1).

Une augmentation de GR est distinguée dans le Beekmantown du sommet vers la base (Fig. 14) de 45 API dans les dolomies à 125 API dans les grès dolomitiques due à la présence du feldspath dans les grès.

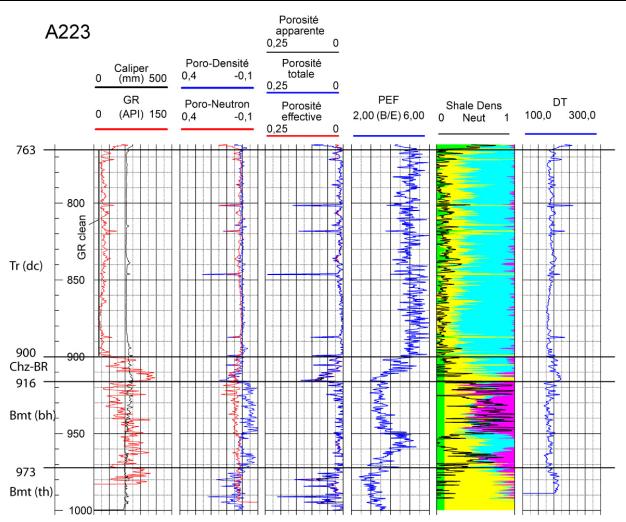


Fig. 14. Puits A223, Partie 2. Variations des diagraphies dans les calcaires du Trenton, Black River-Chazy (nondifférenciés), et dans les dolomies et les grès dolomitiques du Beekmantown. Pour les indices de lithologie calculée voir Fig. 11. Le nom du puits est en Annexe 1.

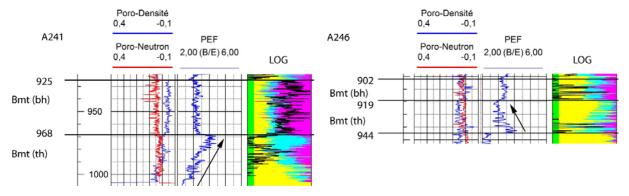


Fig. 15. Variations des diagraphies dans les dolomies (bh) et les grès dolomitiques (th) du Beekmantown. Noter le cycle transgressif (A241) et le cycle régressif (A246) dans la Formation de Theresa (th). Voir Fig. 11 pour les indices de la lithologie calculée (LOG).

Les grès quartzeux de la Formation de Cairnside du Groupe de Potsdam se distinguent bien des grès dolomitiques de la Formation de Theresa du Groupe de Beekmantown dans les diagraphies. Les grès du Cairnside ont des valeurs de radiation gamma très basses (15 API) dues à leur composition pétrographique homogène. Les grès quartzeux du Cairnside sont des packstones à wackstones composés essentiellement des grains de quartz dans le ciment siliceux. Les valeurs de porosité neutron et de porosité densité sont constantes et nulles car les grès sont très compacts (Fig. 16).

Les valeurs de DT varient beaucoup dans les grès du Cairnside avec des courbes qui démontrent le phénomène de « cycle skips » - la présence des événements soudains très fins avec un temps de transit anormal (100 à 500 µsec/m) dont l'épaisseur est plus petite que l'espacement des receveurs (Fig. 16). La génération de ces « sauts de cycle » représente souvent la présence de fractures et de vacuoles dans les roches (Doveton, 1986). Le même effet de « skipping » est observé dans les grès quartzeux du Cairnside de type réservoir fracturé qui contiennent le niveau d'aquifère salin dans le puits A158 (Lavoie, 1979). Le saut de cycle de DT est associé à une porosité neutron très basse de 3% (Fig. 8).

Les grès quartzeux de la Formation de Covey Hill du Groupe de Potsdam sont caractérisés par une radiation gamma plus élevée que dans les grès du Cairnside avec une moyenne de 90 API dans la partie supérieure de la séquence (Fig. 16). La partie inférieure des grès du Covey Hill, qui forme la base de la succession sur une épaisseur de 50 à 60 m, démontre une augmentation graduelle des valeurs de GR de 90 à 120 API en fonction de la profondeur (Fig. 16). Ces variations de GR correspondent au changement lithologique dans les

grès de Covey Hill de grès quartzeux dans sa partie supérieure vers les grès très feldspathiques et calcareux-dolomitiques dans sa partie inférieure (50-60 m).

Les courbes superposées de la porosité neutron et de la porosité densité dans la partie supérieure de la Formation de Covey Hill (Fig. 16) correspondent à la lithologie composée essentiellement de quartz (Fig. 6) ce qui reflète bien la composition homogène des grès quartzeux de cette partie. Le rapprochement de ces courbes est caractéristique pour la partie inférieure de la séquence à partir de 1200 m vers sa base. Le renversement local de ces courbes est observé entre 1230 et 1240 m (Fig. 16), correspondant au niveau de siltstone dolomitique d'après la description des retailles, de façon similaire aux diagraphies de dolomies de la Formation de Beauharnois (Fig. 14).

Les valeurs de DT sont stables dans la partie supérieure du Covey Hill avec une moyenne de 220 à 240 µsec/m, et diminuant à 160 à 180 µsec/m dans sa partie inférieure (Fig. 16). On distingue deux cycles de variations de DT dans la partie inférieure. La diminution de DT de la base du Covey Hill vers le niveau de siltstone dolomitique (1255-1240 m) (Fig. 16) reflète le passage de grès moins compact vers le niveau dolomitique plus compact (cycle transgressif). L'augmentation légère de DT à partir du siltstone dolomitique vers le sommet de la partie inférieure correspond à la transition du niveau dolomitique vers les grès quartzeux moins compact (cycle régressif).

Les caractéristiques diagraphiques des grès du Potsdam dans le puits A198 (Fig. 16) sont aussi typiques pour les puits A196 (Fig. 17) et A158 (Fig. 8) de la région de Bécancour.

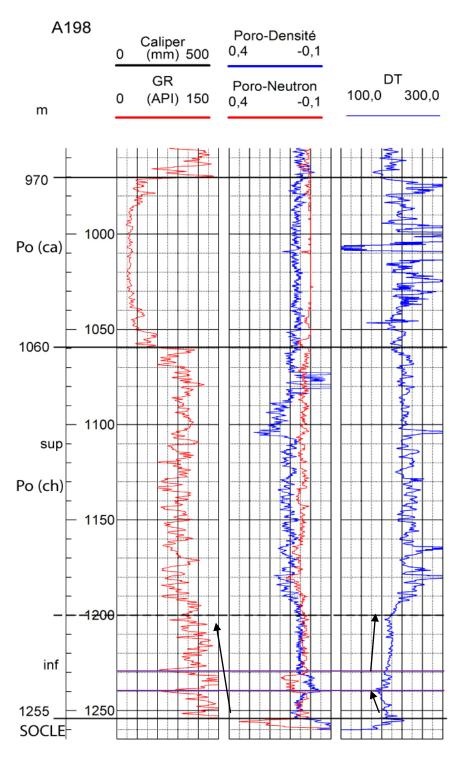


Fig. 16. Variations diagraphiques dans les grès du Potsdam dans le puits A198, SOQUIP Pétrofina Bécancour No. 2. Noter le changement graduel de lithologie dans le Covey Hill inférieur indiqué par les flèches. Les lignes mauves délimitent le niveau de siltstone dolomitique.

3.3. Corrélations lithostratigraphiques des successions sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour

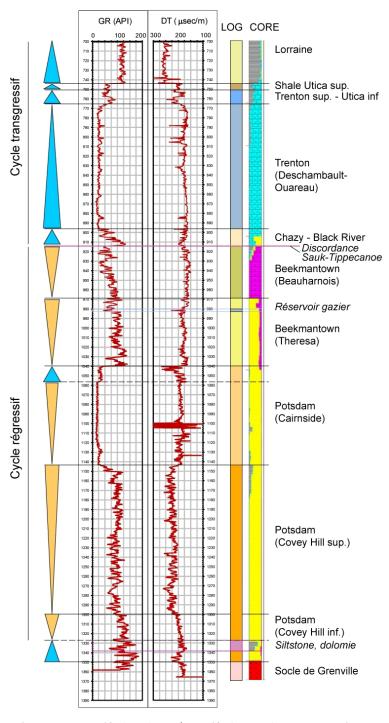


Fig. 17. Cycles sédimentaires transgressifs (bleu) et régressifs (orange) contre les diagraphies des rayons gamma (GR) et sonique (DT) dans le puits A196. Voir Fig. 11 pour les indices de lithologie CORE qui est établie à partir des rapports du MRNF.

La corrélation lithostratigraphique entre les puits de la région de Bécancour aide à déterminer la géométrie des unités stratigraphiques et à évaluer leur continuité latérale et variations d'épaisseur dans les parties plus et moins profondes du paléo-bassin cambrien-ordovicien. Cette information sert à mieux comprendre la distribution des unités des aquifères salins profonds et des aquitards, et aide à la construction du modèle géostatistique et tectono-stratigraphique de la région d'étude.

Les cycles sédimentaires définis par la lithologie et les tendances granulométriques sont observés à différentes échelles variant de dizaines de mètres à des centaines de mètres d'épaisseur. À l'échelle de la succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent (Fig. 17), on distingue deux grands cycles de fluctuation relative du niveau marin (Lavoie, 1994; Comeau et al., 2004).

Le grand cycle régressif (Fig. 17) englobe le passage entre les conglomérats et les grès du Potsdam vers les dolomies et les dolomies gréseuses peu profondes du Beekmantown déposés au Cambrien – début Ordovicien moyen. Ce cycle a une épaisseur totale de 359 à 436 m à >570 m dans la région de Bécancour. Deux courts cycles de transgression-régression sont observés dans le Potsdam (Fig. 16) et le Beekmantown (Fig. 15), semblables à ceux reconnus dans la région de Québec (Konstantinovskaya et al., 2009).

Le grand cycle transgressif (Fig. 17) caractérise la transition de grès calcareux et calcaire gréseux du Chazy à travers les calcaires du Black River et du Trenton vers les shales de l'Utica et du Lorraine déposés à la fin de l'Ordovicien moyen et pendant l'Ordovicien supérieur (Fig. 3). Les unités du Chazy à l'Utica ont une épaisseur de 282-290 m à 570 m dans la région de Bécancour et sont suivies par les turbidites du Lorraine de 616 m à 1470 m d'épaisseur (Tableau 4).

