

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

**AQUIFÈRES SUPERFICIELS ET GAZ DE SHALE :  
LE RÔLE DES FAILLES ET DES RÉSEAUX DE FRACTURES  
NATURELLES SUR LA CIRCULATION DES FLUIDES**

Par  
Pierre Ladevèze

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

**Jury d'évaluation**

Président du jury et examinateur interne	Michel Malo, Ph.D. INRS-Centre Eau Terre Environnement
Examinateur externe	Diana Allen, Ph.D. Department of Earth Sciences Simon Fraser University
Examinateur externe	Chrystel Dezayes, Ph.D. Bureau de Recherches Géologiques et Minières
Directeur de recherche	Christine Rivard, Ph.D. Commission Géologique du Canada
Codirecteur de recherche	René Lefebvre, Ph.D. INRS-Centre Eau Terre Environnement
Codirecteur de recherche	Stephan Séjourné, Ph.D. Consultant en exploration pétrolière et gazière



## **REMERCIEMENTS**

Pour commencer, je souhaiterais remercier Christine Rivard, René Lefebvre et Stephan Séjourné pour m'avoir encadré lors du doctorat, pour le temps qu'ils m'ont consacré et également pour leurs conseils avisés qui ont permis de mener à bien cette thèse. C'était un réel de plaisir de travailler avec vous. Merci Christine pour ta confiance et ton implication de tous les jours ainsi que pour tes conseils toujours judicieux. Merci René pour ton soutien dans toutes les phases du projet et pour les échanges toujours très constructifs que nous avons pu avoir. Merci aussi Stephan pour tes contributions et ton support. Je voudrais enfin remercier Alain Rouleau pour m'avoir permis de débuter ce projet au Québec.

Je désire également remercier Michel Malo, Chrystel Dezayes et Diana Allen pour avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse et de réviser le présent document.

Merci également à tous ceux qui m'ont aidé pour réaliser les nombreux travaux de terrain. En premier lieu, je me dois d'honorer Xavier Malet et Jean-Sébastien Gosselin. Merci aussi à André-Guy Tranquille Temgoua, Jean-Marc Ballard et Daphné Silva Pino.

Je souhaite aussi particulièrement remercier Denis Lavoie, Heather Crow, Nicolas Pinet, Daniel Paradis, Geneviève Bordeleau, Michel Parent, Gilles Cotteret, Yves Michaud et Erwan Gloaguen pour leurs contributions, discussions et suggestions tout au long du projet. Un grand merci aussi à Linda Aubert, Suzanne Dussault, Christine Laberge, Julie Bilodeau, Lucie Sokolyk et Nathalie Jacob pour m'avoir guidé dans les diverses démarches en lien avec le doctorat.

Je tiens aussi à remercier tous les collègues étudiants (anciens et actuels) que j'ai eu la chance de côtoyer tout au long du doctorat : Jean-Sébastien G., Marc L., Marie-Amélie P., Guillaume L.-C., Lorenzo P., Martin B., Patrick B., Gabriel F.-O., Morgan P., Emmanuelle M., Laurie T., Chatelaine B., Mélanie R., François H., Simon G., Olivier A. Merci aussi à Mathieu D., Harold V., Bernard G. et Nicolas B. pour avoir contribué à rendre si plaisantes ces dernières années. Merci aussi à tous ceux que j'oublie !!

Ce projet ne serait jamais arrivé à terme sans le support de ma famille et de mes amis des deux côtés de l'océan, merci à vous aussi... Enfin et surtout, merci à ma conjointe Lucie pour son soutien inconditionnel !



## AVANT-PROPOS

Cette thèse est rédigée selon le format « par articles ». Elle est ainsi subdivisée en trois sections. La section 1 comprend une synthèse rédigée en français, dans laquelle sont résumés la démarche et les principaux résultats. Cette synthèse fait le lien entre les articles rédigés lors du doctorat. La section 2 contient les articles rédigés en anglais. Les autres contributions du doctorat (rapports de recherche et contributions à d'autres articles) sont aussi brièvement présentées dans cette section.

Les articles scientifiques sont les suivants :

1. Ladevèze P, Séjourné S, Rivard C, Lefebvre R, Lavoie D & Rouleau A (2017) Defining the natural fracture network in a shale gas play and its cover succession; the case of the Utica Shale in eastern Canada, sous presse, *Journal of Structural Geology*.
2. Ladevèze P, Rivard C, Lavoie D, Séjourné S, Lefebvre R & Bordeleau G (2018) Faults and natural fractures controls on upward fluid migration: insights from a shale gas play in the St. Lawrence Platform, Canada, soumis à la revue *Hydrogeology Journal*.
3. Ladevèze P, Gosselin J-S, Lefebvre R & Rivard C (2018) Application of the Barometric Response Function to the definition of confining conditions in fractured sedimentary aquifers. À soumettre.

La section 3 contient des annexes dans lesquelles sont présentés certains résultats issus de travaux de terrain.



## RÉSUMÉ

Le développement des ressources non conventionnelles soulève d'importantes préoccupations environnementales, notamment la contamination des ressources en eau potable. Cette thèse porte sur le rôle des failles et fractures sur le potentiel de migration ascendante de fluides d'un réservoir de gaz jusqu'à l'aquifère rocheux fracturé utilisé pour l'approvisionnement en eau. Il y a généralement un manque de données dans la zone intermédiaire (ZI), située sous les aquifères et au-dessus des réservoirs d'hydrocarbures. Ceci rend difficile l'évaluation de la circulation des fluides au travers de la ZI. L'approche qui a été développée repose sur des données de terrain acquises au niveau d'un aquifère rocheux fracturé et d'un réservoir profond de gaz. La zone d'étude est localisée dans la Plate-forme du Saint-Laurent (Québec), où le Shale d'Utica a été ciblé pour des travaux d'exploration de 2006 à 2010, jusqu'à ce qu'un moratoire *de facto* soit mis en place. Dans cette région, la succession sédimentaire est notamment composée de shale.

Il a été montré que l'historique géologique, ainsi que les similarités entre les données de fractures situées près de la surface et dans le réservoir profond, permettent d'appliquer les résultats de caractérisation du réseau de fractures développé à partir des jeux de données des deux intervalles à la ZI. Un modèle conceptuel du réseau de fractures a été proposé. Deux intervalles hydrogéologiques ont également été définis pour cette séquence sédimentaire. Le premier est situé dans l'aquifère rocheux superficiel, entre 0 et 60 m dans le roc, là où les fractures ouvertes sont concentrées et bien interconnectées. L'autre intervalle est situé dessous (> 60 m dans le roc), où beaucoup moins de fractures sont ouvertes et principalement orientées dans la direction de la contrainte *in situ* maximale horizontale. Les fractures y sont faiblement interconnectées. L'utilisation de la fonction de réponse barométrique (FRB), initialement employée pour évaluer les conditions de confinement de l'aquifère, a permis d'améliorer le modèle conceptuel du réseau de fractures en facilitant l'identification d'horizons non fracturés intercalés entre des couches aquifères, qui les confinent.

Pour le secteur étudié et en se basant sur les données disponibles, il a été conclu qu'il est peu probable que le réseau de fractures naturelles et que les zones de failles constituent des chemins de migration préférentielle entre le Shale d'Utica et l'aquifère fracturé superficiel. Les zones de failles ont un comportement hydraulique conceptuellement décrit comme une combinaison de barrières et drains pour les écoulements. Le cœur des zones de failles semble être scellé par de la gouge, mais une circulation limitée pourrait éventuellement être possible dans la zone de dommages de ces failles. De façon plus générale, il a été mis en évidence qu'en l'absence de données dans la ZI, cette dernière peut, dans certaines conditions, être caractérisée en utilisant des données de terrain acquises en surface et en profondeur dans le réservoir. La méthodologie développée dans cette étude pourrait ainsi être appliquée à d'autres bassins sédimentaires pour étudier des problématiques similaires ou en lien avec d'autres activités industrielles profondes telles que la séquestration géologique du CO<sub>2</sub> ou la géothermie.



## ABSTRACT

The development of unconventional resources has raised strong environmental concerns, including the contamination of fresh water resources. This thesis investigated the role of faults and fractures on the potential of upward fluid migration from a gas reservoir to a fractured rock aquifer used for water supply. The common lack of data in the intermediate zone (IZ), located below aquifers and above the hydrocarbon reservoir, makes the assessment of fluid circulation through this IZ challenging. The approach that was developed relied on field data acquired both in the shallow rock aquifer and the deep gas reservoir. The study area is located in the St. Lawrence Platform (Quebec), where shale gas exploration targeting the Utica Shale was conducted between 2006 and 2010, until a *de facto* moratorium on hydraulic fracturing came into force. In this region, the entire sedimentary succession is mostly composed of shale.

Results showed that the regional geologic history and similarities between the shallow and deep fracture datasets allow the application of the fracture network characterization developed based on these datasets to the IZ. A conceptual model of the natural fracture network was proposed. Two hydrogeological intervals were also defined for this sedimentary succession. The first is located in the shallow aquifer, between 0 and 60 m within bedrock, where open fractures are concentrated and well-interconnected. The other is located below (> 60 m into bedrock), where fewer fractures are open and these are predominantly oriented in the direction of the contemporary maximum horizontal stress, which result in a poorly connected network. The use of the Barometric Response Function (BRF), primarily intended for the assessment of the confining conditions in several observation wells, helped to further improve the conceptual model of the fracture network by identifying common confining unfractured horizons within the rock aquifer.

For this specific study area and based on available data, it was concluded that the natural fracture network and fault zones are unlikely to constitute preferential flow pathways between the Utica Shale and the shallow fractured aquifer. Fault zones were conceptually described as conduit-barriers for fluid circulation. Their core appears to be sealed with gouge, but some limited circulation could eventually take place in the fault damage zone. Although the results and conclusions proposed in this thesis are strictly valid only for a portion of the St. Lawrence Platform, they stressed the fact that in the absence of data in the IZ, the latter may be, in certain conditions, indirectly characterized using field datasets collected in the shallow rock aquifer and at depth in the reservoir. The methodology developed for this study could be applied to other sedimentary basins to address similar issues or used in other contexts related to deep industrial activities, such as geological sequestration of CO<sub>2</sub> and geothermal energy.



# TABLE DES MATIÈRES

<b>REMERCIEMENTS.....</b>	iii
<b>AVANT-PROPOS.....</b>	v
<b>RÉSUMÉ.....</b>	vii
<b>ABSTRACT.....</b>	ix
<b>TABLE DES MATIÈRES.....</b>	xi
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	xv
<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	xxi
<b>SECTION 1 – SYNTHÈSE.....</b>	1
<b>CHAPITRE 1. INTRODUCTION.....</b>	3
1.1 CONTEXTE DE REALISATION DU PROJET.....	5
1.2 OBJECTIFS ET STRUCTURE DE LA THESE.....	3
1.3 CONCEPTS DE BASE ET DEFINITIONS.....	6
1.3.1 Nomenclature : failles et fractures	6
1.3.2 Réseaux de fractures naturelles et circulation de fluides	6
1.3.3 Failles et circulation de fluides	7
1.3.4 Milieux fracturés et types d'aquifères	8
1.4 RESSOURCES NON CONVENTIONNELLES D'HYDROCARBURES .....	9
1.4.1 Problématiques environnementales associées	9
1.4.2 Caractérisation de la zone intermédiaire	11
<b>CHAPITRE 2. TERRITOIRE D'ETUDE.....</b>	13
2.1 LOCALISATION.....	13
2.2 EXPLORATION GAZIERE ET PREOCCUPATIONS ENVIRONNEMENTALES.....	14
2.3 GEOLOGIE.....	15
2.3.1 Plate-forme du Saint-Laurent : lithologies et structure	15
2.3.2 Secteur de Saint-Édouard : couverture quaternaire	19
2.4 HYDROGEOLOGIE.....	21
<b>CHAPITRE 3. PRINCIPAUX RESULTATS ET DISCUSSION.....</b>	23
3.1 RESEAUX DE FRACTURES DANS LA PLATE-FORME.....	23
3.1.1 Acquisition des données	24
3.1.2 Principales familles de fractures	26
3.1.3 Caractérisation de la zone intermédiaire	27
3.1.4 Modèles conceptuels de fracturation	29
3.1.5 Perspectives	30
3.2 RESEAUX DE FRACTURES ET CONFINEMENT DES AQUIFERES.....	32
3.2.1 Problèmes associés au diagnostic du confinement des aquifères fracturés	33
3.2.2 Données et méthodes utilisées pour la caractérisation du confinement	33
3.2.3 Comparaison des méthodes	35
3.2.4 Avantages de la méthode FRB pour la caractérisation des aquifères fracturés	37
3.3 DISCONTINUITES ET POTENTIELLE MIGRATION DE FLUIDES.....	39
3.3.1 Réseau de fractures ouvertes	40
3.3.2 Zones de failles	42
3.3.3 Discontinuités structurales et potentielle migration ascendante	45
<b>CHAPITRE 4. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	51
4.1 CONCLUSION GENERALE.....	51
4.2 CONTRIBUTIONS ORIGINALES DE LA THESE.....	53
4.3 PERSPECTIVES.....	54
<b>RÉFÉRENCES.....</b>	55

<b>SECTION 2 – ARTICLES.....</b>	<b>68</b>
<b>CHAPITRE 5. DEFINING THE NATURAL FRACTURE NETWORK IN A SHALE GAS PLAY AND ITS COVER SUCCESSION: THE CASE OF THE UTICA SHALE IN EASTERN CANADA.....</b>	<b>69</b>
RESUME.....	70
ABSTRACT.....	71
5.1 INTRODUCTION.....	72
5.2 REGIONAL TECTONOSTRATIGRAPHIC SETTING.....	73
5.2.1 The St. Lawrence Platform	73
5.2.2 The intermediate zone (caprock) and reservoir units of the Saint-Edouard area	75
5.3 METHODOLOGY .....	80
5.3.1 Data sources	80
5.3.2 Fracture assessment	82
5.4 RESULTS.....	85
5.4.1 Fractures in shales	85
5.4.2 Fractures in siltstone interbeds	94
5.5 DISCUSSION.....	95
5.5.1 Fracture pattern	95
5.5.2 Implications for the assessment of potential upward fluid migration	100
5.6 CONCLUSION.....	101
ACKNOWLEDGMENTS.....	102
<b>CHAPITRE 6. APPLICATION OF THE BAROMETRIC RESPONSE FUNCTION TO THE DEFINITION OF CONFINING CONDITIONS IN FRACTURED SEDIMENTARY AQUIFERS.....</b>	<b>103</b>
RESUMÉ.....	104
ABSTRACT.....	105
6.1 INTRODUCTION.....	106
6.2 BASIC CONCEPTS AND DEFINITIONS.....	107
6.2.1 Types of water-bearing layers	107
6.2.2 Types of aquifers	107
6.3 REVIEW OF AQUIFER CONFINEMENT ASSESSMENT METHODS.....	108
6.3.1 Conventional diagnostic tools	109
6.3.2 The Barometric Response Function (BRF)	110
6.3.3 The case of fractured sedimentary aquifers	114
6.4 MATERIALS AND METHODS.....	114
6.4.1 General approach	114
6.4.2 Field dataset	115
6.4.3 Methodology	116
6.5 RESULTS.....	119
6.5.1 Classification of confining conditions	119
6.5.2 Comparison between conventional approaches and the BRF method	126
6.6 DISCUSSION.....	127
6.7 CONCLUSION.....	131
ACKNOWLEDGMENTS.....	132
<b>CHAPITRE 6. FAULT AND NATURAL FRACTURE CONTROL ON UPWARD FLUID MIGRATION: INSIGHTS FROM A SHALE GAS PLAY IN THE ST. LAWRENCE PLATFORM, CANADA.....</b>	<b>133</b>
RESUME.....	134
ABSTRACT.....	135
7.1 INTRODUCTION.....	136

<b>7.2 THE ST. LAWRENCE PLATFORM.....</b>	<b>138</b>
7.2.1 Regional geological setting	138
7.2.2 Conceptual models of the natural fracture network	141
7.2.3 Key elements for the hydrogeological context	143
<b>7.3 DATA COLLECTION AND METHODS.....</b>	<b>144</b>
7.3.1 Datasets	144
7.3.2 General methodology	145
<b>7.4 OPEN FRACTURES.....</b>	<b>145</b>
7.4.1 Fracture aperture assessment	145
7.4.2 Assessment of the intermediate zone hydraulic properties	149
7.4.3 Control on groundwater flow dynamics	155
<b>7.5 FAULT ZONES.....</b>	<b>157</b>
7.5.1 Fault zone architecture	158
7.5.2 Reported evidences of fault sealing	158
7.5.3 Assessment of hydraulic properties of thrust faults	159
7.5.4 Assessment of the hydraulic properties of the extensional fault zones	162
<b>7.6 DISCUSSION.....</b>	<b>165</b>
<b>7.7 CONCLUSIONS.....</b>	<b>171</b>
<b>ACKNOWLEDGMENTS.....</b>	<b>172</b>
<b>APPENDICES.....</b>	<b>173</b>
<b><i>CHAPITRE 8. AUTRES CONTRIBUTIONS.....</i></b>	<b><i>177</i></b>
8.1 PERPECTIVES RÉGIONALES DES TRAVAUX .....	177
8.2 AUTRES CONTRIBUTIONS.....	178
8.2.1 Rapports de recherché.....	178
8.2.2 Articles scientifiques.....	179
<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>183</b>
<b>SECTION 3 – ANNEXES.....</b>	<b>200</b>
<i>ANNEXE I : FORAGE DE PUITS D'OBSERVATION.....</i>	<i>201</i>
<i>ANNEXE II : PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DU ROC DANS LE SECTEUR DE SAINT-ÉDOUARD.....</i>	<i>209</i>



# LISTE DES FIGURES

## SECTION 1 – SYNTHÈSE

1.1	Intervalles géologiques ciblés dans le cadre des travaux de doctorat.....	3
1.2	Modèles conceptuels des failles (zone de dommages et cœur) et implications sur les écoulements de fluides.....	7
1.3	Types d'aquifères selon leurs conditions de confinement.....	9
1.4	Principales voies de migration potentielle de contaminants entre le réservoir profond et les aquifères de surface.....	11
1.5	Localisation de la zone intermédiaire dans une séquence sédimentaire.....	12
2.1	Localisation du secteur d'étude dans les Basses-terres du Saint-Laurent (secteur de Saint-Édouard-de-Lotbinière).....	13
2.2	Géologie de la zone d'étude.....	17
2.3	Stratigraphie des dépôts sédimentaires de la Plate-forme du Saint-Laurent.....	18
2.4	Carte des dépôts quaternaires de la région de Saint-Édouard .....	20
3.1	Exemples de données de fracturation: a. données d'affleurements du roc, b. de sonde acoustique et optique en surface et c. de sonde FMI en profondeur.....	25
3.2	Évolution du regroupement des orientations de fractures en fonction des principaux épisodes de plissements observés.....	28
3.3	Modèles conceptuels du réseau de fractures.....	30
3.4	Réseau de fractures ouvertes dans l'aquifère superficiel : variation de la densité de fractures ouvertes selon la profondeur dans le roc et modèle conceptuel.....	31
3.5	Courbes théoriques pour le diagnostic du confinement des aquifères.....	35
3.6	Comparaison du résultat obtenu pour le type de confinement selon trois méthodes de diagnostic utilisées pour les puits : a. F2, b. F10 et c. F8.....	36
3.7	Modèles conceptuels de l'aquifère sédimentaire fracturé et de son confinement diagnostiqué selon la méthode utilisée : a. les fractures sont bien interconnectées et b. des couches aquitards et aquifères peuvent être définies en fonction de la présence ou de l'absence d'interconnexion des fractures.....	38
3.8	Variation selon la profondeur des porosités de fractures et des perméabilités estimées à partir du modèle conceptuel de la fracturation et des données disponibles d'ouverture de fractures.....	41
3.9	Informations issues de données de terrain soulignant un caractère vraisemblablement scellé des (a) chevauchements et (b) failles normales.....	44
3.10	Informations issues de données de terrain suggérant une possible présence de zones plus perméables à proximité des plans de failles : a. concentration de fractures ouvertes à proximité d'une faille normale ; b. nombreux interlits de siltite dans les unités sommitales du Groupe de Lorraine .....	45
3.11	Modèles conceptuels pour la possibilité de circulation des fluides via le réseau de fractures ouvertes et à proximité des zones de failles : a. contrôle des fractures ouvertes en profondeur sur l'orientation du tenseur de la conductivité hydraulique ( $K$ ) ; b. schématisation de la variation de la perméabilité à proximité des zones de failles; c. potentielles contributions des zones de failles à la circulation des fluides dans les deux types de zones de failles.....	47

## SECTION 2 – ARTICLES

### ***CHAPITRE 5***

1	The Saint-Édouard area location and its geological context: a. location of the St. Lawrence Platform; b. geological framework of the St. Lawrence Platform (modified from Globensky (1987)); c. geological map of the Saint-Édouard area (Clark and Globensky, 1973; Globensky, 1987; Lavoie et al., 2016; Thériault and Beauséjour, 2012). Faults represented as dashed lines indicate interpreted shallow faults projected from seismic data. J.-C. River fault: Jacques-Cartier River fault; C.-F. syncline: Chambly-Fortierville syncline ; Gp. : Group ; Fm. : Formation.....	77
2	Stratigraphy of the Saint-Édouard area units (modified from Konstantinovskaya et al. (2014). Gp. : Group ; Fm. : Formation.....	78
3	Tectonic calendar recorded in the studied area, modified from Lavoie (2008).....	78
4	Stereographic projection (lower hemisphere Schmidt stereodiagram) of the bedding plane attitudes measured in the autochthonous (a.) and parautochthonous (b.) domains. Each pole corresponds to the mean bedding plane attitude measured on each outcrop and shallow well in the Saint-Édouard area. C.F. syncline: Chambly-Fortierville syncline; n: number of measurement sites (outcrops or wells).....	79
5	Cross-section in the Saint-Édouard area (see Fig. 1 for location). Interpretation proposed by Lavoie et al. (2016) and based on industrial seismic data. Gp: Group..	79
6	Examples of fracture observations on outcropping shales: a. and b. Fracture sets 1 and 2 abutting relationships in the outcropping Lorraine Group (a; site 10) and Les Fonds Formations (b; site 17). The gray dots highlight the abutting relationships between fracture sets; d. example of a fracture that abuts a calcareous concretion at site 6.....	87
7	Attitudes of the fracture sets identified in wells and outcrops intersecting shales in the Saint-Édouard area. The mean fracture sets and bedding planes attitudes estimated for each station are compiled in the “synthesis” stereonets. Fracture and bedding planes poles are plotted in a lower hemisphere Schmidt representation. For outcrop data, contoured densities are not significant as they vary with the number of features measured in each outcrop (a function of the out-crop and well dimensions); densities were corrected for the sampling bias in borehole data. .....	88
8	Fracture attitudes variations during the fold test. The fracture data used in the analysis comes from outcrops 5 & 7 to 16 (autochthonous) and from outcrop 17 and wells #10, 11 and 13 (parautochthonous). Fault and fold axis locations presented in the maps were initially described in Clark and Globensky (1973) and Pinet (2011). F-I and F-II: first and second generations folds. Two folds generations were identified in the autochthonous domain and one folding event was identified in the parautochthonous domain.....	89
9	. Fracture spacing measured on outcrops of the Lorraine Group shale (15 sites) and in three deep well horizontal legs located in the Utica Shale. The box plot diagrams show, from right to left, maximum, upper quartile (75th percentile), median value, lower quartile (25th percentile) and minimum fracture spacing for the F1, F2 and F3 fracture sets.....	90

10	Fracture spacing distributions from outcrops and deep wells. The number of F3 fracture spacings measured in outcrops was insufficient to present meaningful results.....	91
11	Experimental variograms for spacing of fractures with respect to the distance lag h along the horizontal legs of the deep wells (Utica Shale). A moving average curve was added for a better identification of the trends in the calculated variograms. The horizontal line corresponds to the variance of the entire fracture spacing sample. This representation highlights the limit beyond which fracture spacing is not correlated (range) for F1, F2 and F3.....	92
12	Fracture densities in the horizontal leg of the deep shale gas well A (Utica Shale). Fracture frequencies were calculated using a 20 m window length every 5 m.....	92
13	Fracture density and rock brittleness at depth: a. example of fracture density variation with depth in the deep vertical well B. Fracture densities were calculated using a 5 m window length every 1 m and the values were corrected for sampling bias; b: mineralogical and acoustic Brittleness Index variations with depth (data from Séjourné (2017)).....	93
14	Examples of fractures affecting siltstone beds (a and c: site 9; b: top view of the outcrop at site 11). The gray dots highlight the abutting relationships between fracture sets.....	94
15	Geometrical characteristics of fractures in siltstone units: a. Examples of fracture attitudes measured in siltstone outcrops at sites 9 and 11; b. Linear relationship between fracture spacing and siltstone bed thickness (data from outcrops 1, 6, 13 & 19); the term ratio in the plots corresponds to the fracture spacing to layer thickness ratio; the location of sites is shown in Fig. 1.....	95
16	Conceptual models of the fracture patterns: a. caprock units of the autochthonous do-main; b. caprock units of the parautochthonous domain; c. deep shale gas reservoir. In a. and b., the shallow aquifers are not specifically represented because they are affected by the same fracture network than the caprock units. The fracture network is also represented at a smaller scale in REVs: d. shale units; e. siltstone interbeds.....	99

## **CHAPITRE 6**

1	Schematics of the type of aquifers, according to the degree of confinement.....	108
2	Schematics of potential effects of barometric pressure fluctuations on water levels in wells: a. in confined aquifers and b. in unconfined aquifers. ....	111
3	Example of typical barometric pressure response functions.....	113
4	Location of the study area and of the 10 observation wells used for this study. Thickness of surficial sediments that overly the fractured rock aquifer is also shown, based on results obtained in Lefebvre <i>et al.</i> (2015a).....	116
5	Examples of typical responses to precipitation events in wells installed in semi-confined to confined aquifers (a) and in unconfined aquifers (b). Note that the relative scales for precipitation and water level are the same for (a) and (b). Water level fluctuations for (b) are then more important than for (a) due to infiltration of precipitation to the water table, whereas the confining layer for (a) precludes direct vertical infiltration.....	117

6	Piezometric fluctuations in 9 observation wells of the study area: a. for all wells over one year (June 2015 to June 2016), for a better data visualization, the WL series for some of the wells were vertically translated in the graph (see the subtracted or added depth values in the brackets, for instance, F4 is in reality 5 m below what is shown); b: to allow a comparison with daily precipitation, wells F2, F5 and F8 are shown over a 15-day period in June 2016.....	120
7	Confinement conditions attributed to the 10 observation wells used for this study, based on the stratigraphy of their quaternary sediments and on two sets of thresholds thicknesses for the confining units. The stratigraphic units were classified according to the criteria presented in Parent <i>et al.</i> (2008).....	121
8	Variations in the shape of the BRF according to the time period used for computation. In these curves, the error bars (gray envelopes) correspond to one standard error about the estimated functions.....	123
9	Classification of wellbore confining conditions based on the shape of the BRF (cumulative response function).....	125
10	Delayed responses in three adjacent wells. The shapes of the BRF are associated with confined conditions with significant storage effects. Hydraulic conductivity ( $K$ ) values obtained from slug tests carried out in each of these wells are also indicated in the top right corner of the graphs.....	126
11	Conceptual models of a fractured rock sedimentary aquifer and its confinement condition according to the assessment method employed: a. the fracture network is considered well interconnected throughout its upper part and b. aquifer and aquitard strata are defined according to the presence or absence of interconnected fractures.....	129
12	Spatially distributed confining conditions of the rock aquifer in the study area estimated using the hydrofacies method (Lefebvre <i>et al.</i> , 2015). Results obtained using the BRF method at 10 observation wells have been added for comparison. Discrepancies between methods are explained by the fact that confining conditions in this case are mostly controlled by rock aquifer characteristics rather than the low- $K$ surficial sediment units.....	130

## **CHAPITRE 7**

1	Location of the study area and its geological context (geological maps adapted from .....	140
2	Examples of outcropping IZ units of the Saint-Édouard area: a. Lorraine Group (Nicolet Formation): grey-black shales with thick siltstone interbeds and b. Les Fonds Formation: black shales.....	141
3	Conceptual models of the fracture network in the Saint-Édouard area. The regional fracture pattern is represented in a. for the shallow aquifers and intermediate zone (IZ) units (in folded areas, the orthogonal fracture system of F1 and F2 fractures is rotated according to the bedding planes orientations); in b. for the deep reservoir. The fracture pattern is also represented using REVs at a much more local scale for: c. shale units and d. siltstone interbeds. BPF: Bedding-parallel fractures; F1, F2 and F3: high-angle fracture sets; the numeration is based on the relative timing of the fracture sets formation. Figure from Ladevèze <i>et al.</i> (2017).....	143