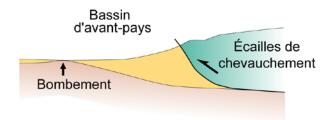


Fig. 18. Coupe schématique à travers le bassin d'avantpays au front de la chaine appalachienne pendant l'orogenèse taconienne, (d'après Quinlan et Beaumont, 1984).

Les deux grands cycles sédimentaires de régression et de transgression dans la succession sédimentaire de la plate-forme du Saint-Laurent sont séparés par la discordance de Sauk-Tippecanoe de l'Ordovicien moven à la base du Groupe de Chazy (Fig. 17). Cette discordance marque la transition entre les fluctuations eustatiques du niveau marin dans le bassin du rift et de la marge passive vers la subsidence majeure dans le bassin d'avant-pays. Cette transition est probablement due à la flexure de la lithosphère au front de la chaine pendant l'orogenèse appalachienne taconienne (Quinlan et Beaumont, 1984). La charge des écailles de chevauchement et la flexure lithosphérique ont migré progressivement vers le nord-ouest en repoussant le bombement périphérique devant eux (Jacobi, 1981). L'érosion de la marge continentale carbonatée au niveau du bombement (Fig. 18) a créé la discordance de Sauk-Tippecanoe (Lavoie, 1994).

L'épaisseur des unités de la plate-forme du Saint-Laurent varie dans la région de Bécancour principalement du nord-ouest vers le sud-est à travers la structure régionale (Fig. 5). Les variations d'épaisseur des unités (Fig. 19) sont essentiellement contrôlées par la faille régionale de Yamaska et le pli régional synsédimentaire de Chambly-Fortierville. La faille normale de croissance de Yamaska s'étend du sud-ouest vers le nord-est et elle déplace le socle grenvillien et les unités du Potsdam à l'Utica (Fig. 4). Le socle se trouve entre 1255 m (A198) et 1350 m (A196) de profondeur sur le flanc nord-ouest de la faille et à plus que 2612 m (A156) de profondeur sur son flanc sud-est (Fig. 19).

L'épaisseur des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent augmente du nord-ouest vers le sudest à travers la faille de Yamaska et vers la zone axiale du pli régional de Chambly-Fortierville. Ces variations ne sont pas les mêmes pour des niveaux stratigraphiques différents (Fig. 19, Tableau 4).

Tableau 4. Variations de l'épaisseur des unités de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour. Les toits de formations sont définis avec les diagraphies interprétées de la présente étude (Annexe 3).

				Flanc NO) de la fa	ille de Ya					Flanc SE	de la fai	lle de Ya	maska	
Cycles / Puits	A158	A239	A241	A242	A223	A250	A236	A198	A246	A196	A247	A025	A071	A156	
Lorraine	616,4	642,23	642,7	646,8	652	656,96	690	696	709	738,7	746,37	951	1047,8	1470,2	
Chazy-Utica	216,2	289,77	282,3	259,5	264	281,54	219	200	193	170	156,63	569,97	354,3	449	
Potsdam-Beekmantown	421,6	4	129,5	75,1	85	90	11	359	97	436	136	100,58	152,87	570	

Note: les puits sont triés en fonction de la croissance en épaisseur des turbidites du Lorraine; les chiffres en rouge montrent les valeurs maximales; les puits A224 et A027 se trouvant dans la zone de la faille de Yamaska, et le puits A231 possédant une très forte déviation sont exclus du tableau.

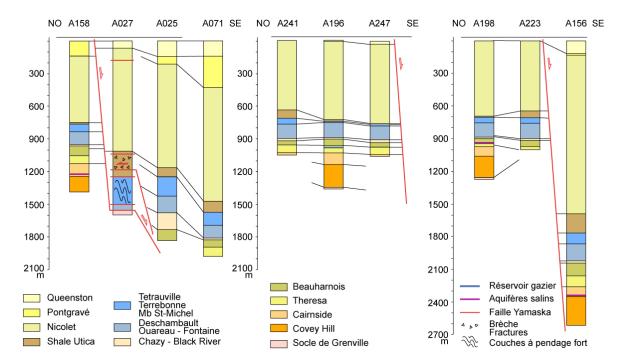


Fig. 19. Corrélations lithostratigraphiques des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans les puits de la région de Bécancour du nord-ouest vers le sud-est. Les toits des formations sont déterminés d'après l'interprétation des diagraphies de la présente étude (Annexe 3). La localisation de puits est montrée sur les Figures 5 et 20. Les noms des puits sont présentés dans l'Annexe 1.

L'épaisseur des turbidites du Lorraine est contrôlée par le développement du synclinal syn-sédimentaire de Chambly-Fortierville (Fig. 4). Elle augmente considérablement vers la zone axiale du pli de 739 m (A196) – 746 m (A247) à 1470 m (A156) (Fig. 19, Tableau 4) suite à la subsidence du bassin d'avant-pays pendant l'orogenèse taconienne. Le grand cycle transgressif du bassin d'avant-pays (groupes Chazy-Utica) est caractérisé par redoublement de l'épaisseur

de 282 m (A241) – 290 m (A239) à 570 m (A025) vers le sud-est à travers la faille de Yamaska. L'épaisseur du grand cycle régressif de la marge passive (groupes de Potsdam et de Beekmantown) augmente aussi mais plus graduellement dans la même direction de 359 m (A198) - 436 m (A196) à >570 m (A156) (Fig. 19, Tableau 4).

Il faut noter que dans les limites du flanc nord-ouest de

la faille de Yamaska, l'épaisseur de l'Utica et du Trenton supérieur diminue du nord-ouest vers le sudest tandis que l'épaisseur du Trenton inférieur reste stable (Fig. 19, profil A241-A196-A247). Ces changements sont probablement liés à la rotation du bloc listrique du socle avec une remontée légère de sa bordure sud-est pendant la subsidence active du bassin d'avant-pays (Fig. 4).

Les puits A027 et A224 se trouvent au dessus de la faille de Yamaska (Figs 5, 20). L'épaisseur des unités du Trenton supérieur et de l'Utica dans le puits A027

est supérieure par rapport aux puits voisins (Fig. 19) suite au pendage très fort (plissement) des couches du Trenton supérieur et à la bréchification et au dédoublement de la succession de l'Utica par les failles secondaires de la réactivation inverse (Farish, 1933). Le puits A224 est dévié vers le nord-ouest et il ne pénètre que les turbidites du Lorraine (Fig. 21) suite au dédoublement de la série à la base par la faille de réactivation inverse (Fig. 30, profil 92-05).

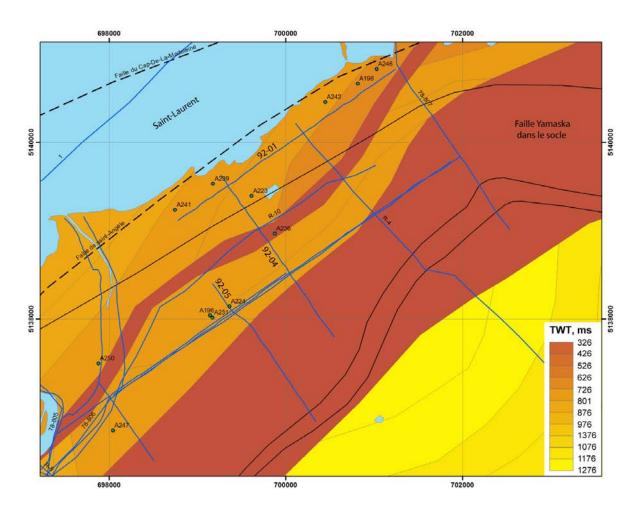


Fig. 20. Carte du socle grenvillien (1 :25 000) dans la région de Bécancour, d'après Thériault et al. (2005). Les lignes bleues représentent les profils sismiques (Figs 28, 30); les cercles bleus montrent la localisation de puits (Annexe 1).

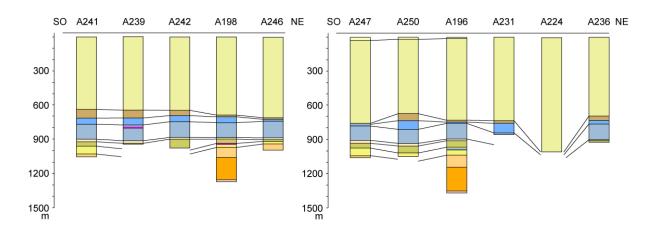


Fig. 21. Corrélations lithostratigraphiques des successions sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans les puits de la région de Bécancour du sud-ouest vers le nord-est. Les toits des formations sont déterminés d'après l'interprétation des diagraphies de la présente étude (Annexe 3). La localisation de puits est montrée sur la Figure 20. Les noms des puits sont présentés dans l'Annexe 1. Voir Fig. 19 pour les indices de couleurs.

Les variations d'épaisseur des unités de la plate-forme du Saint-Laurent sont moins importantes du sud-ouest vers le nord-est (Fig. 21), dans la direction parallèle à la structure régionale (Fig. 20). Les turbidites du Lorraine sont >500 m plus épaisses au nord-est qu'au sud-ouest le long du profil A025-A071-A262-A156 dans la zone axiale du pli Chambly-Fortierville (Fig. 19, Tableau 4). Les variations moins importantes (130 m au maximum) de leur épaisseur sont observées sur le flanc nord-ouest du pli (Fig. 21).

L'épaisseur du cycle transgressif de la plate-forme (groupes Chazy-Utica) reste relativement stable entre 354 m et 570 m sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska (Tableau 4). Mais on note une diminution de son épaisseur du sud-ouest vers le nord-est du 282 m (A241) – 290 m (A239) à 193 m (A246) le long du profil A241-A246 (Fig. 21) sur le flanc nord-ouest de la faille. Cette diminution de l'épaisseur correspond aux changements dans le relief du socle dont le toit remonte dans la même direction le long du profil (Fig. 20). On remarque toujours que le changement de l'épaisseur du cycle transgressif vers le nord-est est principalement dû à la diminution d'épaisseur du Trenton supérieur et de l'Utica le long du profil A241-A246 (Fig. 21, Tableau 5).