4	Percentage of open fractures from the total fracture population for the F1, F2, F3 and BPF sets according to the data source; n: total number of fractures; n_o: number of open fractures; F1, F2 and F3: three high-angle fracture sets; IZ: Intermediate zone; BPF: bedding-parallel fractures; Gp.: Group.....	147
5	Fracture density variations with depth within the bedrock in shallow wells. Data from 11 observation wells were combined. Fracture densities were calculated using a 5 m window length every 1 m. The number of wells according to the depth within the bedrock was used to normalize fracture densities.....	149
6	Variation with depth of the estimated fracture porosities, hydraulic conductivity ( $K$ ) and corresponding permeabilities ( $k$ ). $K$ values from slug tests (field data) were initially presented in Ladevèze et al., 2016. ATV: Acoustic Televiewer; FMI: Formation Micro Imager; IZ: Intermediate Zone. Numerical values are presented in Appendix 2.....	154
7	Examples of results obtained from borehole logging (Crow & Ladevèze, 2015) performed in a 50 m observation well drilled in the parautochthonous domain within the thrust sheet domain, showing intervals with noticeable faulting and folding, along with open fractures.....	160
8	Open fracture density variation in the vicinity of a fault plane in the horizontal section of well A: a. conceptual diagram illustrating the difference between the distance perpendicular to the fault and the distance along the horizontal section of the well (used to estimate the possible relationship between fracture density and fault proximity). The angle $\alpha$ represents the angle between the fault plane and the borehole direction; b. density variations of open F1 fractures with respect to the distance from a fault zone in the horizontal portion of well A. ....	161
9	Cross-section of the Jacques-Cartier River fault system (see location in Fig. 1) used for the Shale Gouge Ratio (SGR), permeability ( $k$ ) (expressed in $m^2$ ; $1 m^2=10^{15} mD$ ) and hydraulic conductivity ( $K$ ) calculations along the fault planes of the Jacques-Cartier River fault system. T: fault true displacement; $\Delta z$ : thicknesses of the stratigraphic units; $V_{sh}$ : volume of shale.....	164
10	Conceptual models summarizing potential groundwater flow patterns associated with fractures and faults: a. deep open fractures (intermediate zone and reservoir) and their impact on the hydraulic conductivity tensor at a metre scale (conceptual model of the fracture network: see Ladevèze et al. (2017)); b. potential $K$ variations in the vicinity of faults and c. regional flow pattern in the vicinity of faults. These conceptual models are presented in their regional context using the cross-section shown in Fig. 1.....	167

## **SECTION 3 – ANNEXES**

### ***ANNEXE I***

1	Forage carotté (au diamant) : puits F4 (a.) et F7 (b).....	200
2	Échantillons de sédiments prélevés avec une cuillère fendue (a.) et carottes de roche (b).....	201
3	Forage des puits par la méthode destructive (puits F5).....	202
4	Localisation des puits d'observations forés dans la région de Saint-Édouard.....	203
5	Exemple du rapport de forage du puits F2 (voir l'annexe 2 pour tous les rapports)..	205

### ***ANNEXE II***

1	Matériel utilisé pour réaliser les essais par la méthode pneumatiques.....	209
2	Exemples d'enregistrements acquis par le capteur de pression lors de deux essais réalisés à la suite sur un puits du projet.....	209
3	Conductivités hydrauliques (K) estimées avec deux solutions analytiques : Bouwer & Rice, 1976 et KGS Solutions, 1994. Les données ont été acquises à l'aide d'essais de perméabilité in situ avec pompage pour les puits F13 et F21 et avec la méthode pneumatique pour les autres puits.....	214
4	Compilation des moyennes géométriques, ainsi que des valeurs minimales et maximales de K selon la localisation des puits dans les grands domaines structuraux de la région d'étude. Notes : Para. : Parautochtone , allo. : allochtone ; Domaine autochtone : puits F1, F3, F5, F6, F7, F8, F20 / Domaines parautochtone et allochtone : puits F2, F4, F10, F11, F12, F13, F21 Distribution spatiale des valeurs de K (méthode du KGS, 1994).....	216
5	Distribution spatiale des valeurs de K (méthode du KGS, 1994).....	217
6	Comparaison des résultats d'essais de perméabilité in situ obtenus avec les trois méthodes de terrain utilisées pour les solutions de Bouwer & Rice (1976) et solution KGS (1994).....	220
7	Dispositif de terrain pour un essai de perméabilité pneumatique avec un diamètre de puits réduit.....	223
8	Dispositif de terrain pour le «shut-in test».....	223

# LISTE DES TABLEAUX

## SECTION 1 – SYNTHÈSE

3.1 Récapitulatif des paramètres concernant les fractures naturelles et les failles qui doivent être examinés pour évaluer la présence potentielle de migration des fluides à travers la roche couverture.....	49
--	----

## SECTION 2 – ARTICLES

### *CHAPITRE 5*

1 List of measurement stations.....	81
-------------------------------------	----

### *CHAPITRE 6*

1 Stratigraphic criteria used to classify the confining conditions of the wells. When several layers of a similar stratigraphic unit are present, their thicknesses are summed.....	119
2 Confining conditions interpreted at the 10 observations wells using two conventional methods and the BRF method. U: unconfined; C: confined; SC: semi-confined.....	228

### *CHAPITRE 7*

1 Estimations available for fracture apertures: methods and results.....	150
2 Summary of natural fracture network characteristics in the intermediate zone (IZ) that may impact potential upward fluid migration.....	171
3 Summary of fault characteristics of the intermediate zone (IZ) that may impact potential upward fluid migration.....	172
A1 Methods description and limitation for fracture aperture estimations.....	175
A2 Estimated hydraulic properties: min, mean and max for the values presented in Fig. 6.....	175
A3 Open fracture densities for deep wells (fracture densities were calculated using a 15 m window size every 5 m).....	176

### *ANNEXE I*

1 Localisation et principales caractéristiques de construction des puits d'observation.....	204
---	-----

### *ANNEXE II*

1 Principales hypothèses et conditions d'application des solutions utilisées.....	213
2 Valeurs numériques de conductivité hydraulique mesurées sur chacun des puits..	215



## **SECTION 1 - SYNTHÈSE**



# CHAPITRE 1. INTRODUCTION

## 1.1 Objectifs et structure de la thèse

L'objectif de cette thèse est de développer une approche pour évaluer le rôle des zones de failles et des réseaux de fractures naturelles sur la circulation des fluides entre un réservoir profond de gaz de shale et un aquifère sédimentaire fracturé superficiel.

Les travaux menés dans cette thèse sont basés sur des jeux de données acquis dans la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent dans le sud du Québec (Canada). Ces données ont été collectées dans l'aquifère rocheux de surface et dans le réservoir profond. À partir de ces données et tel que présenté à la figure 1.1, deux intervalles géologiques ont été ciblés pour les travaux de doctorat : 1) la zone intermédiaire (ZI) et 2) l'aquifère rocheux de surface. La ZI, tel qu'indiqué sur la figure 1.1, représente les unités situées entre l'aquifère rocheux de surface et le réservoir d'hydrocarbures.

Intervalles géologiques d'intérêt pour chacun des sous-volts de la thèse :

1. Zone intermédiaire

2. Aquifère de surface

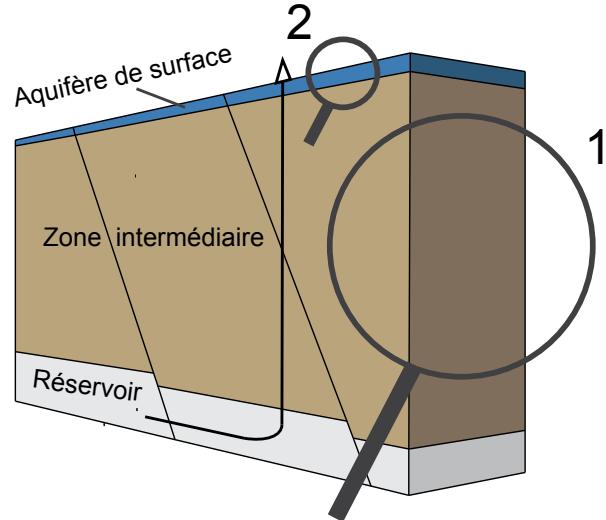


Figure 1.1 Intervalles géologiques ciblés dans le cadre des travaux de doctorat.

Les objectifs spécifiques de la thèse, ainsi que les approches méthodologiques proposées, sont présentés ci-après :

1 Développer une méthodologie visant à caractériser la fracturation naturelle dans les unités géologiques de cette succession géologique malgré le manque de données dans la zone intermédiaire. Dans ce cadre, un modèle conceptuel du réseau de fractures affectant la succession sédimentaire sera proposé.

Pour ce faire, la démarche de travail consiste en a) étudier et intégrer les données disponibles sur la fracturation issues de diverses sources et b) vérifier la faisabilité d'utiliser les jeux de données acquis en surface et en profondeur dans le réservoir pour caractériser la zone intermédiaire.

2 Proposer une approche de caractérisation des conditions de confinement applicable à un contexte d'aquifère sédimentaire fracturé afin d'améliorer la compréhension du rôle des fractures sur les conditions de circulation dans les aquifères de surface.

L'approche consiste à a) utiliser la méthode de la Fonction de Réponse Barométrique (FRB) comme outil diagnostique des conditions de confinement et b) comparer les résultats obtenus avec la FRB avec ceux obtenus avec les méthodes conventionnelles.

3 Définir le rôle des fractures et des zones de failles afin d'évaluer le potentiel de migration de fluides entre le réservoir profond et l'aquifère rocheux superficiel dans un contexte de données disponibles très limitées dans la zone intermédiaire. Un modèle conceptuel de la circulation des fluides au travers des discontinuités structurales affectant la ZI sera proposé.

La méthodologie consiste principalement à mettre en relation des données hydrogéologiques et pétrolières/gazières pour évaluer, au moins qualitativement, l'incidence de la présence de fractures ouvertes et des failles sur de potentielles migrations de fluides.

Ces trois sous-volets de la thèse correspondent aux trois articles scientifiques produits dans le cadre du doctorat, ceux-ci étant présentés dans la Section 2. Les autres contributions réalisées dans le cadre de la thèse sont brièvement présentées au Chapitre 8.

## **1.2 Contexte de réalisation du projet**

La Commission géologique du Canada (CGC), une composante de Ressources naturelles Canada, a mené un projet de recherche dans la région de Saint-Édouard-de-Lotbinière dans le sud du Québec sur une période de quatre ans (2012-2016). L'objectif du projet était d'évaluer l'existence de potentielles voies de migration préférentielles naturelles des fluides qui pourraient mettre en relation le réservoir profond de gaz (Shale d'Utica) et les aquifères de surface (Lavoie *et al.*, 2014; Rivard *et al.*, 2014). Une approche multidisciplinaire intégrant des données géologiques, hydrogéologiques, géochimiques, géophysiques et géomécaniques a été adoptée pour répondre à la problématique puisque très peu de données étaient disponibles sur la zone intermédiaire et que c'est cette dernière qui contrôle la vulnérabilité des aquifères aux activités réalisées en profondeur. Ce projet de doctorat s'insère dans le cadre de ce projet de recherche de la CGC.

Ce projet de doctorat a donc bénéficié des données et connaissances acquises dans le cadre du projet de la CGC et a également bénéficié de celles d'un projet mené dans la région Chaudière-Appalaches par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) du Québec (Lefebvre *et al.*, 2015). Enfin les travaux ont bénéficié de données acquises en profondeur dans des puits de gaz de shale et transmises gracieusement par la compagnie *Talisman Energy* (maintenant *Repsol Oil & Gas Canada*).

## 1.3 Concepts de base et définitions

### 1.3.1 Nomenclature : failles et fractures

Il est d'usage courant en hydrogéologie d'utiliser le terme « fracture » comme synonyme de « joint », ces deux mots faisant référence à des structures distinctes des « failles ». Cette utilisation des termes décrit de façon imprécise les objets étudiés et peut également s'opposer à certains concepts utilisés en géologie structurale (Manda & Horsman, 2015). Il convient donc de définir quelles structures géologiques correspondent aux termes utilisés dans la thèse.

Le terme « fracture » est un terme général qui regroupe un nombre important de structures géologiques (Peacock *et al.*, 2016). Parmi celles-ci, il peut être cité les failles, joints et veines (Price & Cosgrove, 1990). Un joint est une fissure dans la roche dont les deux parois sont parallèles l'une à l'autre (Peacock *et al.*, 2016). Dans le cas des failles, il y a eu un déplacement des parois qui s'est fait parallèlement au plan de faille. À l'échelle de l'affleurement, il peut être hasardeux d'identifier un déplacement parallèle au plan de fracture, surtout si celui-ci est de faible magnitude (quelques centimètres ou millimètres). Dans ce type de situation, comme proposé par Pollard et Aydin (1988) et Peacock *et al.* (2016), le terme général « fracture » devrait être utilisé. Dans le cadre de cette thèse, seules des structures d'extension métrique à kilométrique présentaient un net mouvement parallèle au plan de la structure et ont donc été appelées « failles ». Pour toutes les autres structures, d'extension millimétrique à métrique, aucun mouvement n'était observable. Le terme général « fracture » (plutôt que « joint ») a donc été utilisé pour référer à ces dernières.

### 1.3.2 Réseaux de fractures naturelles et circulation de fluides

Ce sont les fractures dites « naturelles » qui ont été étudiées dans cette thèse. Les fractures formées artificiellement par des processus tels que la stimulation hydraulique ne sont pas traitées dans ces travaux de recherche.

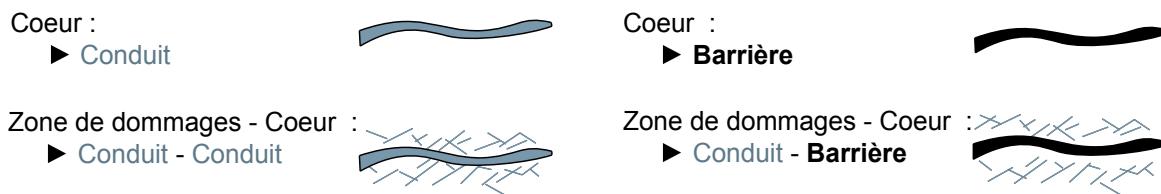
Les fractures ont été classées par familles selon leurs propriétés géométriques communes (attitude, espacement et relations d'intersection). Les fractures d'une même famille peuvent être distribuées de façon homogène au sein d'un massif rocheux, elles sont alors appelées fractures de

fond (*background fractures*) (Bazalgette, 2004; Vitale *et al.*, 2012). Par ailleurs, on utilise le terme « corridors fracturés » (*corridor fractures*) pour désigner les fractures d'une même famille qui sont regroupées en essaims (de Joussineau & Petit, 2006; Questiaux *et al.*, 2010). Un réseau de fractures correspond à l'ensemble des familles de fractures qui affecte une unité géologique.

Dans les roches sédimentaires, les fractures présentes contribuent significativement à la circulation des fluides (Barton *et al.*, 1998; Berkowitz, 2002; Guerriero *et al.*, 2013; Narr *et al.*, 2006; Odling *et al.*, 1999; Singhal & Gupta, 2010). Leur caractérisation est donc importante pour comprendre l'écoulement au sein du système étudié. Ainsi, les fractures peuvent être classées selon leur potentielle contribution à la circulation des fluides en fractures ouvertes (*open fractures*), fermées (*closed fractures*) ou cimentées (*healed or sealed fractures*). La caractérisation de ces structures est un des éléments qui contribue à évaluer le potentiel aquifère d'une formation géologique fracturée ainsi que le potentiel de migration de fluides profonds vers la surface.

### 1.3.3 Failles et circulation de fluides

De façon conceptuelle, une zone de faille est constituée d'un cœur (*fault core*) et d'une zone de dommages (*damage zone*) plus ou moins fracturée autour du cœur (Caine *et al.*, 1996) (Figure 1.2). Ceux-ci sont classiquement considérés soit comme des « barrières », soit comme des « conduits » en fonction de leur rôle dans l'écoulement des eaux souterraines (Bense & Person, 2006; Caine *et al.*, 1996; Caine & Tomusiak, 2003; Gleeson & Novakowski, 2009). Les zones de failles sont en conséquence caractérisées par de grandes hétérogénéités et par l'anisotropie de leurs propriétés hydrauliques (Bense *et al.*, 2013).