Le cycle régressif de la plate-forme n'est pas traversé au complet sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska et il est recoupé au complet par seulement deux puits sur le flanc nord-ouest de la faille (Figs 19, 21). L'épaisseur du cycle sur le flanc nord-ouest de la faille varie faiblement de 359 m (A198) à 436 m (A196) en fonction de la position des puits par rapport au relief du socle qui est plus élevé près du plan de la faille de Yamaska (Fig. 20).

La Formation de Beauharnois du cycle régressif est traversée au complet par 10 puits dont 2 sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska (Fig. 22, Tableau 5). L'épaisseur de la formation diminue de sud-ouest vers le nord-est sur le flanc nord-ouest de la faille de Yamaska de 43 m (A241) à 17 m (A246) le long du profil A241-A223-A198-A246 (Fig. 21, Tableau 5). La Formation de Theresa, qui contient les roches réservoir, est traversée au complet par 6 puits sur le flanc nordouest de la faille de Yamaska et par 1 puits sur son flanc sud-est (Tableau 5). Son épaisseur dans les puits A158, A247, A196, A241, A198 et A246 (Figs 5, 20) diminue légèrement vers le nord-est de 69-71 m (A158-A196) à 25 m (A246), de façon similaire à la Formation du Beauharnois (Fig. 22). La Formation du Cairnside est traversée au complet par 3 puits et montre aussi une diminution de l'épaisseur vers le nord-est de 114 m (A158) à 90 m (A198) (Figs 21, 22, Tableau 5).

Tableau 5. L'épaisseur des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour. Les toits de formations dans les puits sont définis par l'interprétation des diagraphies de la présente étude (Annexe 3).

				Flanc NO de la faille de Yamaska										Flanc SE	de Yama	aska	
Puits	A027	A158	A196	A198	A223	A224	A231	A236	A239	A241	A242	A246	A247	A250	A025	A071	A156
Lorraine	941,9	616,4	738,7	688	643	995,99	736	685	640,23	640,7	644,8	707	746,37	656,96	950,98	1047,8	1470,2
Utica	249	15,9	6,5	13	52		20	38	72,77	74,1	45,2	3	3,13	63,04	85,34	96,9	173
Trenton supUtica inf.	244,8	70,2	14,5	34	59		87	37	60	57	59	34	8	74	176,78	121,6	101
Trenton inf.	51,8	112,2	131	137,4	137		13	135	140	133,5	139	139,5	126,5	125,62	158,5	119,4	153
Chazy-Black River		17,9	18	15,6	16			9	17	17,7	16,3	16,5	19	18,88	149,35	16,4	22
Beauharnois		93,4	54,6	35	57			11	4	43	75,1	17	53,7	61,5	100,58	67,4	134
Theresa		69,1	71,4	39	28					64		25	65,8	28,5		85,47	97
Cairnside		114,1	104	90						22,5		55	16,5				82
Covey Hill		145,39	206	195													257,14

Note: Les chiffres rouges montrent l'épaisseur minimale de la couverture imperméable des shales de l'Utica et des turbidites du Lorraine; les chiffres en autres couleurs montrent l'épaisseur des unités contenants les aquifères salins profonds (en mauve) et du réservoir gazier (en bleu) de la région.

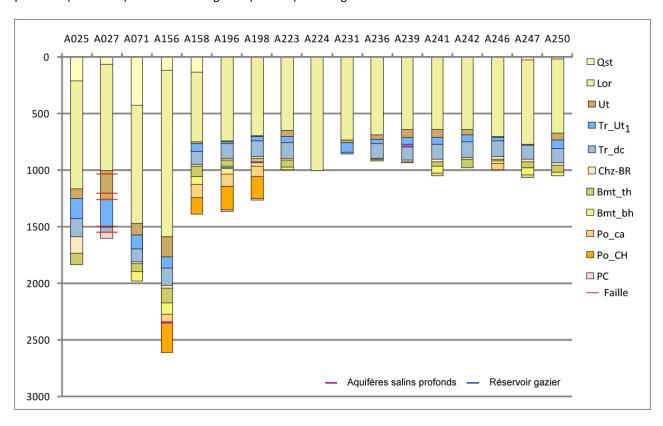


Fig. 22. La variation de l'épaisseur des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour. Les toits de formations dans les puits sont définis par l'interprétation des diagraphies de la présente étude (Annexe 3). Voir Fig. 19 pour les indices de couleurs.

La diminution de l'épaisseur des Formations de Cairnside, de Theresa et de Beauharnois du sud-ouest vers le nord-est sur le flanc nord-ouest de la faille de Yamaska (Fig. 21) correspond à la diminution de la profondeur du socle dans la même direction (Fig. 20).

L'augmentation de l'épaisseur des unités sédimentaires du cycle régressif (Potsdam-Beekmantown) et du cycle transgressif (Chazy-Utica) de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour du nord-ouest vers le sud-est à travers la faille normale de Yamaska (Fig. 19) peut être expliquée par la subsidence synsédimentaire du bloc du socle grenvillien sur le flanc sud-est de la faille lors de l'activation de la faille pendant l'extension du bassin de rift et de la marge passive au Cambrien - Ordovicien moyen et lors de sa réactivation normale pendant la subsidence active du bassin d'avant-pays à la fin de l'Ordovicien moyen et pendant l'Ordovicien supérieur.

La diminution de l'épaisseur des unités sédimentaires du cycle régressif (Potsdam-Beekmantown) et du cycle transgressif (Chazy-Utica) vers le nord-est et le sud-est dans les limites du flanc nord-ouest de la faille de Yamaska (Fig. 21) correspond à la remontée du socle grenvillien dans les mêmes directions (Figs 20, 28, 30) et liée à la rotation du bloc listrique du socle sur le flanc nord-ouest de la faille pendant son initiation et la réactivation au Cambro-Ordovicien (Fig. 23).

Les variations de l'épaisseur des turbidites du Lorraine reflètent l'épaississement syn-sédimentaire du synclinal de Chambly-Fortierville dans sa zone axiale pendant la subsidence du bassin d'avant-pays à la fin de l'orogenèse taconienne.

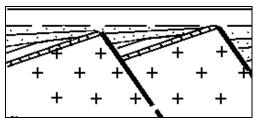


Fig. 23. Le schéma hypothétique des blocs basculés avec la diminution de l'épaisseur des unités syn-extensionnelles vers la bordure remontée des blocs.

On peut conclure que (1) les unités sédimentaires de la région de Bécancour contiennent les niveaux de roches réservoir (Trenton inférieur, Theresa et Cairnside) sur le flanc nord-ouest de la faille de Yamaska; ces unités diminuent en épaisseur vers le sud-est dans les limites du flanc nord-ouest de la faille en suivant la remontée du socle dans la même direction; le réservoir devrait donc s'épaissir et s'approfondir vers le nord-ouest au-

dessus du bloc basculé; (2) les unités imperméables recouvrent bien les unités de réservoir dans la région. Même si les shales de l'Utica sont très minces par endroit - 3 m (A246, A247), 6.5 m (A196), les turbidites de très faible perméabilité du Lorraine sont partout très épaisses - de 616 m (A158) et 746 m (A247) sur le flanc nord-ouest du pli et de 1470 m (A156) dans la zone axiale du pli. De plus, les turbidites du Lorraine ne sont pas affectées par les failles dans la région de Bécancour sauf la partie mince basale de la série (Fig. 30, profil 92-05).

3.4. Tables de conversion temps-profondeur

Les tables de conversion temps-profondeur sont créées pour tous les puits où les diagraphies soniques sont disponibles. Ces tables de conversion permettent de lier l'information contenue sur les diagraphies en profondeur à l'information contenue sur les lignes sismiques acquises en temps double (Claprood et al., 2010).

Trois tables de conversion temps-profondeur sont présentées pour démontrer graphiquement la méthodologie appliquée pour créer ces tables de conversion. Il s'agit de puits de forage A198, A223, et A247 (Fig. 20 pour leur position géographique). Ces mêmes étapes ont été suivies pour toutes les autres diagraphies.

La trace synthétique à A198 (Fig. 24) est créée à partir de la diagraphie sonique acquise sur une profondeur mesurée de 140m à 1260m. Les signatures sismiques du Groupe de Trenton (toit du Trenton en trait pointillé bleu sur Fig. 24 à t = 0.53s) et du toit du Groupe de Beekmantown (trait pointillé violet sur Fig. 24 à t = 0.58s) sont utilisées pour lier les réflexions observées sur la ligne sismique 92-01 (Fig. 28) aux réflexions générées sur la trace synthétique. Un faible coefficient de corrélation de r = 0.112 est calculé entre les traces observée et synthétique. La faible valeur du coefficient de corrélation peut être expliquée par les réflexions incohérentes observées dans le Groupe de Lorraine (t < 0.50s). La table de conversion est créée en ajustant la trace synthétique pour faire correspondre les réflexions observées entre t = 0.50s et t = 0.65s, correspondant aux groupes de Trenton, de Beekmantown, et de Potsdam.

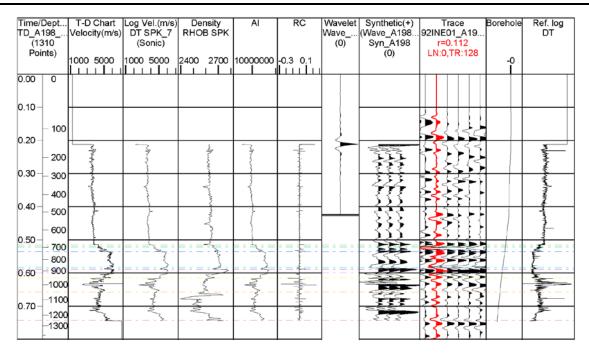


Fig. 24. Table de conversion temps-profondeur au puits A198. La colonne *T-D Chart* est la table de conversion temps-profondeur. La colonne *Log Vel* est la vitesse sonique (m/s) calculée à partir de la diagraphie sonique (colonne de droite DT). *AI* est l'impédance acoustique qui est le produit de la vitesse sonique et de la densité. *RC* est le coefficient de réflexion calculé à partir de l'impédance acoustique. La trace synthétique *Synthetic* (+) est calculée comme la convolution entre l'ondelette sismique (*Wavelet*) et les coefficients de réflexion *RC*. La trace synthétique est comparée aux traces sismiques observées sur le profil sismique 92-01 situées à proximité du puits A198. La trace sismique surlignée en rouge est la trace sismique la plus près du puits A198. Les traits horizontaux pointillés sont les toits stratigraphiques de formation déterminés à partir des diagraphies en forage, le code de couleur est expliqué à la Fig. 28.