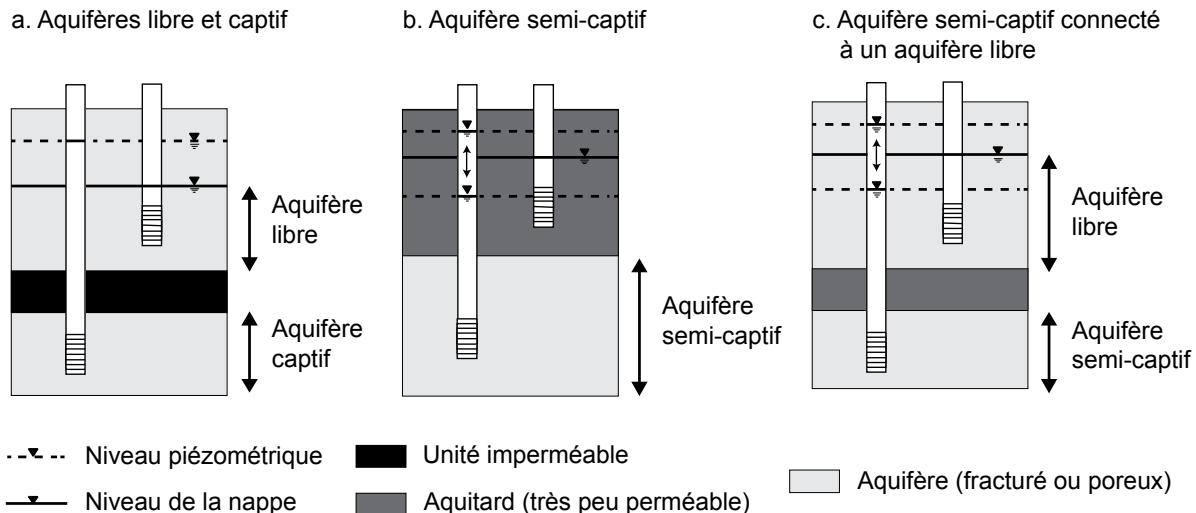


**Figure 1.2 Modèles conceptuels des failles (zone de dommages et cœur) et implications sur les écoulements de fluides. Modifié de Caine *et al.* (1996).**

### 1.3.4 Milieux fracturés et types d'aquifères

Les termes aquifère, aquitard et aquiclude décrivent les caractéristiques des unités géologiques en termes de potentiel d'emmagasinement et de production d'eau (Fetter, 2001; Freeze & Cherry, 1979). Ces derniers sont fonction de la porosité de l'unité géologique ainsi que de la présence de fractures ouvertes dans le cas d'unités consolidées. Un aquifère est une unité, ou un groupement d'unités géologiques, qui contient de l'eau en quantité suffisante pour pouvoir être pompée et dans laquelle l'eau peut circuler relativement facilement (Bear, 2007). À l'inverse, un aquiclude (ou aquifuge) est une couche géologique imperméable dans laquelle l'eau ne peut pratiquement pas circuler verticalement ou horizontalement. Un aquitard est une unité de très faible perméabilité dans laquelle l'eau peut circuler, mais de façon très lente (par exemple une unité d'argile). Il est à noter que la notion d'aquiclude correspond plutôt à un concept théorique et que les aquicludes n'existent pas vraiment dans la nature. Toutefois, les aquitards peuvent avoir différents degrés de perméabilité et être considérés pratiquement imperméables, du moins en hydrogéologie conventionnelle, quand ils ont une conductivité hydraulique  $< 10^{-9}$  m/s.

La présence ou l'absence de couches aquitards sert à catégoriser les aquifères en fonction de leur confinement (Bear, 2007; Fetter, 2001; Todd & Mays, 2005). Les aquifères peuvent être classés en trois types : captifs, semi-captifs et libres (Fetter, 2001; Freeze & Cherry, 1979; Heath, 1983; Todd & Mays, 2005). Les aquifères captifs sont situés sous une unité imperméable (Bear, 2007). Du fait de leur surpressurisation, le niveau piézométrique sera situé au-dessus du toit de l'aquifère (Figure 1.3a). Dans le cas des aquifères libres, le niveau d'eau définit le toit de l'aquifère. Ce dernier est en contact avec l'atmosphère (Figure 1.3a). Les aquifères semi-captifs représentent un cas intermédiaire : ils sont recouverts par une couche faiblement perméable (Bear, 2007) et plus ou moins continue. Ils sont également pressurisés, à tout le moins localement. Leur niveau piézométrique est également situé au-dessus du toit de l'aquifère. Les unités aquitards peuvent être partiellement saturées si elles s'étendent jusqu'à la surface du sol (Figure 1.3b), ou complètement saturées, par exemple si elles sont recouvertes par un aquifère libre (Figure 1.3c). Sur de longues échelles de temps, les aquifères semi-captifs peuvent libérer (ou recevoir) des quantités d'eau significatives du fait de la circulation à travers la ou les couches aquitards, en fonction du gradient hydraulique. Ainsi, le niveau piézométrique dans l'aquitard peut se retrouver sous ou au-dessus du niveau de la nappe sus-jacente (Figure 1.3b et c).



**Figure 1.3 Types d'aquifères selon leurs conditions de confinement. En b. et c., les positions relatives des niveaux d'eau et piézométriques donnent une indication sur le sens de la circulation à travers l'aquitard (en a., les positions relatives sont indicatives, il n'y a pas de circulations d'eau à travers l'unité imperméable).**

## 1.4 Ressources non conventionnelles d'hydrocarbures

### 1.4.1 Problématiques environnementales associées

La flambée du prix du baril de pétrole à partir des années 2000 a conduit l'industrie pétrolière et gazière à exploiter de nouvelles ressources dites non conventionnelles. Contrairement aux ressources dites conventionnelles présentes dans des formations géologiques perméables (réservoirs), les ressources non conventionnelles sont techniquement plus difficiles et onéreuses à extraire. Dans un réservoir non conventionnel, les hydrocarbures sont emprisonnés dans des roches très peu perméables, telles que des shales ou des grès fins (*tight sand*). Pour extraire les hydrocarbures, la roche doit être fracturée (stimulée hydrauliquement ou en utilisant d'autres fluides) afin d'augmenter artificiellement sa perméabilité autour du puits de production.

Il est à noter que dans cette thèse, le terme « shale » est préféré à « schiste ». Le terme français « schiste » correspond à une roche de texture feuilletée, métamorphosée ou non (Foucault &

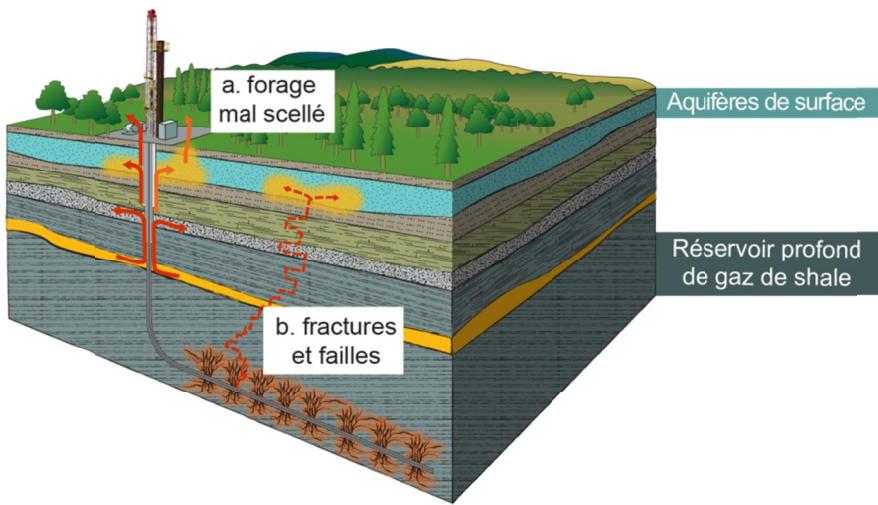
Raoult, 2010). En anglais, un « *schist* » se distingue d'un « *shale* » par son origine métamorphique. Ainsi, afin d'uniformiser le vocabulaire dans cette thèse et se conformer à l'usage courant au Canada, « *shale* » est utilisé pour faire référence aux schistes sédimentaires (non métamorphisés).

Les impacts potentiels sur l'environnement de l'extraction de ces ressources non conventionnelles par forage et fracturation hydraulique font l'objet de nombreuses préoccupations (BAPE, 2011; EPA, 2016). Une de ces préoccupations porte plus particulièrement sur les risques liés à la migration de contaminants (fluides de fracturation, saumures, hydrocarbures) via des voies de migration préférentielles naturelles ou artificielles entre les réservoirs profonds et les aquifères de surface (Boothroyd *et al.*, 2017; Ewen *et al.*, 2012; Harrison, 1983; Lefebvre, 2016; Llewellyn, 2014; Soeder *et al.*, 2014; Vidic *et al.*, 2013).

Plusieurs grands types de chemins préférentiels naturels et artificiels ont été identifiés et sont décrits dans la littérature (CCA, 2014; EPA, 2016; Jackson *et al.*, 2013; Lefebvre, 2016; Zoback *et al.*, 2010) et sont représentés dans la figure 1.4 :

- a. Fuites le long d'un puits du fait d'un coffrage ou ciment dégradé, mal installé, ou liées à la fissuration des parois rocheuses du puits lors de son forage
- b. Fuites via des réseaux de fractures ou des failles existantes dans la succession de roches sédimentaires
- c. Combinaison de ces diverses voies de migration

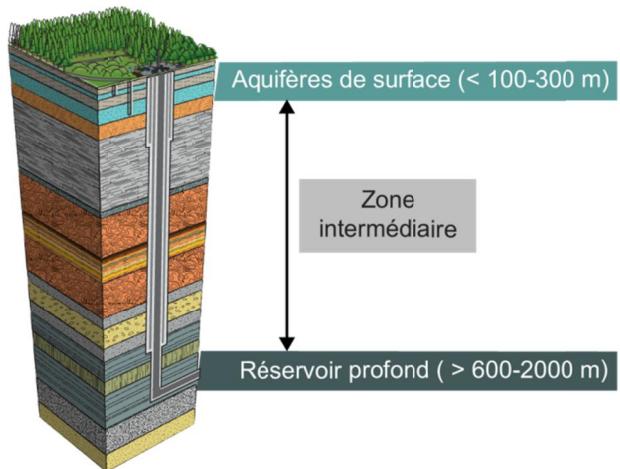
Cette thèse a porté, entre autres, sur l'étude de la présence ou non de voies de migration naturelles via un réseau de fractures naturelles (c'est-à-dire non induites par des activités de fracturation hydraulique) ou des failles dans la région de St-Édouard-de-Lotbinière. La région d'étude est décrite au Chapitre 2.



**Figure 1.4 Principales voies de migration potentielles entre le réservoir profond (ici par exemple un réservoir stimulé hydrauliquement) et les aquifères de surface. Figure non à l'échelle : la distance entre le réservoir et les aquifères est généralement bien plus grande, de l'ordre de plus de 1000 m pour les gaz de shale (voir Fig. 1.5). Modifié de CCA (2014).**

#### 1.4.2 Caractérisation de la zone intermédiaire

L'étude des risques environnementaux liés à l'exploration et à l'exploitation de ressources non conventionnelles est souvent complexe du fait du fréquent manque de données dans la zone intermédiaire. Cet intervalle géologique est situé entre les aquifères de surface servant à l'approvisionnement en eau et le réservoir d'hydrocarbures profond (la localisation de ces zones dans une succession sédimentaire typique est présentée en figure 1.5).



**Figure 1.5 Localisation de la zone intermédiaire dans une séquence sédimentaire. Modifié de CCA (2014)**

De nombreuses données sont généralement acquises en surface (approximativement dans les premiers 100 à 200 m) dans le cadre de projets de caractérisation hydrogéologique des aquifères ou dans les bases de données sur les puits d'approvisionnement. Par exemple, dans les aquifères de surface, de nombreuses études ont été réalisées sur les caractéristiques des réseaux de fractures et sur leurs propriétés hydrauliques (Boro *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2011; Denis & Rouleau, 1991; Denny *et al.*, 2007; DesRoches *et al.*, 2013; DesRoches *et al.*, 2014; Larsen *et al.*, 2010; Laurencelle *et al.*, 2011; Lemieux *et al.*, 2009; Morin *et al.*, 2007; Nastev *et al.*, 2008). Les unités profondes (généralement à plus de 1000 m) comme les réservoirs pétroliers et gaziers sont caractérisées par l'industrie pétrolière pour évaluer leur potentiel économique. La littérature scientifique abonde également d'études géologiques dans lesquelles les failles et fractures ont été caractérisées à partir de données acquises en proche surface (quand une portion du réservoir affleure par exemple) ou en profondeur à partir de données de carottes ou de diaglyphies acquises en forage (Budai *et al.*, 2002; Ding *et al.*, 2012; Ding *et al.*, 2013; Ellis *et al.*, 2012; Engelder, 2004; Engelder *et al.*, 2009; Lash *et al.*, 2004; Lash & Engelder, 2007; Odling *et al.*, 1999; Rijken & Cooke, 2001).

Ces jeux de données géologiques, hydrogéologiques et gazières/pétrolières sont très rarement mis en relation, ce qui mène à une connaissance généralement incomplète de la structure et des conditions de circulation des fluides dans la zone intermédiaire qui pourtant, contrôle la vulnérabilité des aquifères aux activités industrielles réalisées en profondeur.

## CHAPITRE 2. TERRITOIRE D'ÉTUDE

### 2.1 Localisation

Les travaux de doctorat s'appuient sur des données collectées dans les Basses-terres du Saint-Laurent dans le sud du Québec (Canada), plus particulièrement dans le secteur de la municipalité de Saint-Édouard-de-Lotbinière (ci-après nommée « Saint-Édouard »). Cette municipalité se situe sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, à environ 65 km au sud-ouest de la ville de Québec (Figure 2.1).