La diagraphie sonique (Fig. 25) est acquise sur un intervalle de profondeur très limité au puits A223 (profondeur mesurée de z = 590m à 988.7m). Cela complique grandement l'obtention de la table de conversion temps-profondeur au puits A223 car la série de réflexions sismiques synthétiques ainsi générée peut correspondre à plusieurs séquences de réflexions observées sur les profils sismiques 92-04 et 92-01 (Figs 28, 30). Les signatures sismiques des calcaires du

Trenton (faible réflexions de t=0.56s à t=0.605s) et des groupes sous-jacents (séries de réflexions de forte amplitude t>0.61s) sont reconnaissables sur les traces synthétiques, et sont aussi observées sur les traces sismiques 92INE04 et 92INE01 (Figs 28, 30). Il fut donc possible de lier les toits de formation déterminés à partir des diagraphies disponibles au puits A223 aux signatures sismiques des unités stratigraphiques identifiées sur les profils sismiques.

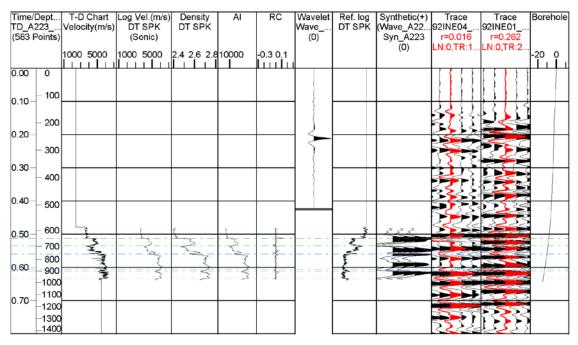


Fig. 25. Table de conversion temps-profondeur au puits A223. La trace synthétique est comparée aux traces sismiques observées sur les profils sismiques 92-04 et 92-01 situés à proximité du puits A223. La trace sismique surlignée en rouge est la trace sismique la plus près du puits A223 sur chaque profil sismique.

Bien que la diagraphie sonique acquise au puits A247 (Fig. 26) possède de l'information sur un intervalle complet de profondeur, l'extrême variabilité des vitesses soniques dans l'unité stratigraphique du Lorraine limite grandement l'interprétation en générant de faux réflecteurs sur la trace synthétique pour t < 0.48s. Seule la section profonde de la diagraphie fut donc utilisée pour créer la table de conversion tempsprofondeur au puits A247. La réflexion de forte amplitude correspondant au sommet du Beekmantown (trait pointillé violet, à t = 0.535s sur Fig. 26), fut utilisée pour la comparaison avec les traces sismiques observées sur les lignes J2001-04 et J2001-01. Il est intéressant de noter que la correspondance de cette signature sismique est meilleure sur la ligne J2001-04 que sur la ligne J2001-01. L'hypothèse est émise que le

profil J2001-01 est acquis directement au-dessus de la faille de Yamaska dans une direction parallèle à celleci, générant ainsi des réflexions à des temps ne correspondant pas toujours au temps de parcours interprétés par une analyse de profil sismique 2D conventionnel.

Le même processus fut effectué sur 11 diagraphies soniques disponibles dans la région de Bécancour, et permettent ainsi de combiner l'information précise, mais locale, obtenue des diagraphies dans le domaine des profondeurs, aux données de surface continue obtenues dans le domaine du temps par les profils sismiques 2D.

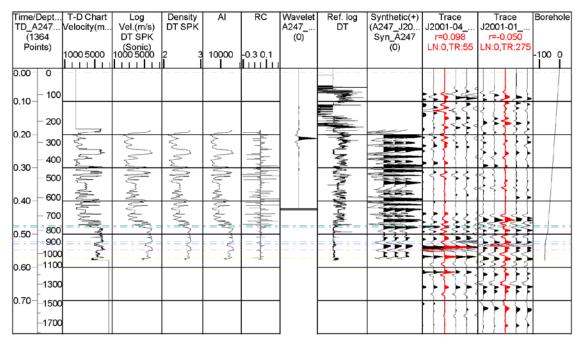


Fig. 26. Table de conversion temps-profondeur au puits A247. La trace synthétique est comparée aux traces sismiques observées sur les profils sismiques J2001-04 et J2001-01 situés à proximité du puits A247. La trace sismique surlignée en rouge est la trace sismique la plus près du puits A247 sur chaque profil sismique.

3.5. Interprétation des profils sismiques : pointage des horizons stratigraphiques et reconnaissance des failles.

Les toits de formations ont été déterminés suite à l'analyse des diagraphies de puits de la région de Bécancour et rentrés dans la base de données régionale dans le logiciel Kingdom Suite (Konstantinovskaya et al., 2010).

Les horizons des niveaux stratigraphiques ont été pointés en utilisant les toits de formations comme des repères dans les puits projetés sur les profils sismiques à l'aide des tables de conversion temps-profondeur. Les

figures 28, 30, 31, 33 et 34 présentent certains profils sismiques 2D acquis à Bécancour, démontrant les corrélations entre les réflexions sismiques observées et les traces synthétiques générées. Les traces synthétiques et les diagraphies soniques et de rayons gamma sont présentées sur les graphiques pour démontrer les relations existant entre ces diagraphies et les signatures sismiques associées à certaines unités stratigraphiques. La visualisation des horizons tracés et de la faille de Yamaska en 3D (Figs 29, 33) a été réalisée dans le but de vérifier la compatibilité des résultats obtenus pour les profils sismiques croisés.

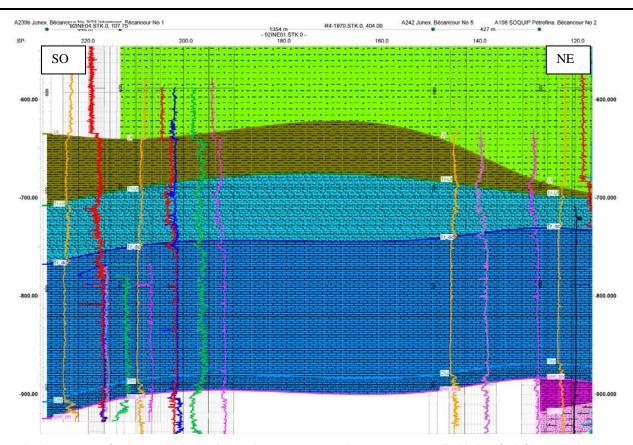


Fig. 27. La corrélation des toits de formations entre les puits le long du profil 92-01 réalisée dans Kingdom Suite. Noter la diminution de l'épaisseur de l'Utica supérieur, du Trenton supérieur-Utica inférieur et du Beauharnois dans les puits A239-A242-A198 vers le nord-est. La localisation du profil (SO-NE) est montrée sur la Fig. 20. L'axe vertical est la profondeur en mètres.

Les couleurs correspondent aux unités (du haut vers le bas): Lorraine (vert clair), Utica (vert marron), Trenton supérieur-Utica inférieur non-différenciés (bleu clair), Trenton inférieur (Deschambault) (bleu foncé), Chazy-Black River non-différenciés (bleu foncé avec le toit bleu clair), Beauharnois (rose foncé), Theresa (rose clair).

Les courbes verticales en couleur correspondent aux diagraphies : caliper (noir), rayons gamma (jaune), porosité neutron (rouge), porosité densité (bleu), PEF (vert) et sonique (mauve).

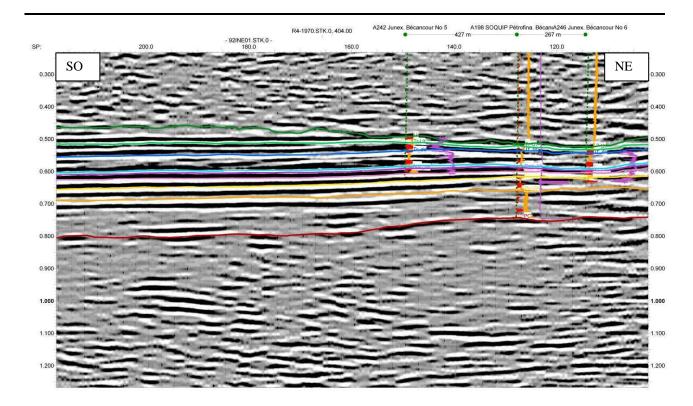


Fig. 28. Profil sismique 92-01 avec les horizons sismo-stratigraphiques pointés. Noter la diminution de l'épaisseur des formations vers le nord-est qui correspond à la remontée du socle grenvillien. La localisation du profil est montrée sur la Fig. 20. L'axe horizontal correspond à la localisation des points de tir en surface. L'axe vertical est la profondeur en seconde (temps-double). Les horizons pointés correspondent aux toits de formations (du haut vers le bas): l'Utica supérieur (vert foncé), Trenton supérieur-Utica inférieur non-différenciés (vert claire), Trenton inférieur (Deschambault) (bleu foncé), Chazy-Black River non-différenciés (bleu clair), Beauharnois (mauve foncé), Theresa (mauve clair), Cairnside (jaune clair), Covey Hill (jaune foncé), socle grenvillien (rouge). Les diagraphies orange sont les diagraphies de radioactivité (rayons gamma), les diagraphies violettes sont les diagraphies soniques. Les traces surlignées en rouge sont les traces synthétiques créées à chaque puits.