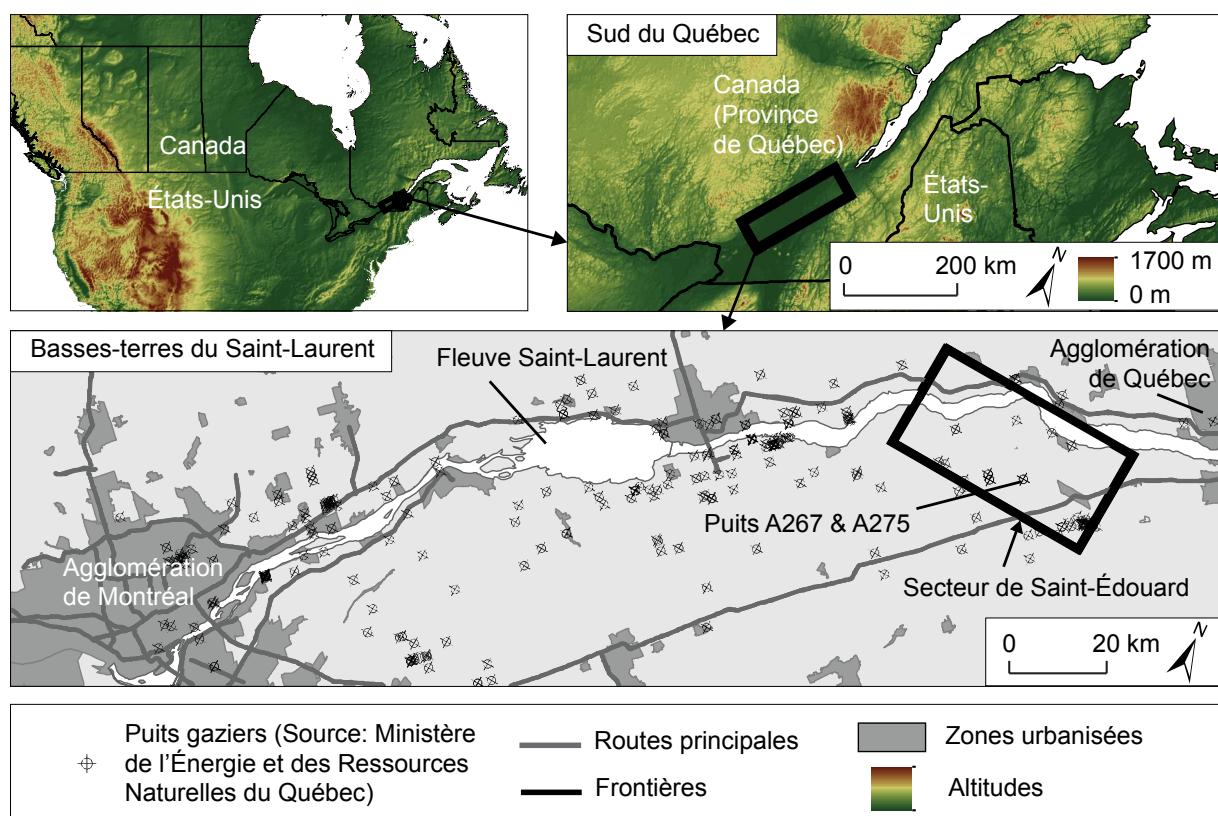


Figure 2.1 Localisation du secteur d'étude dans les Basses-terres du Saint-Laurent (secteur de Saint-Édouard-de-Lotbinière).

## 2.2 Exploration gazière et préoccupations environnementales

Dans la période précédant le développement des activités d'exploration des ressources de gaz de shale (1860-2006), ce sont près de 300 puits profonds qui ont été forés dans le sud du Québec (voir la répartition d'une partie de ces forages à la figure 2.1) et qui ont mené à la découverte d'un réservoir conventionnel d'hydrocarbures dans les années 70 dans la région de Saint-Flavien (au sud-est de Saint-Édouard) jusqu'au début des années 90 (Bertrand *et al.*, 2003; Dietrich *et al.*, 2011). Durant cette période, ce furent surtout les formations de l'Ordovicien inférieur et moyen qui étaient ciblées, le Shale d'Utica étant alors considéré seulement comme une roche mère lors de l'analyse du système pétrolier (Dietrich *et al.*, 2011). Le Shale d'Utica a par la suite été l'unité ciblée pour la production de gaz de shale dans la Plate-forme du Saint-Laurent du sud du Québec, de 2006 à 2010 (Dietrich *et al.*, 2011; Hamblin, 2006; Lavoie *et al.*, 2008; Thériault, 2012). En tout, 28 puits d'exploration de gaz de shale ont été forés dans les Basses-terres du Saint-Laurent, dont 18 ont été fracturés hydrauliquement. Dans la région de Saint-Édouard, trois puits de gaz de shale ont été forés et fracturés (Lavoie *et al.*, 2016). En 2009, la compagnie *Talisman Energy* (maintenant *Repsol Oil & Gas Canada Inc.*) a foré le puits vertical A267 avec pour cible le Shale d'Utica. Des ressources significatives en gaz ont alors été découvertes et ont mené au forage du puits horizontal A275 (sur le même site que le puits A267) qui a été hydrauliquement stimulé à la fin 2009 - début 2010. À la suite de ces opérations, le forage a généré une importante quantité de gaz durant des essais de production (production initiale de 336 000 m<sup>3</sup>/jour qui s'est stabilisée à 168 000 m<sup>3</sup>/jour après 25 jours) (Thériault, 2012).

Ces activités d'exploration dans le sud du Québec ont soulevé de nombreuses préoccupations environnementales au sein de la population. L'exploration s'est arrêtée en 2010 et un moratoire *de facto* sur les travaux d'exploration et de fracturation hydraulique s'est imposé (CÉES, 2014). En 2011, le Bureau d'audiences publiques sur l'environnement (BAPE, organisme de consultation du gouvernement du Québec) a recommandé la réalisation d'une étude environnementale stratégique (ÉES) sur l'ensemble de la filière du gaz de shale au Québec (BAPE, 2011). À la suite de cette recommandation, le ministre du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements climatiques du Québec a mis en place un comité d'experts (Comité de l'ÉES - CÉES) afin de documenter les impacts sociaux, environnementaux et économiques du développement des activités gazières au Québec. Parmi les

principaux constats formulés par le comité d'experts de l'ÉES (CÉES, 2014), les constats suivants ont un lien direct avec le sujet de la présente thèse :

- « *Les risques de contamination via des cheminements naturels (failles ou fractures) ou des cheminements induits, loin du puits, sont relativement plus faibles, mais leur importance est difficile à déterminer à cause du manque de données et du faible nombre de puits de suivi.*
- *Des risques non négligeables existent aussi à la surface d'un site, par exemple des bassins de rétention, des fuites de fluides et des fuites de carburants (diesel, gazoline).*
- *Les données existantes sur les teneurs en méthane naturel dans les Basses-terres du Saint-Laurent suggèrent que la majorité du méthane naturel présent dans l'eau souterraine échantillonnée dans des puits d'alimentation en eau potable (95 % des échantillons) est d'origine biogénique, c'est-à-dire qu'il provient de sources moins profondes que celles dans l'Utica. Cette observation suggère que les unités intermédiaires entre le Shale d'Utica et les ressources en eaux douces peu profondes (c.-à-d. le Groupe de Lorraine) sont relativement imperméables à l'échelle régionale et sur une échelle de temps géologique.*
- *Parmi les échantillons mesurés, 5 % ont présenté un mélange de méthane biogénique et thermogénique et un puits contenait du méthane d'origine clairement thermogénique. Des cheminements locaux pourraient donc exister entre le roc (à des profondeurs inconnues) et les aquifères peu profonds près de la surface du sol. »*

Après la réalisation de cette étude (CÉES, 2014), le BAPE a conclu qu'en raison des impacts potentiels sur l'environnement que pourraient générer l'exploration et l'exploitation du gaz de shale dans les Basses-terres du Saint-Laurent, il n'était pas démontré que ces activités seraient avantageuses pour la province de Québec (BAPE, 2014). En date de rédaction du document, aucune nouvelle opération de forage ou de fracturation hydraulique n'a eu lieu dans le sud du Québec. Toutefois, un nouveau règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection spécifiant un cadre réglementaire pour l'exploration et l'exploitation des hydrocarbures a été adopté en septembre 2017(MDDELCC, 2017).

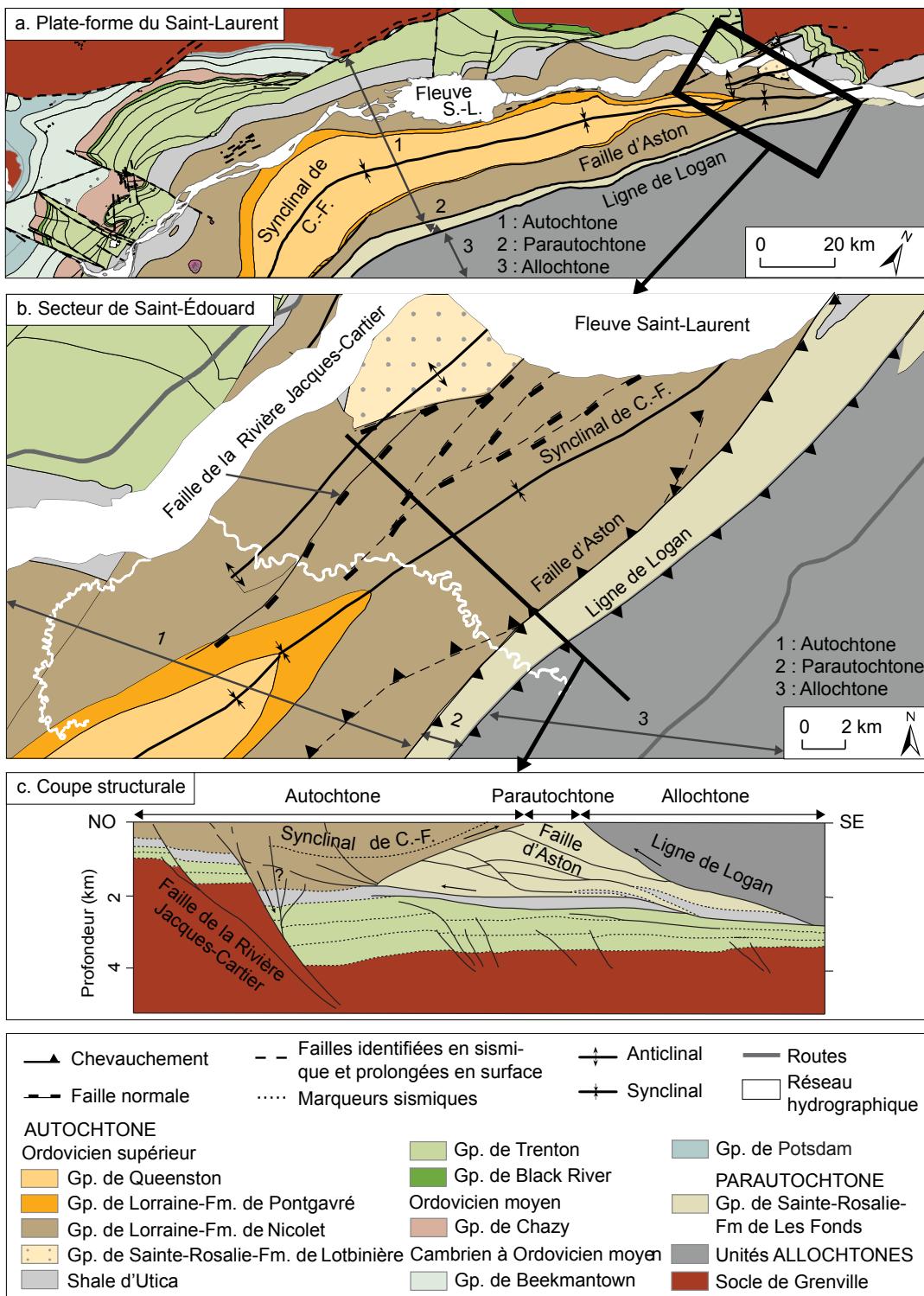
## 2.3 Géologie

### 2.3.1 Plate-forme du Saint-Laurent : lithologies et structure

Dans le sud du Québec, la Plate-forme du Saint-Laurent est limitée au nord-ouest par le socle cristallin de Grenville et au sud-est par les nappes appalachiennes (Figure 2.2a). Le secteur de Saint-Édouard est situé à l'extrémité NE de cette plate-forme (Figure 2.2b).

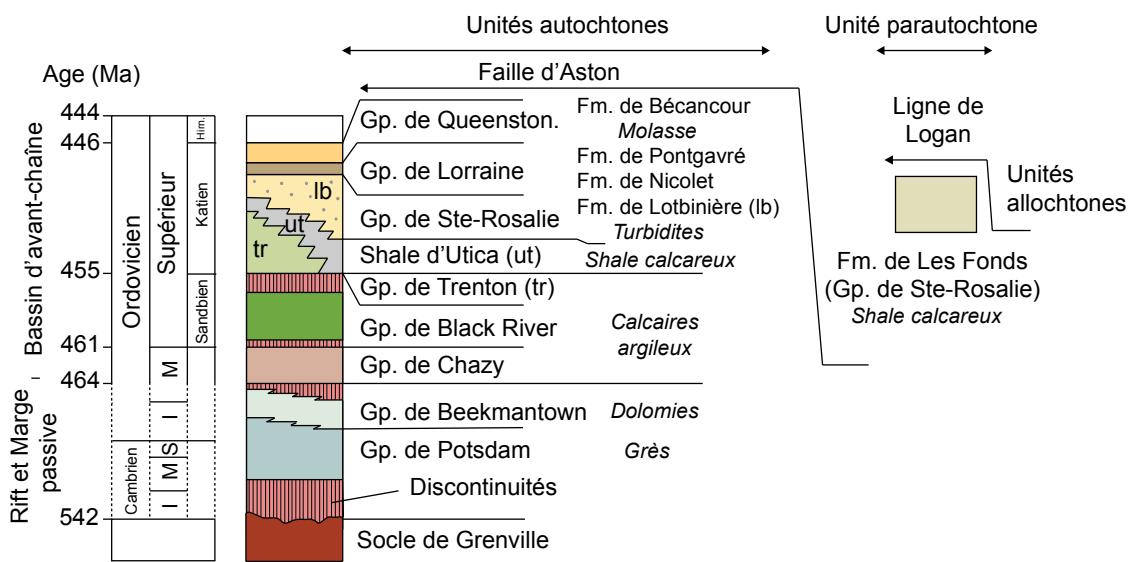
La plate-forme sédimentaire repose en discordance sur le socle cristallin de Grenville. Les unités ont subi plusieurs phases de déformation importantes (Pinet *et al.*, 2014). Celles-ci incluent la formation de failles normales lors de l'Ordovicien moyen à tardif (Thériault, 2007), un raccourcissement associé à l'orogène taconienne à l'Ordovicien tardif (Tremblay & Pinet, 2016) et enfin des épisodes post-ordoviciens de plissement (Pinet *et al.*, 2008) et de formation de failles (Sasseville *et al.*, 2008; Tremblay *et al.*, 2013). Les failles normales en bordure nord-ouest de la plate-forme ont été successivement réactivées pendant et à la suite de la formation des Appalaches (Faure *et al.*, 2004; Konstantinovskaya *et al.*, 2009; Sasseville *et al.*, 2012; Séjourné *et al.*, 2003). Dans la région étudiée, ces failles sont interprétées à partir de données sismiques, mais ne sont pas observées à l'affleurement.