Le groupe de réflexions de forte amplitude situé entre t = 0.45s et t = 0.70s correspond à la succession sédimentaire allant du Shale d'Utica au grès du Groupe du Potsdam. Les shales d'Utica ne montrent pas une impédance acoustique constante avec les turbidites du Lorraine, expliquant l'horizon marqueur de faible amplitude sur la ligne 92-01 (Fig. 28). On remarque une zone de réflexions de forte amplitude correspondant aux inter-stratifications de shale et de calcaire du Trenton supérieur - Utica inférieur. Les calcaires du Trenton sont identifiés par une perte de cohérence des réflexions, caractéristiques d'une

formation de calcaire massif. La série de réflexions sismiques de forte amplitude sous-jacente est la signature sismique des groupes de Beekmantown et de Potsdam, correspondant à une séquence de dolomie massive et laminée (Formation de Beauharnois) audessus des couches de grès dolomitiques (Formation de Theresa) et de grès quartziques (Groupe de Potsdam). Il est important de noter que la diminution de l'épaisseur des formations vers le nord-est correspond à la remontée du socle grenvillien.

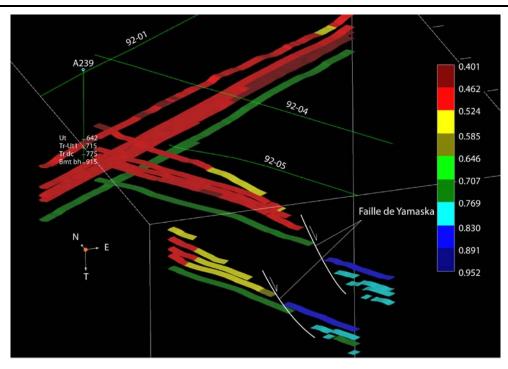


Fig. 29. Les horizons sismo-stratigraphiques pointés dans la région de Bécancour. Vue du sud-ouest vers le nord-est en 3D reconstruite dans Kingdom Suite à partir de l'analyse des profils sismiques croisés (92-01, 92-04, 92-05). La localisation des profils est montrée sur la Fig. 20. L'échelle de couleur est fonction des profondeurs en seconde (temps-double). Les horizons sont déplacés par la faille normale de Yamaska.

Les profils sismiques 92-04 et 92-05 (Fig. 30) montrent bien la faille de Yamaska qui déplace les horizons stratigraphiques significativement en profondeur. On note l'augmentation des épaisseurs des formations sur le flanc descendu sud-est de la faille. L'épaisseur des formations diminue vers le sud-est dans les limites du flanc nord-ouest de la faille (profil 92-04 à droite) audessus de la bordure remontée du bloc basculé du socle grenvillien. La faille normale secondaire connecte la faille de Yamaska sur le flanc descendu. La faille de la réactivation inverse tardive affecte la base du Lorraine (profil 92-05 à droite). On note les mêmes signatures sismiques qui ont permis de localiser les horizons stratigraphiques sur le profil 92-04 que ceux décrits pour le profil sismique 92-01; soit le manque de réflexions du Groupe de Trenton et les réflexions de forte amplitude des groupes de Beekmantown et de Potsdam. Ces signatures sont moins bien illustrées sur le profil sismique 92-05 (Fig. 30, bas), la présence de la faille rend plus complexe la réponse sismique de la sous-surface.

La faible résolution du profil sismique R6 (Fig. 31 haut) complique grandement l'interprétation des unités stratigraphiques. Les diagraphies soniques et de rayon gamma acquises au puits A158 furent utilisées pour localiser en temps de parcours double le groupe de réflexions correspondant aux unités stratigraphiques du Trenton supérieur au Potsdam. La faille de Yamaska déplace les horizons stratigraphiques, tel qu'observé sur le profil sismique J2001-06 (Fig. 31 bas). On note une augmentation de l'épaisseur des formations sur le flanc descendu sud-est de la faille (à droite). La géométrie des horizons plissés (J2001-06, centre) et de la faille antithétique normale réactivée comme inverse (J2001-06, droite) sont compatibles avec les structures de graben inversé (Fig. 32).

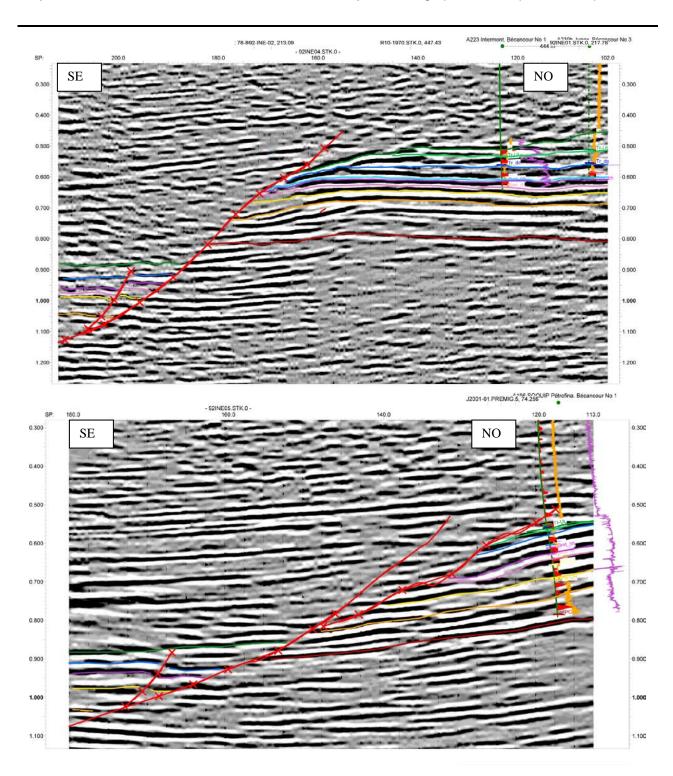


Fig. 30. Les profils sismiques 92-04 (haut) et 92-05 (bas). La localisation des profils est montrée sur la Fig. 20. Voir Fig. 28 pour le code de couleurs des horizons et des diagraphies. Ligne rouge épaisse désigne la faille de Yamaska. L'axe horizontal correspond à la localisation des points de tir en surface. L'axe vertical est la profondeur en seconde (temps-double).

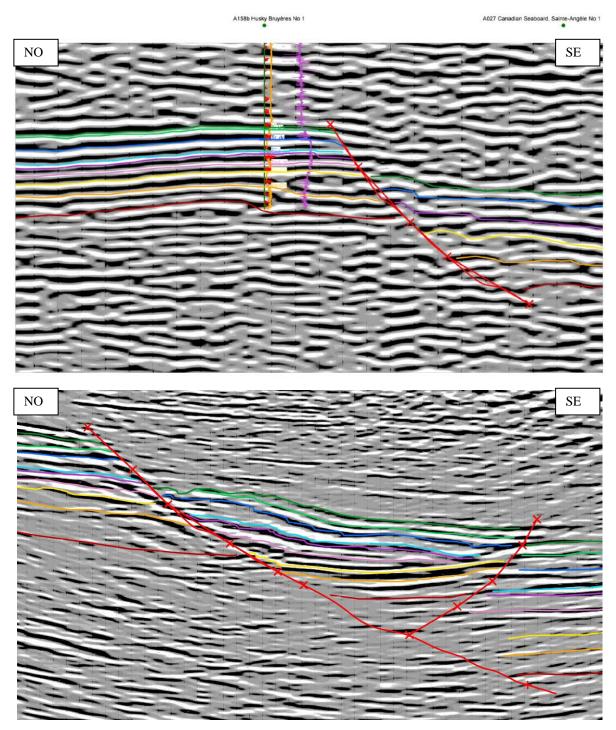


Fig. 31. Les profils sismiques ligne 3 (haut) et ligne 2 (bas). La localisation des profils est montrée sur la Fig. 5.

Ligne rouge épaisse désigne la faille de Yamaska. L'axe horizontal correspond à la localisation des points de tir en surface. L'axe vertical est la profondeur en seconde (temps-double). Voir Fig. 28 pour le code de couleurs des horizons et des diagraphies.

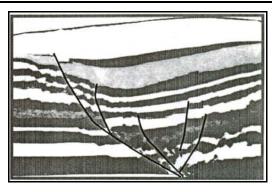


Fig. 32. Les failles synthétique (à gauche) et antithétique (à droite) dans le modèle physique d'un graben inversé, d'après (Eisenstadt and Withjack, 1995).

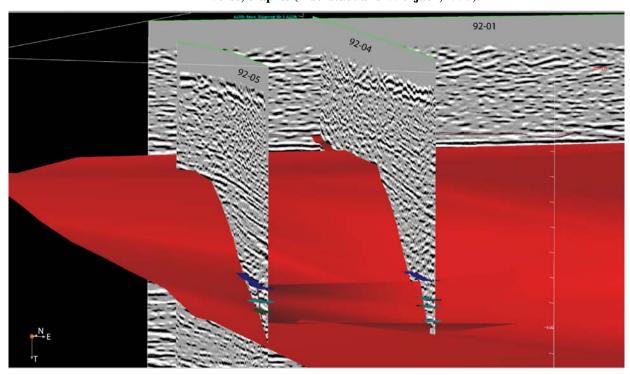


Fig. 33. Le plan de la faille de Yamaska (surface rouge) dans la région de Bécancour. Vue du sud vers le nord en 3D reconstruite dans Kingdom Suite à partir de l'analyse des profils sismiques croisés (92-01, 92-04, 92-05). La localisation des profils est montrée sur la Fig. 20. Les horizons montrent les toits de formations déplacés par la faille. Voir Fig. 29 pour le code de couleurs des horizons.

Des plis anticlinaux avec les flancs à très faible pendage (Fig. 34) sont observés dans les séries du Potsdam au Trenton sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska (Konstantinovskaya et al., 2010). Ces plis sont localisés au-dessus de soulèvements du socle grenvillien qui sont isométriques ou légèrement étendus

vers le nord-est (Fig. 5). Ces plis anticlinaux contiennent les niveaux stratigraphiques du Theresa et du Cairnside dont les analogues du flanc nord-ouest de la faille contiennent les roches réservoir (A196, A198, A158) et peuvent représenter des pièges potentiels pour le stockage du CO₂.

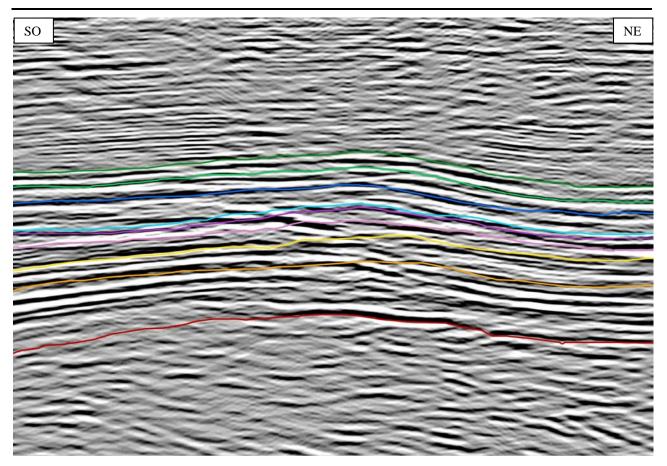


Fig. 34. Le profil sismique ligne 1 avec les horizons stratigraphiques tracés. La localisation du profil dans la région du flanc descendu sud-est de la faille de Yamaska est montrée sur la Fig. 5. L'axe horizontal correspond à la localisation des points de tir en surface. L'axe vertical est la profondeur en seconde (temps-double). Voir Fig. 28 pour le code de couleurs des horizons et des diagraphies.

Le profil sismique jbec8mg (Fig. 34) est situé au sudest de la région à l'étude, dans la région du flanc descendu de la faille de Yamaska. Les profondeurtemps les plus grandes, où se retrouvent les mêmes horizons stratigraphiques que ceux reconnus sur les autres profils sismiques (92-01, 92-04, 92-05, R6, J2001-06 sur Fig. 28, 30, 31), indiquent bien que les unités stratigraphiques sont situées à des niveaux plus profonds. Les toits des formations situés à un niveau plus profond que la base du puits A262 (Fig. 34, centre) sont tracés à partir des profils s'interceptant. Les séries sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent, y compris les aquifères salins profonds potentiels du Theresa (rose clair) et du Cairnside (jaune clair), sont plus épaisses que sur le flanc nord-ouest de la faille et forment l'anticlinal au-dessus de la remontée du socle.

4. Conclusions

Les aquifères salins profonds de la région de Bécancour sont reconnus sur 3 niveaux stratigraphiques : dans les calcaires du Groupe de Trenton, dans les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown et dans les grès quartzeux du Groupe de Potsdam, localisés à des profondeurs moyennes de 795 m à 1224 m. Un aquifère salin se situe à un niveau plus profond (2341-2346 m) dans les grès quartzeux du Potsdam au sud-est de Bécancour. Le réservoir gazier d'une faible épaisseur est reconnu dans les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown de 980 à 982 m. En général, les intervalles d'aquifères salins et de roches réservoir dans la région de Bécancour sont caractérisés par les épaisseurs relativement faibles (1-15 m) et par l'extension limitée avec la distribution aléatoire des

zones de porosité dans les zones perméables. L'analyse détaillée de la lithologie et des diagraphies aux 18 puits de la région a permis l'identification et le traçage des niveaux sismo-stratigraphiques sur les 30 profils sismiques illustrant les séries sédimentaires de la plateforme du Saint-Laurent.

L'épaisseur des unités sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent dans la région de Bécancour augmente du nord-ouest vers le sud-est à travers la faille normale de Yamaska suite à la subsidence synsédimentaire du bloc du socle grenvillien sur le flanc sud-est de la faille. La faille normale de Yamaska a été initiée pendant l'extension du bassin de rift et de la marge passive au Cambro - Ordovicien moyen et réactivée à l'étape d'approfondissement du bassin d'avant-pays à la fin de l'Ordovicien moyen et à l'Ordovicien supérieur. Les unités sédimentaires de la plate-forme qui contiennent les niveaux de roches réservoir diminuent en épaisseur vers le nord-est et le sud-est dans les limites du flanc nord-ouest de la faille de Yamaska en suivant la remontée du socle dans la même direction. Ces variations correspondent à la rotation du bloc listrique du socle sur ce flanc pendant l'initiation et la réactivation de la faille au Cambro -Ordovicien. Il est donc probable que le réservoir s'épaississe et s'approfondisse vers le nord-ouest audessus du bloc basculé.

Les unités imperméables de l'Utica et du Lorraine recouvrent bien les unités de réservoir dans la région. Même si les shales de l'Utica sont très minces par endroit (3-6 m), les turbidites de très faible perméabilité du Lorraine ont une épaisseur variant de 616 m sur le flanc nord-ouest du pli de Chambly-Fortierville à 1470 m dans sa zone axiale. Les variations de l'épaisseur des turbidites du Lorraine reflètent l'épaississement syn-sédimentaire du synclinal de Chambly-Fortierville dans sa zone axiale pendant la subsidence du bassin d'avant-pays à la fin de l'orogenèse taconienne. Les turbidites du Lorraine dans la région de Bécancour ne sont affectés que par les failles secondaires de la réactivation inverse dans la partie mince à la base de la série.

Les unités stratigraphiques de la plate-forme du Saint-Laurent forment les plis anticlinaux au-dessus du relief positif du socle sur le flanc sud-est de la faille de Yamaska. Ces plis sont isométriques ou légèrement étendus vers le nord-est et recouverts par une épaisse (1500 m) couverture de l'Utica et du Lorraine. Les niveaux stratigraphiques du Theresa et du Cairnside dont les analogues du flanc nord-ouest de la faille contiennent les roches réservoir peuvent représenter des

pièges potentiels pour le stockage du CO₂ dans la partie profonde de la structure régionale.

Les signatures sismiques des unités stratigraphiques des calcaires du Groupe de Trenton, des grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown, et des grès quartzeux du Groupe de Potsdam sont reconnaissables sur les levés sismiques 2D disponibles dans la région de Bécancour. L'identification de ces signatures sismiques permet de délimiter les étendues latérales des aquifères salins de Bécancour. Bien qu'ils n'existent aucun profil sismique vertical (1D) afin de faire une analyse de vitesse précise, il fut possible de créer des tables de conversion temps profondeur en faisant correspondre les signatures sismiques à des marqueurs d'horizons identifiés sur les diagraphies soniques et de radioactivité. Les tables de conversion ainsi obtenues sont les meilleures estimations possibles (avec les données disponibles) permettant de transformer les données sismiques dans le domaine des profondeurs, étape essentielle pour la construction du modèle géostatistique des propriétés pétro-physiques des aquifères salins de la région de Bécancour.

L'étude détaillée de l'étendue des niveaux de roches réservoir, de la pression hydrostatique régionale dans les aquifères salins profonds et de la distribution des failles dans la région de Bécancour permettrait d'évaluer de façon quantitative le potentiel du stockage expérimental du CO₂ et les risques de fuite du gaz à travers les formations et/ou les puits abandonnés vers les aquifères d'eau potable ou vers la surface.

5. Remerciements

La présente recherche a été réalisée grâce au support du Ministère du Développement Durable, l'Environnement et des Parcs du Québec. Nous remercions JUNEX Inc. pour l'accès aux données de diagraphies et aux lignes sismiques. La coopération de L. Massé, J.-S. Marcil et J. Lavoie de JUNEX Inc. a été d'une aide considérable. Seismic Micro-Technology a mis à notre disposition le programme d'interprétation sismique Kingdom Suite utilisé dans cette étude. Nous sommes très reconnaissants à K. Bédard pour la compilation des données des descriptions lithologiques des retailles et des carottes de puits et des données sur les émissions de CO₂ dans la région, à Y. Duchaine pour les consultations sur les diagraphies et la pression hydrostatique régionale des Basses-Terres du Saint-Laurent, et à R. Thériault pour la carte numérique du socle grenvillien.

6. Références

André, L., Audigane, P., Azaroual, M., et Menjoz, A., 2007. Numerical modeling of fluid–rock chemical interactions at the supercritical CO₂–liquid interface during CO₂ injection into a carbonate reservoir, the Dogger aquifer (Paris Basin, France). Energy Conversion and Management, 48, 1782–1797.

Bachu, S., 2000. Sequestration of CO₂ in geological media: criteria and approach for site selection in response to climate change. Energy Conversion and Management, 41, 953-970.

Bachu, S., 2002. Sequestration of CO_2 in geological media in response to climate change: road map for site selection using the transform of the geological space into the CO_2 phase space. Energy Conversion and Management, 43, 87-102.

Bachu, S., et Adams, J.J., 2003. Sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change: capacity of deep saline aquifers to sequester CO₂ in solution. Energy Conversion and Management, 44, 3151–3175.

Baklid, A, Korbøl, R, et Owren, G., 1996. Sleipner Vest CO₂ disposal, CO₂ injection into a shallow underground aquifer. Proceedings of the 1996 Annual Technical Conference and Exhibition. Part Delta. SPE Annual Technical Conference, Denver, CO, USA, code 45489.

Bergman P.D., et Winter E.M., 1995. Disposal of carbon dioxide in aquifers in the US. Energy Conversion and Management, 36, 523-526.

Carr, T. R., Wickstrom, L. H., Korose, C. P., Fisher, R. S., Solano-Acosta, W., et Eaton, N., 2003. Online tools to evaluate saline aquifers for CO₂ sequestration: Kansas Geological Survey Open-File Report 2003-33. http://www.kgs.ku.edu/PRS/publication/2003/ofr2003-3/index.html

Castonguay, S., Dietrich, J., Shinduke, R., et Laliberté, J-Y., 2006. Nouveau regard sur l'architecture de la Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches du sud du Québec par le retraitement des profils de sismique réflexion M-2001, M-2002 et M-2003. Geological Survey of Canada. Open file 5328.

Cawood, P.A., McCausland, P.J.A. et Dunning, G.R. 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. Geological Society of America Bulletin, 113 (4), 443–453.

Chadwick, R.A., Holloway, S., Brook, M.S., et Kirby, G.A., 2004. The case for underground CO2 sequestration in northern Europe. Geological Society Special Publication, 233, 17-28.

Comeau, F.-A., Kirkwood, D., Malo, M., Asselin, E., et Bertrand R. 2004. Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, 1473–1490.

Claprood, M., Konstantinovskaya, E., Duchesne, M., Giroux, B., Gloaguen E., Malo, M., Massé, L., et Lavoie, J., 2010, Joint sonic log-2D seismic analysis to model the petro-physical properties of aquifers for CO₂ storage in the Bécancour area, Québec, Canada: GeoCanada 2010 Conference, Working with the Earth, Calgary, Canada, May 10-14.