La plate-forme a été divisée en deux domaines tectonostratigraphiques : les domaines autochtone et parautochtone (Castonguay *et al.*, 2010; St-Julien & Hubert, 1975) (Figure 2.2). Dans le domaine autochtone, le synclinal de Chambly-Fortierville a un axe parallèle au domaine appalachien et affecte les unités postérieures au dépôt du Shale d'Utica de l'Ordovicien tardif. Ce synclinal présente des pendages plus importants (de l'ordre de 30°) sur le flanc SE que dans le flanc NO (pendages de l'ordre de 10°) (Figure 2.2). Des failles normales sont présentes en bordure ouest de la plate-forme et recoupent localement la succession sédimentaire jusqu'au socle cristallin (Figure 2.2c). Le domaine parautochtone comporte les mêmes unités que celles présentes dans le domaine autochtone, mais qui sont fortement plissées et affectées par un réseau de chevauchements imbriqués (Castonguay *et al.*, 2006; Séjourné *et al.*, 2003; St-Julien *et al.*, 1983) (Figure 2.2). La réinterprétation de données sismiques (Lavoie *et al.*, 2016) a montré que dans le secteur de Saint-Édouard, le domaine parautochtone formait une zone triangulaire délimitée par un plan de rétrochevauchement à pendage vers le nord-ouest et par un plan de chevauchement à pendage vers le sud-est (la Ligne de Logan). Ceci était concordant avec les travaux précédemment menés dans la région (Castonguay *et al.*, 2006; Castonguay *et al.*, 2003; Konstantinovskaya *et al.*, 2009). La faille d'Aston délimite les domaines autochtone et parautochtone. La Ligne de Logan sépare les unités parautochtones des unités allochtones du domaine appalachien (St-Julien & Hubert, 1975) (Figure 2.2).



**Figure 2.2 Géologie de la zone d'étude : a. et b. : cartes géologiques de la Plate-forme du Saint-Laurent et du secteur d'étude (modifié de Clark et Globensky (1973); Globensky (1987); Lavoie *et al.* (2016); Thériault et Beauséjour (2012) et c. coupe structurale modifiée de Lavoie *et al.* (2016). Gp. : Groupe; Fm. : Formation; S.-L. : Saint-Laurent; C.-F. : Chamblay-Fortierville;**

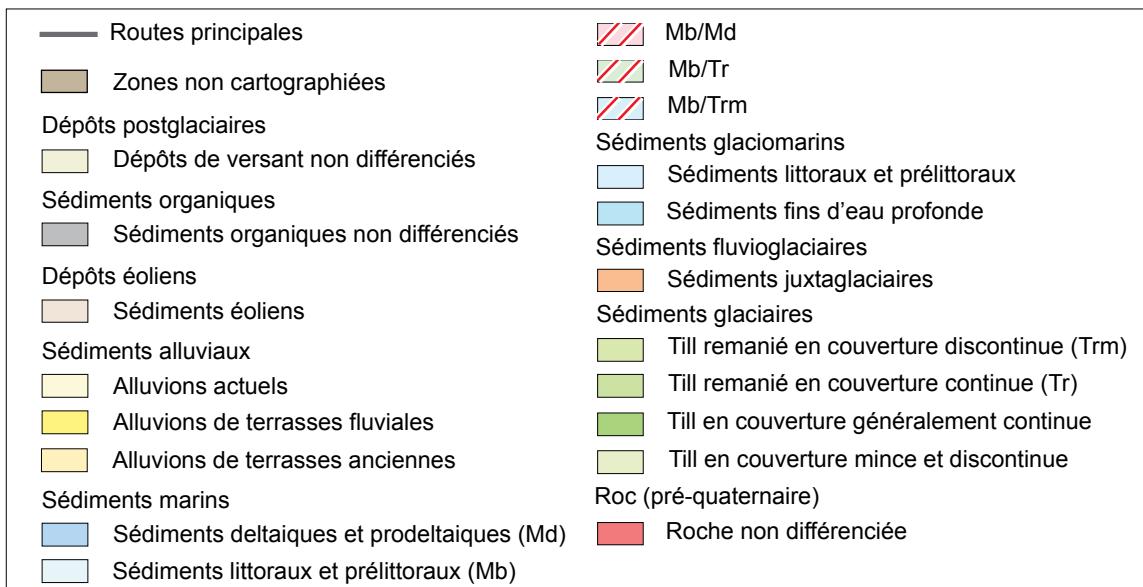
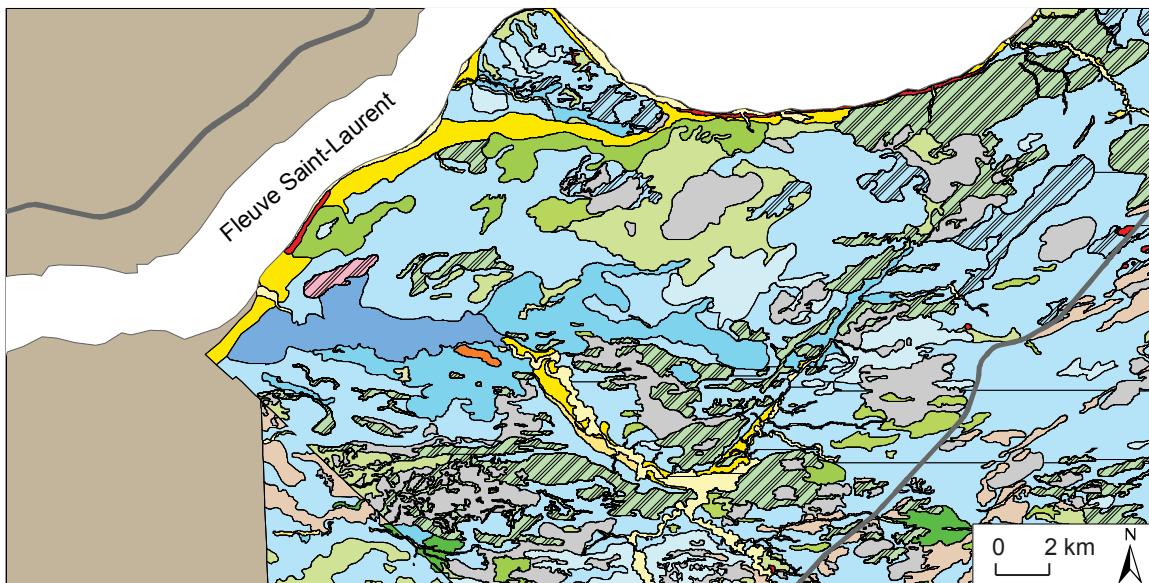
Les unités basales de la Plate-forme du Saint-Laurent sont constituées de séries de rift (grès du Groupe de Potsdam) et de marge passive (dolomies du Groupe de Beekmantown) datant du Cambrien à l'Ordovicien inférieur-moyen (Lavoie *et al.*, 2012). Les unités de marge passive ont été, lors de l'Ordovicien moyen et tardif, recouvertes par des unités déposées dans un bassin d'avant-chaîne (Lavoie, 2008). Celles-ci comprennent, dans l'ordre de dépôt, les calcaires argileux des groupes de Chazy, de Black River et de Trenton, les shales calcaieux de l'Utica, les turbidites des groupes de Sainte-Rosalie et de Lorraine et finalement, les molasses du Groupe de Queenston (Globensky, 1987) (Figure 2.3). D'un point de vue tectonostratigraphique, dans le secteur de Saint-Édouard, ces unités appartiennent au domaine autochtone. Les shales calcaieux de la Formation de Les Fonds (Groupe de Sainte-Rosalie) appartiennent au domaine parautochtone (Figure 2.3).



**Figure 2.3 Stratigraphie des dépôts sédimentaires de la Plate-forme du Saint-Laurent. Gp. : Groupe ; Fm. : Formation. Modifié de Konstantinovskaya *et al.* (2014)**

### 2.3.2 Secteur de Saint-Édouard : couverture quaternaire

Les formations rocheuses de la région de Saint-Édouard ont été recouvertes au Quaternaire par une variété importante de formations superficielles (Figure 2.4). Cette hétérogénéité des dépôts témoigne d'une histoire géologique complexe constituée d'une succession d'épisodes glaciaires. Le secteur a en effet subi plusieurs épisodes glaciaires, dont le dernier entre 80 000 et 10 000 ans BP (i.e. *Before Present*) (Wisconsinien). Un épisode marin majeur (Mer de Champlain) a également eu lieu entre 13 000 et 11 100 ans BP (Occhietti & Richard, 2003). Les dépôts incluent principalement des sédiments glaciaires (tills à matrices très variées : sableuse, silteuse et argileuse) et des sédiments marins et glaciomarins, surtout des sables, des silts ou des graviers diamictiques associés à l'épisode de la Mer de Champlain (Lefebvre *et al.*, 2015). Ces dépôts quaternaires sont généralement minces (< 10 m), les plus épais correspondant à des dépôts fluvioglaciaires plus grossiers (sables et graviers) (Légaré-Couture *et al.*, 2018, en préparation) qui peuvent être utilisés pour l'approvisionnement en eau, comme dans le cas de la municipalité de Saint-Édouard.



**Figure 2.4 Carte des dépôts quaternaires de la région de Saint-Édouard (Légaré-Couture *et al.*, 2018, en préparation) (échelle de la carte : 1/100 000).**

## 2.4 Hydrogéologie

Au sein de l'aquifère rocheux fracturé de la région de Saint-Édouard, les eaux souterraines circulent du sud-est (des Appalaches) vers le nord-ouest, en direction du fleuve Saint-Laurent (Bordeleau *et al.*, 2017; Ladevèze *et al.*, 2016; Lefebvre *et al.*, 2015). Les données géochimiques collectées sur le territoire ont toutefois montré que le secteur de la faille de la Rivière Jacques-Cartier était une zone de résurgence de la nappe pour des eaux très évoluées géochimiquement. La profondeur maximum depuis laquelle la circulation de fluides remonte est inconnue, mais ne devrait pas excéder quelques centaines de mètres du fait de la faible contribution des eaux de formation (saumures) dans la signature géochimique des échantillons et parce que ces fluides ne contiennent pas ou peu de méthane thermogénique (Bordeleau *et al.*, 2017).

Les aquifères rocheux superficiels de la région étant principalement composés de shale, ceux-ci sont peu perméables et donc uniquement utilisés pour des usages résidentiels. Les puits résidentiels du secteur d'étude sont forés à des profondeurs allant de 20 à 80 m (avec une profondeur moyenne autour de 50 m). Les puits municipaux sont eux plutôt installés dans les unités quaternaires perméables du secteur. Des conductivités hydrauliques ont été estimées à partir d'essais hydrauliques pneumatiques réalisés dans les onze puits d'observation forés lors du projet dans les unités rocheuses de la région de Saint-Édouard (Ladevèze *et al.*, 2016), le détail de ces estimations est présenté en Annexe II. Les valeurs obtenues sont comprises entre  $10^{-9}$  et  $10^{-6}$  m/s. Les valeurs les plus élevées ont été obtenues pour les puits forés dans le domaine autochtone. Dans ce domaine structural, les shales sont intercalés avec des siltites plus fracturées et donc potentiellement plus perméables. Les conductivités hydrauliques les plus faibles ont été estimées dans les puits recoupant des unités présentant des structures fortement plissées et faillées du domaine parautochtone.



## **CHAPITRE 3. PRINCIPAUX RÉSULTATS ET DISCUSSION**

Cette section vise à synthétiser les articles scientifiques produits dans le cadre du doctorat. La démarche de recherche et les principaux résultats sont donc seulement brièvement présentés et discutés. Pour plus de détails sur les travaux, le lecteur est invité à consulter la Section 2 de cette thèse.

### **3.1 Réseaux de fractures dans la plate-forme**

Ce volet du doctorat porte sur les réseaux de fractures affectant les roches réservoir et couverture de la région d'étude. Plus de détails sur ces travaux sont présentés dans l'article 1 (Chapitre 5 de la thèse). Une partie des travaux également présentés dans cette section (travaux ayant trait aux fractures ouvertes) est détaillée dans l'article 3 (Chapitre 7 de la thèse). L'étude quantitative des réseaux de fractures est affectée par des biais d'orientation et d'échantillonnage, ainsi que par la distribution généralement inégale des données à l'échelle d'un territoire. À cette difficulté s'ajoute généralement le manque de données dans la zone intermédiaire, intervalle rarement étudié dans le cadre de projets hydrogéologiques ou pétroliers/gaziers, mais qui contrôle la vulnérabilité des aquifères à une contamination potentielle qui pourrait résulter d'activités industrielles en profondeur.

Une approche utilisant des données de fracturation naturelle acquises selon plusieurs méthodes a été proposée dans le cadre de cette thèse afin de caractériser la géométrie du réseau de fractures affectant l'ensemble de la série sédimentaire de la région de Saint-Édouard. Pour cela, des données acquises à partir de plusieurs sources et conséquemment, selon des orientations et des échelles d'observation différentes, ont été compilées (affleurements, puits d'observation, puits profonds verticaux et horizontaux). En se basant sur les données disponibles en surface et en profondeur dans la série sédimentaire, une approche « par analogues » a été utilisée pour caractériser la zone intermédiaire. Un modèle conceptuel du réseau de fractures affectant le Shale d'Utica et sa couverture sédimentaire a ensuite été développé. La démarche qui a été adoptée pour ces travaux a dû être adaptée à la disponibilité des données et celle-ci représente donc une

étape préliminaire à une future évaluation complète de la vulnérabilité des aquifères aux activités effectuées en profondeurs.

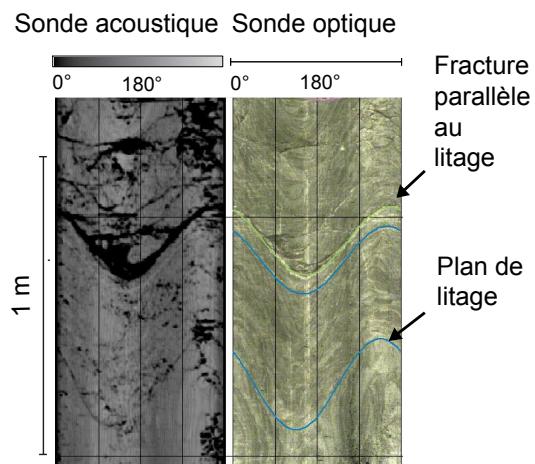
### 3.1.1 Acquisition des données

Des données de fracturation naturelle ont été acquises sur 15 affleurements (un exemple est présenté à la figure 3.1a), 11 puits d'observation hydrogéologiques forés dans le roc peu profond, ainsi que 3 forages profonds de gaz de shale. Ces travaux de forage sont présentés plus en détail dans (Ladevèze *et al.*, 2016) et en Annexe I. Les puits d'observation traversent le roc sur des profondeurs de 15 à 147 m et ont été imaginés à l'aide de sondes acoustiques et optiques (exemple en figure 3.1b). Les détails de la campagne d'imagerie de puits sont présentés dans Crow et Ladevèze (2015). Les puits de gaz de shale ont été imaginés à l'aide d'une sonde de microrésistivité (appelée par la suite sonde FMI - Formation MicroImager), ces données ont été obtenues de *Talisman Energy* (maintenant *Repsol Oil & Gas Canada*) (exemple en figure 3.1c). Les puits concernés sont ici dénommés A, B et C et correspondent respectivement aux puits A266/A276 (Leclercville n°1), A279 (Fortierville n°1) et A283 (Sainte-Gertrude n°1) tels que référencés dans le Système d'information géoscientifique pétrolier et gazié du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Les sections verticales des forages ont été imaginées dans les intervalles de profondeurs suivants : 1470-2080 m pour le puits A, 560-2320 m pour le puits B et 590-2050 m pour le puits C (comprenant des portions variables dans le Groupe de Lorraine et dans le Shale d'Utica). Les sections horizontales des puits de gaz de shale ont toutes été forées dans le Shale d'Utica (sur des longueurs de 1000, 970 et 920 m, pour les puits A, B et C respectivement).