Doveton, J.H., 1986, Log analysis of subsurface geology - Concepts and computer methods: John Wiley & Sons, New York, 273 p.

Eisenstadt G. et Withjack M.O., 1995. Estimating inversion: results from clay models. In: Basin Inversion, Buchanan J.G. and Buchanan P.G. (Eds), Geological Society of Special Publication No. 88, London.

Farish, L. M., 1933. Report on the geology of the Ste. Angèle No. 1 and recommendations for the drilling of a second well including estimated cost analysis. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, No. 4983.

Faure, S., Tremblay, A., et Malo, M., 2004. Reconstruction of Taconian and Acadian paleostress regimes in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, 41 (5), 619–634.

Förster, A., Norden, B., Zoncik-Jorgensen, K., Frykman, P., Kulenkampff, J., Spangenberg, E., Erzinger, J., Zimmer, M., Kopp, J., Borm, G., Juhlin, C., Cosma, C. et Hurter, S., 2006. Baseline characterization of the CO₂SINK geological storage at Ketzin, Germany. Environmental Geosciences, 13, 145-161.

Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Direction Générale de la Recherche Géologique et Minérale, MM 85-02.

Han, W.S., et McPherson, B.J., 2009. Optimizing geologic CO₂ sequestration by injection in deep saline formations below oil reservoirs. Energy Conversion and Management, 50, 2570–2582.

Héroux, Y., Kubler, B., Petryk, A., Chagnon, A., Utting J., Rousseau, R., et Pittion, J.L., 1975. Stratigraphie et potentiel pétroligène des séquences du forage Husky Gentilly No.1 (M.R.N. 156). MRNF, DP-321.

Hibbard, J.P., van Staal, C.R., et Rankin, D.W., 2007. A comparative analysis of pre-Silurian crustal building blocks of the northern and the southern Appalachian orogen. American Journal of Science, 307, 23–45.

Jacobi, R.D., 1981. Peripheral bulge - a causal mechanism for the Lower/Middle Ordovician unconformity along the western margin of the northern Appalachians. Earth and Planetary Science Letters, 56, 245–251.

Junex Inc., 2003. Rapports de fin de forage, puits Junex Bécancour No. 3 (A239). Projet 3015.

Kaarstad, O., 1992. Emission-free fossil energy from Norway. Energy Conversion and Management, 33, 781-786.

Klara S.M., Srivastava R.D., et McIlvried H.G., 2003. Integrated collaborative technology development program for CO₂ sequestration in geologic formations—United States Department of Energy R&D. Energy Conversion and Management, 44, 2699–2712.

Koide, H.G., Tazaki, Y., Noguchi, Y., Iijima, M., Ito, K., et Shindo, Y., 1993. Carbon dioxide injection into useless aquifers and recovery of natural gas dissolved in fossil water Energy Conversion and Management, 34, 921-924.

Konstantinovskaya, E. A., et Malo, M., 2010. Analyse pétrophysique des carottes du puits Junex Bécancour No. 9 (A262) et corrélations régionales des diagraphies et de la lithologie. Rapport INRSCO2-2010-V2.3. 98 p.

Konstantinovskaya, E.A., Rodriguez, D., Kirkwood, D., Harris, L.B., et Thériault, R., 2009. Effects of basement structure, sedimentation and erosion on thrust wedge geometry: an example from the Quebec Appalachians and analogue models: Bulletin of Canadian petroleum geology, 57 (1), 34–62.

Konstantinovskaya, E.A., Claprood, M., Duchesne, M., Malo, M., Bédard, K., Giroux, B., Massé, L. et Marcil, J.-S. 2010. Preliminary geological and geophysical study of a potential CO₂ storage site in deep saline aquifers of the Bécancour area, St. Lawrence

Lowlands, Québec: GeoCanada 2010 Conference, Working with the Earth, Calgary, Canada, May 10-14.

Krom, Th.D., Jacobsen, F. L., et Ipsen, K. H., 1993. Aquifer based carbon dioxide disposal in Denmark: Capacities, feasibility, implications, and state of readiness. Energy Conversion and Management, 34, 933-940.

Lavoie, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, Eastern Canada; comparison between the Quebec Re-entrant and St. Lawrence Promontory: Canadian Journal of Earth Sciences, 31, 1309–1319.

Lavoie, D., Burden, E. et Lebel, D., 2003. Stratigraphic framework for the Cambrian–Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences, 40 (2), 177–205.

Lavoie, J.-Y., 1979. Étude du puits Husky Bruyères No. 1 quant à son potentiel « réservoir-souterrain », Memo au dossier dans : JUNEX Inc., Husky Bruyères no. 1, rapport de modification de puits, 2002.

Lavoie, J.-Y., 1992. Évaluation potentiel gazier de la propriété St-Laurent d'Intermont (permis 780, 789 et 822) couvrant 35 300 hectares, et recommandations quant à la mise en valeur du réservoir gazier rencontré entre les cotes 968,5 m et 982 m dans le puis Soquip-Petrofina-Bécancour No. 1. Les Ressources Naturelles Jaltin Inc., Rapport 1980OA196-05.

Leguijt, J., 2009. Seismically constrained probabilistic reservoir modeling. The Leading Edge, 28 (12), December, 1478-1484.

Lemieux Y., Tremblay A. et Lavoie D. 2003. Structural analysis of supracrustal faults in Charlevoix area, Quebec: relation to impact cratering and the St-Laurent fault system. Canadian Journal of Earth Sciences, 40 (2), 221–235.

Massé, L., 2009. Geological storage in Québec: 1er colloque de la Chaire en séquestration géologique du CO₂: La technologie du CSC au Québec: Qui sont les acteurs, Québec, 20 Avril 2009. http://chaireco2.ete.inrs.ca/sites/chaireco2.ete.inrs.ca/fil es/Junex_CSC_Quebec_20-04-09.pdf

Odenberger, M., Kjärstad, J., et Johnsson, F., 2008. Ramp-up of CO₂ capture and storage within Europe. International Journal of Greenhouse Gas Control, 2, 417-438.

Quinlan, G.M., et Beaumont, C. 1984. Appalachian

thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. Canadian Journal of Earth Sciences, 21 (9), 973–996.

Rankin, D. 1976. Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean. Journal Geophysical Research, 81 (32), 5605–5619.

Sangree, J.B., et Widmier, J.M., 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. Geophysics, 44 (2), 131-160.

Séjourné, S., Dietrich, J., et Malo M., 2003. Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 51 (1), 29–44.

Shafeen, A., Croiset, E., Douglas, P.L., et Chatzis I., 2004. CO₂ sequestration in Ontario, Canada. Part I: storage evaluation of potential reservoirs. Energy Conversion and Management, 45, 2645–2659.

St-Julien, P., et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science, v. 274-A, p. 337–362.

Thériault, R., 2008. Caractérisation géochimique et minéralogique et évaluation du potentiel gazéifère des shales de l'Utica et du Lorraine, basses-Terres du Saint-Laurent. Québec Exploration 2008, Québec. Résumés, p. 21.

Thériault, R., Laliberté, J.-Y., Brisebois, D., et Rheault, M., 2005, Fingerprinting of the Ottawa-Bonnechère and Saguenay grabens under the St. Lawrence Lowlands and Québec Appalachians: prime targets for hydrocarbon exploration: Geological Association of Canada, Abstracts, Halifax, Nova Scotia, 65.

Thomas, W.A. 2006. Tectonic inheritance at a continental margin. GSA Today: 16 (2), 4–11.

Walker, J.D., et Geissman, J.W., (compilers), 2009. Geologic Time Scale: Geological Society of America. doi: 10.1130/2009.CTS004R2C

Wang, S., et Jaffe P.R., 2004. Dissolution of a mineral phase in potable aquifers due to CO₂ releases from deep formations; effect of dissolution kinetics. Energy Conversion and Management, 45, 2833–2848.

Wichert, E., et Royan, T., 1997. Acid gas injection eliminates sulfur recovery expense. Oil and Gas Journal. 95 (17), 67-72.

Williams, H. 1979. Appalachian Orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Science, 16, 792–807.

Yilmaz, Ö., 2001. Seismic data analysis: Processing, inversion and interpretation of seismic data, Society of Exploration Geophysicists, Series Investigations in Geophysics No.10, Tulsa, USA, 2027 pages.

ANNEXES

Annexe 1. Noms et coordonnées des puits de la région de Bécancour

Les coordonnées sont en format UTM NAD83, Zone 18N

No Puit	Nom Puit	Lat	Long	>	×
A025	Canadian Seaboard. Saint-Grégoire No 1	46.2703	-72.5007	5127116.48	692579.43
A027	Canadian Seaboard. Sainte-Angèle No 1	46.3186	-72.4857	5132519.55	693564.84
A071	Impérial Lowlands No 3	46.2584	-72.4473	5125925.47	696736.55
A156	Husky. Gentilly No 1	46.3563	-72.279	5137234.43	709333.23
A158	Husky Bruyères No 1	46.3246026033	-72.4962655645	5133160.716	692730.378
A196	SOQUIP Pétrofina. Bécancour No 1	46.3666408001	-72.4110010442	5138042.618	699140.792
A198	SOQUIP Pétrofina. Bécancour No 2	46.3897263864	-72.3881394498	5140665.432	700814.501
A223	Intermont. Bécancour No 1	46.3786695841	-72.4043045421	5 139 396,00	699 612,00
A224	Intermont. Bécancour No 2	46.3675	-72.4081	5138145.39	699360.8
A231	Junex. Bécancour No 1	46.3664124294	-72.4106435424	5138018.144	699169.12
A236	Junex. Bécancour No 2	46.3747396794	-72.4010711634	5138967.518	699874.99
A239	Junex. Bécancour No 3	46.3800344552	-72.4099291356	5139533.47	699174.51
A241	Junex. Bécancour No 4	46.377500575	-72.4156300532	5139237.593	698745.327
A242	Junex. Bécancour No 5	46.3879624318	-72.3930124233	5140457.078	700446.313
A246	Junex. Bécancour No 6	46.3911528737	-72.3853035106	5140831.133	701027.296
A247	Junex. Bécancour No 7	46.3552560661	-72.4258101635	5136740.504	698042.896
A250	Junex. Bécancour No 8	46.3621451856	-72.4276266812	5137501.4	697878.262
A262	Junex. Bécancour No 9	46.3351938996	-72.3978744264	5134581.729	700265.333

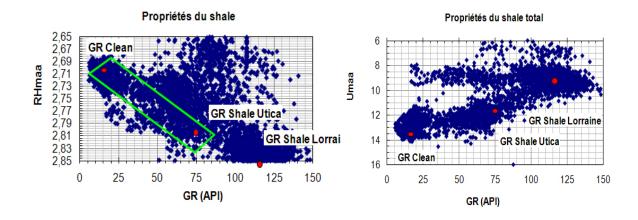
Annexe 2. Les étapes du calcul de la lithologie à partir de diagraphies et les planches de comparaison de la lithologie calculée et décrite pour les 6 puits de la région de Bécancour

Les étapes de calcul de lithologie à partir de diagraphies de radioactivité (GR), de densité globale (RHOB), de porosité-densité (DPHZ) ou de porosité-neutron (NPOR), de facteur photo-électrique (PEF) sont les suivantes :

1) Dans le fichier Excel, entrer les colonnes des mesures des sondes requises: profondeur, GR, RHOB, PEF et Porosité Neutron (ou Porosité Densité).

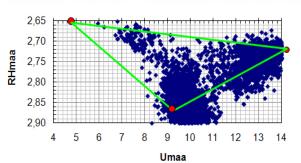
	Mesures utili	sées		DPHZ	NPOR
Input	Input	Input	Input	Calcul	Input
Profondeur	GR	RHOZ	PEFZ	Poro-Densité	Poro-Neutron
(m)	(API)	(g/cc)	(B/E)	(-)	(-)
500	20,0	2,660	3,50	0,029	0,100
22,86	60,5788	2,4131519	10	0,174	0,4161
23,0124	60,5788	2,4131519	10	0,174	0,4161
23,1648	61,2697	2,4131519	10	0,174	0,4161

2) Identifier la densité du shale directement sur les diagraphies avec les mesures GR et RHOB ou faire un "cross-plot" RHMA vs GR.

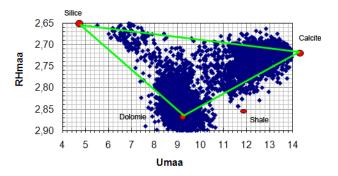


- 3) Déterminer les valeurs de "GR clean" où il n'y a pas de shale et de "GR shale" dans une couche de shale épaisse dans l'unité d'intérêt.
- 4) Faire les calculs préliminaires sans normalisation des données.



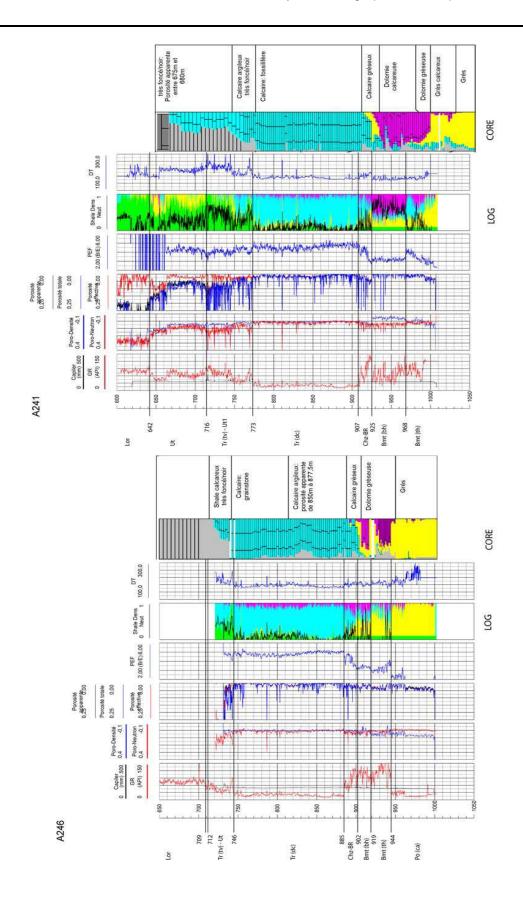


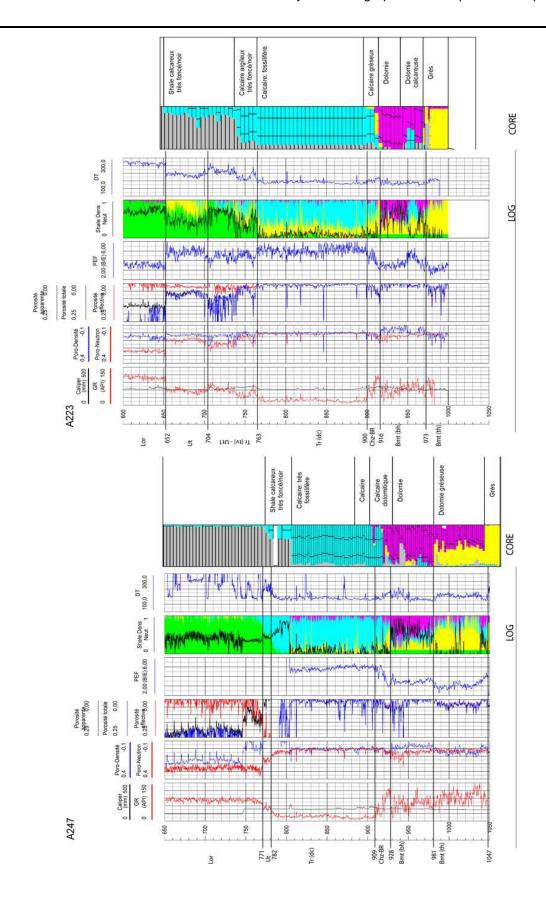
Identification des minéraux - UMAA et RHMA normalisés

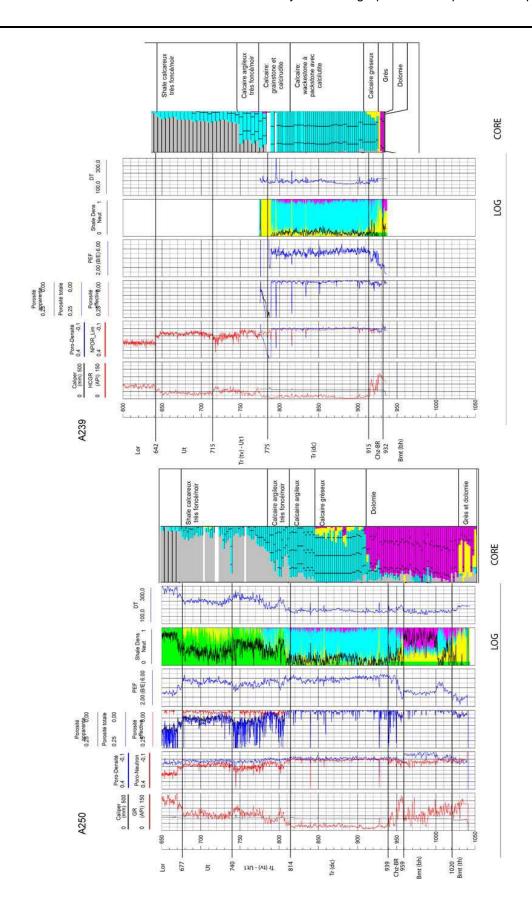


- 5) Faire un "cross-plot" de UMAA et de RHMA pour déterminer si les données ont besoin de normalisation, où UMAA section volumétrique U de la matrice apparente, RHMA Densité de la matrice apparente.
- 6) Refaire les calculs finaux après la normalisation des données si requis.
- 7) Faire des graphiques des résultats dans MS Excel ou exporter les résultats vers le logiciel graphique Logplot.

Planches de comparaison de la lithologie calculée à partir de diagraphies (LOG) et de la description des retailles et des carottes (CORE) pour les 6 puits de la région de Bécancour. Les volumes minéraux sont : shale (vert), silice (jaune), calcaire (bleu) et dolomie (mauve). La lithologie CORE est composée à partir des rapports du MRNF. Voir 3 pages suivantes.







Annexe 3. La profondeur des toits de formations de la région de Bécancour à partir de l'analyse des diagraphies

La profondeur est en mètres. Trenton sup – Trenton supérieur (Formations Tétreauville, Terrebonne, Mb St-Michel), Utica inf – Utica inférieur, ou-dc – Formations Ouareau – Deschambault, bh – Formation Beauharnois. Les groupes de Chazy et de Black River ne sont pas différenciés.

Formations	A025	A027	A071	A156	A158	A196
Lorraine	216,41	67	430,5	122,8	135,6	5,3
Utica	1167,39	1008,9	1478,3	1593	752	744
Trenton sup_Utica inf	1252,73	1257,9	1575,2	1766	767,9	750,5
Trenton dc	1429,51	1502,7	1696,8	1867	838,1	765
Chazy-Black River non-dif.	1588,01		1816,2	2020	950,3	896
Beekmantown bh	1737,36		1832,6	2042	968,2	914
Beekmantown th			1900	2176	1061,6	968,6
Potsdam ca				2273	1130,7	1040
Potsdam CH				2355	1244,8	1144
Basement		1554,5				1350
Total depth	1837,94	1603,25	1985,47	2612,14	1390,19	1370,00
Formations	A198	A223	A224	A231	A236	A239
Lorraine	8			2		
Utica	696		,	738		
Trenton sup_Utica inf	709	704		758		
Trenton dc	743			845	765	
Chazy-Black River non-dif.	880,4				900	
Beekmantown bh	896				909	
Beekmantown th	931	973				
Potsdam ca	970					
Potsdam CH	1060					
Basement	1255					
Total depth	1265,00	1001,00	1003,00	858,00	920,00	936,00
Formations	A241	A242	A246	A247	A250	
Lorraine	2	2			20	
Utica	642,7			_		
Trenton sup Utica inf	716,8		712	-		
Trenton dc	773,8		746		814	
Chazy-Black River non-dif.	907,3	890				
Beekmantown bh	925		-		-	
Beekmantown th	968	-	919		-	
Potsdam ca	1032		944			
Potsdam CH			511			
Basement						
Total depth	1054,50	981,40	999,00	1064,00	1048,5	