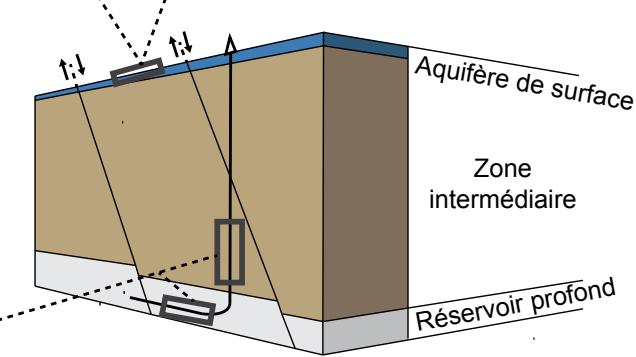
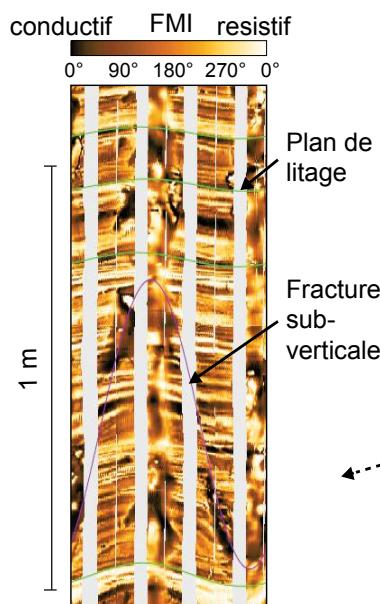
a. affleurement



b. puits d'observation peu profond



c. puits gazier



**Figure 3.1 Exemples de données de fracturation utilisées : a. d'affleurement du roc, b. de sonde acoustique et optique dans les puits d'observation de l'aquifère superficiel et c. de sonde FMI dans des puits gaziers.**

Les caractéristiques des fractures ont été mesurées le long des puits et sur les affleurements en utilisant la méthode de la ligne de mesure (*scanline method*) (Hudson & Priest, 1983; Priest, 1993). Lorsque les affleurements étaient trop petits et qu'il était impossible d'effectuer les mesures le long d'une ligne suffisamment longue (idéalement plus de 20-30 m), une mesure de toutes les fractures observables a été faite (*areal sampling method*) (Priest, 1993; Wu & Pollard, 1995).

### 3.1.2 Principales familles de fractures

Quatre familles de fractures ont été définies. L'ordre de formation des familles a également pu être mis en évidence en examinant les relations d'intersection des fractures entre elles (les fractures les plus récentes se terminant généralement dans les fractures les plus anciennes) ainsi qu'en effectuant une analyse des relations entre les attitudes des fractures et la formation des différentes générations de plis. Trois familles de fractures subverticales ont été identifiées et numérotées (F1, F2 et F3) selon leur ordre relatif de formation. Les fractures F1 ont une direction nord-est et sont orientées perpendiculairement aux fractures F2 et aux plans de litage. Les fractures dénommées ici F1 et F2 correspondent aux deux familles de fractures précédemment observées dans le domaine parautochtone proche de la région d'étude (Bertrand *et al.*, 2003). Ces deux familles ont pu être observées partout dans l'intervalle profond et peu profond. Les fractures F3 ont une direction ouest-nord-ouest ; celles-ci sont beaucoup moins fréquentes que les fractures F1 et F2 mais ont aussi pu être observées dans les deux intervalles. Des fractures parallèles au litage ont également été abondamment observées en surface, mais n'ont pas été observées dans l'intervalle profond.

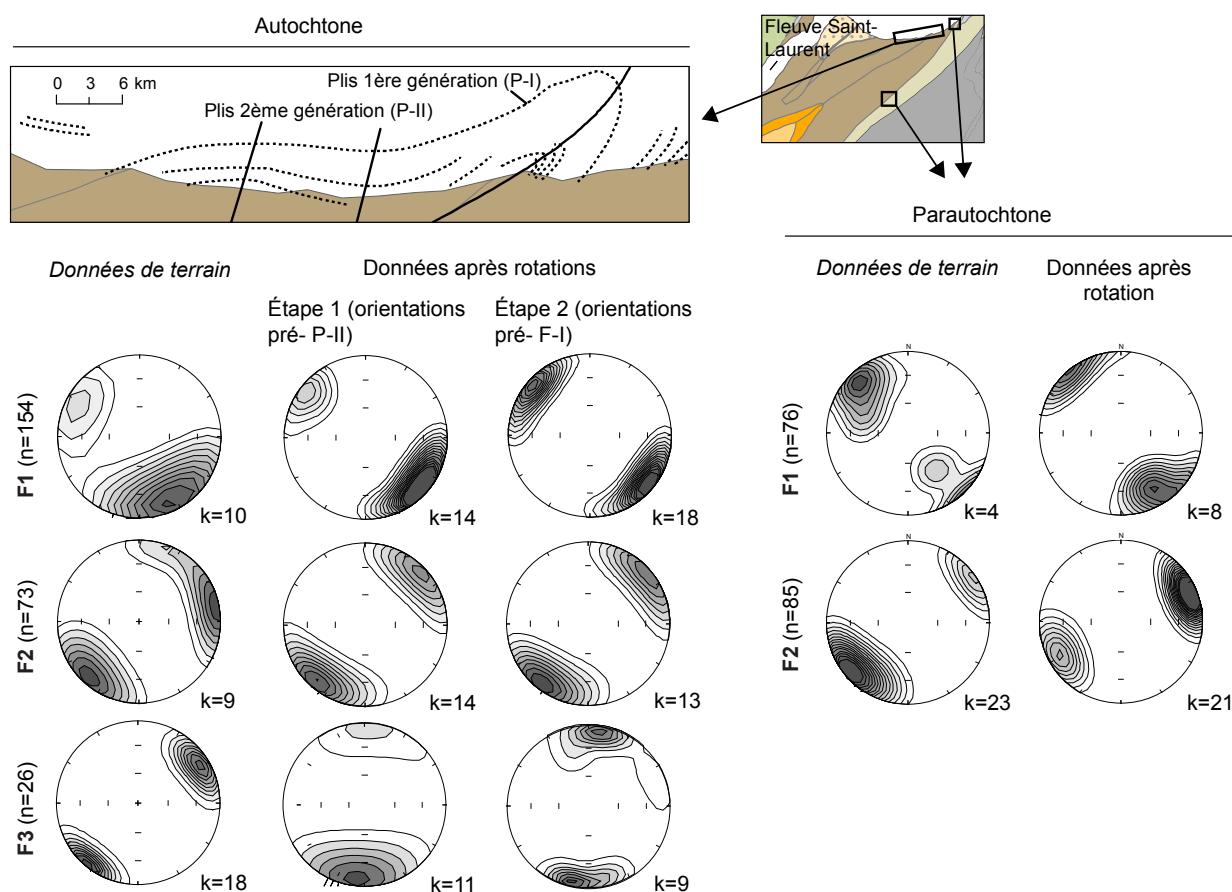
Les espacements des fractures ont été mesurés pour caractériser l'organisation spatiale de ces structures. Des variogrammes ont été produits en utilisant les données d'espacement des fractures pour évaluer si les distributions des fractures dans l'espace étaient aléatoires ou non. Cette analyse variographique a été effectuée en utilisant les données collectées sur des lignes de mesure suffisamment longues. Dans le cas du projet Saint-Édouard, cette analyse a été faite sur les données des sections horizontales des trois puits profonds, situés dans le Shale d'Utica. Les fractures F2 ont été observées quand les fractures F1 étaient présentes. Les fractures F1 semblent concentrées dans des corridors. Dans les siltites du Groupe de Lorraine, les fractures F1 et F2 ne sont pas regroupées en corridors, mais sont réparties de façon uniforme. Ces siltites sont densément fracturées, probablement du fait de leur caractère plus fragile (*brittle*) que le shale du Groupe de Lorraine. Enfin, les fractures F3 ont préférentiellement été observées dans le Shale d'Utica plutôt que dans les shales du Groupe de Lorraine. Les observations montrent donc que le Shale d'Utica est plus densément fracturé que les shales du Groupe de Lorraine, ce qui est vraisemblablement dû à un contrôle lithologique puisque celui-ci est plus calcaieux et qu'il a en conséquence un indice de fragilité (*brittleness index*) plus élevé (Séjourné, 2017).

### 3.1.3 Caractérisation de la zone intermédiaire (ZI)

L'acquisition de données de fractures en surface est plus facile et moins onéreuse que celle en profondeur. Pour cette raison, de nombreux travaux ont visé à caractériser des réservoirs profonds à partir de données de surface (Antonellini & Mollema, 2000; Gale *et al.*, 2014; Larsen *et al.*, 2010; Lavenu *et al.*, 2013; Vitale *et al.*, 2012). Du fait de la quasi-absence de données sur les fractures dans la zone intermédiaire de la région de Saint-Édouard et de la similitude des familles de fractures en surface et dans le réservoir de shale, il est apparu intéressant d'utiliser les données disponibles dans ces deux intervalles pour caractériser indirectement la ZI. Cependant, avant d'adopter cette approche pour la série sédimentaire de la région d'étude, le contexte géologique local et les contrôles sur la formation des fractures ont dû être analysés. En effet, différents mécanismes peuvent initier la formation de fractures et ces mécanismes peuvent se produire à des profondeurs différentes. Ainsi, pour démontrer que les fractures observées en surface étaient le reflet des structures présentes en profondeur, il a fallu vérifier que les fractures de surface ne sont pas uniquement le résultat de processus de surface, mais qu'elles sont plutôt les témoins de processus géologiques ayant eu lieu en profondeur avant l'exhumation des roches maintenant exposées en surface. En effet, certains processus tels que la décompaction de la roche dans un contexte d'érosion ou de soulèvement tectonique ou isostatique, peuvent initier le développement de réseaux de fractures en surface uniquement (Budai *et al.*, 2002; Engelder, 1985; English, 2012; Gale *et al.*, 2014). En profondeur, ce sont principalement les champs de contraintes liés à des mouvements tectoniques ou à des modifications de la pression des pores qui contrôlent la formation et la propagation des fractures.

Une rotation des orientations de fractures mesurées en surface a été effectuée pour définir l'ordre de formation relatif des fractures par rapport aux différentes générations de plis qui ont affecté les unités de couverture de la région d'étude. Une origine pré-plissement des fractures, et donc pré-érosion de la séquence sédimentaire, confirmerait leur origine profonde. En effet, ce sont environ 5 km de roches qui ont été érodés dans le secteur avant le plissement des unités (Héroux & Bertrand, 1991; Yang & Hesse, 1993). Les rotations consistent à repositionner horizontalement les plans de fractures, selon les attitudes qu'ils avaient avant le plissement. Le principe étant que si les attitudes de fractures sont plus homogènes au sein d'une même famille après la rotation, il peut être déduit que la formation de la famille de fractures est antérieure à la

formation du pli. Les pôles des plans de fracture ont été affichés sur des stéréonets tout au long de l'analyse et le degré de dispersion des données sur cette sphère a été quantifié en utilisant le paramètre  $k$  (Fisher, 1953). Des valeurs plus élevées de  $k$  sont associées à un meilleur regroupement des données sur le stéréonet. Dans le domaine autochtone, contrairement aux fractures F3, les fractures F1 et F2 sont mieux regroupées après les rotations (Figure 3.2). Dans le domaine parautochtone, les fractures F1 sont également mieux regroupées sur le stéréonet après rotation, tandis que l'agencement de l'attitude des fractures F2 n'est pas sensiblement améliorée après rotation (Figure 3.2).



**Figure 3.2 Évolution du regroupement des attitudes de fractures en fonction des principaux épisodes de plissement observés dans la région d'étude. Les deux générations de plis (P-I et P-II) dans le domaine autochtone ont été documentées dans Pinet (2011).**

Cette analyse indique que les fractures F1 et F2 ont probablement été formées avant les épisodes de plissement majeurs qui ont affecté la région. Les fractures F1 et F2 ont été observées dans

toute la série sédimentaire et ont donc probablement une origine profonde commune. Malgré leur origine syn- ou post-plissement, le fait que les fractures F3 aient été principalement observées en profondeur élimine l'hypothèse d'une origine tardive liée à la décompaction par exemple.

Les attitudes communes des trois familles subverticales de fractures observées en surface et en profondeur, ainsi que leur probable origine profonde suggèrent donc que les observations réalisées dans ces deux intervalles peuvent être extrapolées à la zone intermédiaire. Cependant, les lithologies sont différentes dans ces deux intervalles (shales argileux et siltites du Groupe de Lorraine dans la zone intermédiaire; shales calcaieux du Shale d'Utica dans le réservoir). Un contrôle lithologique sur la distribution des fractures dans ces deux intervalles est donc probable. Cependant, les données suggèrent qu'au sein d'un même corridor, les fractures F1 et F2 ont les mêmes espacements dans les deux intervalles géologiques. En conséquence, l'extrapolation des données du réservoir gazier à la zone intermédiaire est jugée possible, mais une certaine prudence est de mise, particulièrement en ce qui concerne les données d'espacement des corridors entre eux et les données d'espacement des fractures F3.

### 3.1.4 Modèles conceptuels de fracturation

Les données disponibles en surface et en profondeur, ainsi que la validité de l'utilisation de ces données comme analogues de la zone intermédiaire, ont permis de proposer des modèles conceptuels du réseau de fractures dans les unités de couverture (incluant l'aquifère rocheux en surface) des domaines autochtone (Figure 3.3a) et paraautochtone (Figure 3.3b), ainsi que dans le réservoir profond (Figure 3.3c).

Une représentation des fractures dans des Volumes Élémentaires Représentatifs (VER) a également été proposée pour les siltites et shale du secteur étudié (figures 3.3d et 3.3e). La taille de ces VER a été déterminée à partir des données de longueur et d'espacement des fractures tel que suggéré par Oda (1985 et 1988) et Odling *et al.* (1999). Le VER correspond au volume minimum d'échantillonnage des fractures dans lequel leurs caractéristiques restent les mêmes (volume minimal d'homogénéisation) (Bear, 1972). Ces VER sont d'intérêt pour ensuite explorer les propriétés hydrauliques du massif fracturé.

### Fracturation à l'échelle de la série sédimentaire

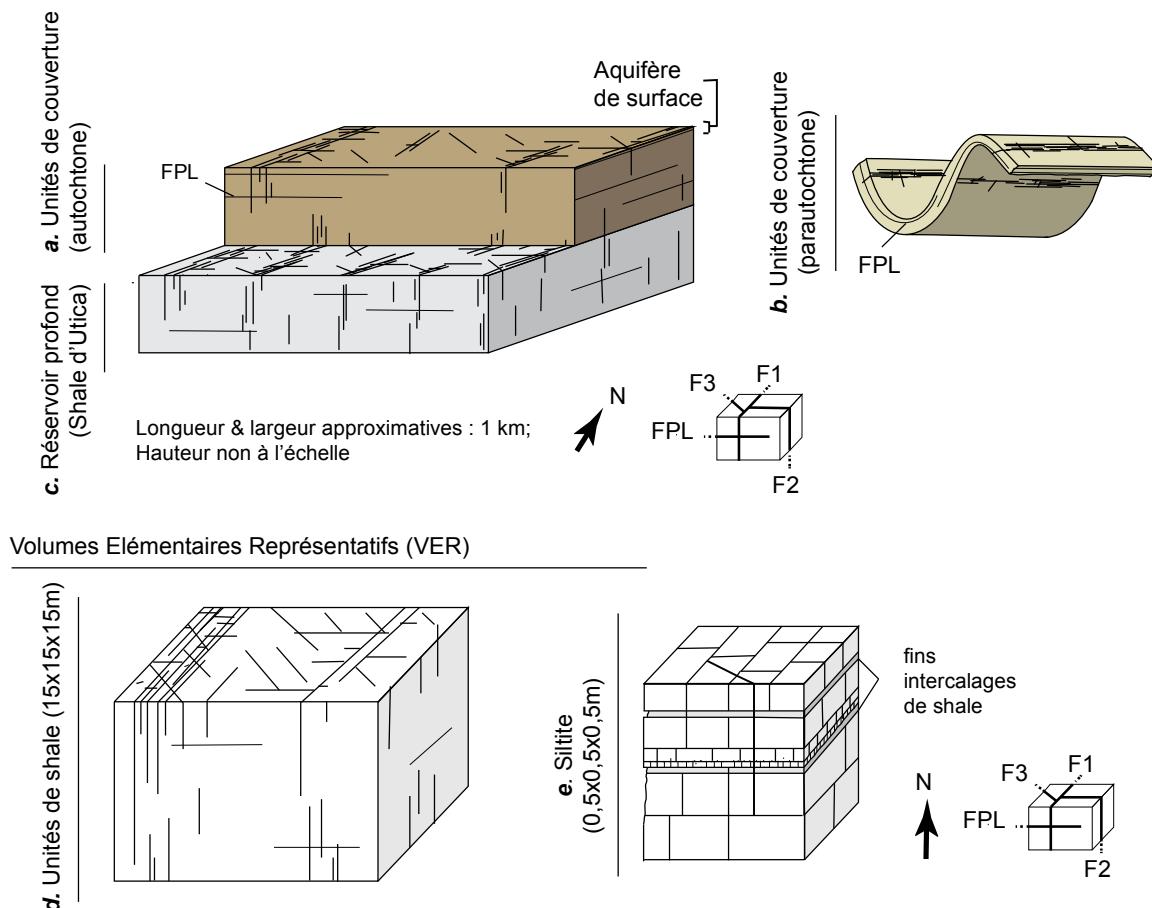
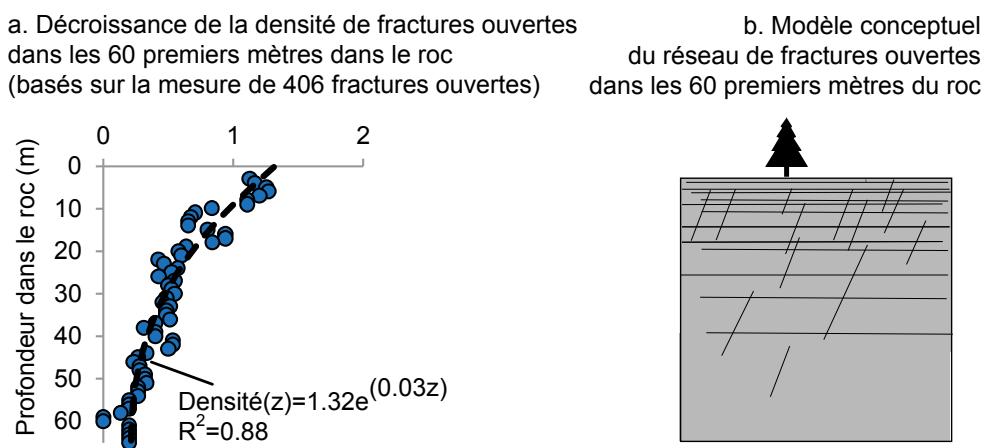


Figure 3.3 Modèles conceptuels du réseau de fractures de la région de Saint-Édouard.

Les modèles conceptuels de fracturation présentés à la Figure 3.3 ne considèrent pas l'ouverture des fractures. Or, plusieurs fractures ouvertes donc pouvant potentiellement faciliter le transport de fluides, ont été identifiées dans les diagraphies acquises dans les puits d'observation peu profonds et les puits gaziers. La mesure des ouvertures de certaines de ces fractures a également été possible. Dans les puits d'observation, 13 mesures ont été faites à partir des données de sonde acoustique (Crow & Ladevèze, 2015). Dans les puits gaziers, 28 valeurs d'ouverture avaient été estimées par l'industrie à partir des données de sonde FMI (*Formation Micro Imager*). À partir de ces données d'ouvertures de fractures, des tendances de répartition de ces fractures ouvertes ont été recherchées pour bonifier les modèles de la figure 3.3.

Aucune tendance ne s'est dégagée à partir des données disponibles dans les puits verticaux profonds. Par contre, il a été noté que la majorité des fractures ouvertes appartenaient à la famille F1. Dans les puits d'observation peu profonds, une décroissance exponentielle de la densité de fractures ouvertes (subverticales et parallèles au litage) a été observée dans les 60 premiers mètres de roc, la majeure partie de ces dernières étant concentrées dans les 30 premiers mètres (figure 3.4a). De plus, le fait que ces fractures soient ouvertes quelles que soient leurs orientations suggèrent qu'elles sont bien interconnectées dans les premiers 60 m de roc. Un modèle conceptuel présentant le réseau de fractures ouvertes présent dans l'intervalle « aquifère superficiel » est également proposé dans cette figure (figure 3.4b).



**Figure 3.4 Réseau de fractures ouvertes dans l'aquifère rocheux superficiel : a) variation de la densité de fractures ouvertes selon la profondeur dans le roc et b) modèle conceptuel.**

### 3.1.5 Perspectives

L'approche utilisée pour caractériser la ZI et brièvement décrite dans cette section a permis de mettre en lumière les avantages et les limites de l'utilisation conjointe de données de surface et profondes pour la caractérisation des réseaux de fractures de la zone intermédiaire. Les modèles conceptuels proposés ne sont valides que pour la région de Saint-Édouard. Cependant, l'approche pourrait être d'intérêt pour d'autres projets dans lesquels la géométrie des réseaux de fractures affectant une succession sédimentaire doit être identifiée.

Une des limites importantes identifiées est que les méthodes d'observation (relevés sur affleurements ou dans des puits) ne permettent pas une évaluation précise des longueurs et

surtout de l'extension verticale des plans de fracture. Ce paramètre est pourtant critique pour évaluer l'existence de potentiels cheminements préférentiels pour des fluides entre le réservoir profond et la surface. Dans ces conditions, une telle évaluation pourrait bénéficier : 1) de l'analyse des propriétés hydrauliques des fractures et 2) de l'évaluation de l'existence des conditions favorables à la migration ascendante de fluides, telles que la présence d'un gradient hydraulique suffisant.

### 3.2 Réseaux de fractures et confinement des aquifères

Dans cette section sont présentés les travaux d'évaluation des conditions de confinement de l'aquifère rocheux fracturé dans la région de Saint-Édouard. Ces travaux sont présentés en détail dans l'article 2 de cette thèse (Chapitre 6).

L'évaluation des conditions de confinement d'un aquifère est cruciale pour la compréhension et la caractérisation de l'écoulement dans cet aquifère. Les solutions analytiques développées pour estimer les propriétés hydrauliques des aquifères à partir d'essais hydrauliques (Butler, 1997; Krusemann & De Ridder, 1994), ainsi que certaines méthodes d'estimation de la recharge (Healy, 2010; Healy & Cook, 2002) sont en effet basées sur la connaissance de ces conditions. Cette évaluation est aussi d'importance pour évaluer le potentiel aquifère d'une unité géologique puisqu'il est lié à la porosité de drainage dans le cas des aquifères libres, alors qu'il est principalement lié à la compaction dans le cas des aquifères captifs (Fetter, 2001).

L'objectif des travaux résumés ici est de comparer l'efficacité de la méthode de la fonction de réponse barométrique (FRB ou mieux connue sous son nom anglais : *Barometric Response Function – BRF*) à deux autres méthodes conventionnelles dans l'évaluation des conditions de confinement dans un contexte d'aquifère sédimentaire fracturé. Il a été précédemment démontré que la fonction de réponse barométrique (FRB) permet de définir les conditions de confinement (Butler et al., 2011; Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002). Il sera montré que les méthodes conventionnelles peuvent conduire à des résultats divergents et conséquemment à une évaluation erronée des conditions de confinement. Malgré les bénéfices liés à l'utilisation de la FRB et le fait que les données requises soient relativement facilement accessibles, cette méthode est rarement utilisée dans le cadre d'évaluation des ressources en eau souterraine. Ceci est

probablement dû au fait que les résultats obtenus n'ont presque jamais été comparés à ceux des méthodes conventionnelles. Ce travail vise justement à faire une telle comparaison et à montrer que cet outil permet d'améliorer la compréhension du rôle des fractures sur les conditions de circulation de l'eau souterraine.

### **3.2.1 Problèmes associés au diagnostic du confinement des aquifères fracturés**

La caractérisation des conditions de confinement se fait généralement en évaluant les propriétés hydrauliques et l'épaisseur des dépôts recouvrant l'aquifère considéré (ci-après nommée la « méthode des hydrofaciès »). Dans ce genre d'approche, la caractérisation des conditions de confinement d'un aquifère, même fracturé, se fait typiquement en ne considérant que les unités granulaires sus-jacentes étant donné qu'il est difficile d'évaluer l'hétérogénéité du milieu fracturé (par exemple l'extension et les caractéristiques des couches aquifères et aquitard non fracturées). L'étude des hydrogrammes de puits (ci-après nommée la méthode des fluctuations piézométriques) peut également permettre l'évaluation des conditions de confinement. Cependant, ces deux méthodes ne sont pas standardisées et s'appuient en grande partie sur le jugement professionnel. Des résultats divergents peuvent donc être obtenus selon la méthode utilisée et l'utilisateur.

### **3.2.2 Données et méthodes utilisées pour la caractérisation du confinement**

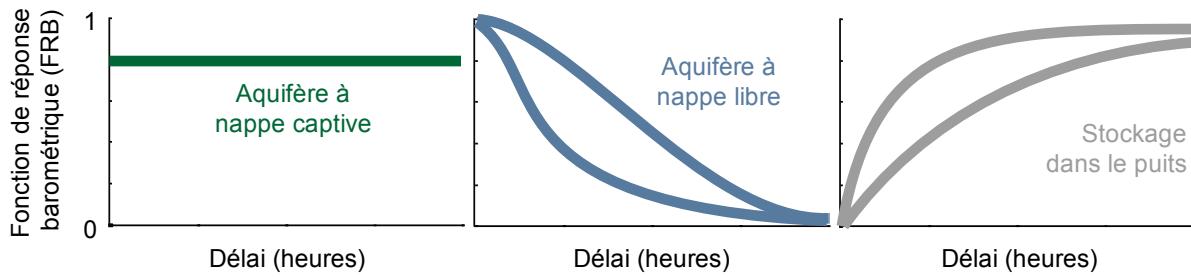
L'approche utilisée dans ces travaux est basée sur les données détaillées acquises dans 10 puits d'observation recouvrant des dépôts quaternaires et des unités sédimentaires fracturées de la région de Saint-Édouard. La campagne de forage et les caractéristiques de l'ensemble des puits sont présentées dans Ladevèze *et al.* (2016) et résumés à l'Annexe I. Dans cette synthèse des travaux présentée ici, seuls les résultats de trois puits typiques de la région sont présentés. L'ensemble des résultats peut être consulté au Chapitre 7.

La méthode des hydrofaciès est basée sur la caractérisation des propriétés hydrauliques et sur l'épaisseur des dépôts recouvrant l'aquifère, la plupart du temps en se basant sur des données de forage (Rahi & Halihan, 2013). Le principe est de définir des intervalles stratigraphiques qui ont des propriétés hydrauliques semblables. Ceux-ci sont appelés « hydrofacies » (Anderson, 1989). Ensuite, une épaisseur minimale d'une unité hydrostratigraphique pratiquement imperméable est

arbitrairement définie (cette définition pouvant être raffinée selon la quantité/qualité de données disponibles). La présence de celle-ci sera considérée comme indicatrice du confinement de l'aquifère sous-jacent. Ici, les critères de classification des unités hydrostratigraphiques précédemment définis dans des études régionales menées dans la Province de Québec (Carrier *et al.*, 2013; Lefebvre *et al.*, 2015), ainsi que le code hydrostratigraphique présenté dans Parent *et al.* (2008), ont été utilisés. Selon ces critères, un aquifère à nappe captive est recouvert d'au moins 5 m de sédiments fins (argiles, silts). À l'inverse, un aquifère à nappe libre est recouvert par moins de 1 m de ces unités, ou moins de 3 m de tills fins à moyens. Les aquifères à nappes semi-captives constituent la classe intermédiaire entre les aquifères à nappes captives et libres. Pour démontrer la subjectivité de cette méthode, une deuxième série de critères a également été utilisée dans l'article 2 de la thèse afin de comparer leurs résultats, mais cet exercice n'est pas présenté dans cette synthèse.

La méthode des fluctuations piézométriques est basée sur le fait que dans les aquifères à nappes libres, la variation des niveaux d'eau mesurés dans les puits est directement contrôlée par les épisodes de précipitation et de recharge (Healy & Cook, 2002). Ainsi, des fluctuations rapides et des amplitudes élevées à la suite de ces épisodes seront observées dans les puits installés dans un aquifère libre. À l'inverse, un aquifère à nappe captive présentera des fluctuations moins bien corrélées à ces épisodes et des amplitudes amorties.

La méthode de la fonction de réponse barométrique (FRB) est basée sur les relations entre les variations des niveaux d'eau (NE) dans le puits et de pression barométrique (PB). Il a été démontré que ces variations étaient inverses dans le cas d'aquifères à nappes parfaitement captives (Jacob, 1940). Le degré de relation entre les variations de NE et de PB peut être quantifié par l'efficacité barométrique (EB) (Freeze & Cherry, 1979). La FRB est en fait simplement une mesure de l'EB en fonction du délai suivant une variation de PB. Les courbes théoriques de FRB pour les deux types de conditions de confinement ainsi que le comportement associé à l'emmagasinement (stockage) dans un puits (Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002) sont présentées à la figure 3.5. Il est à noter que les courbes estimées à partir de données de terrain sont souvent des combinaisons de ces courbes théoriques.

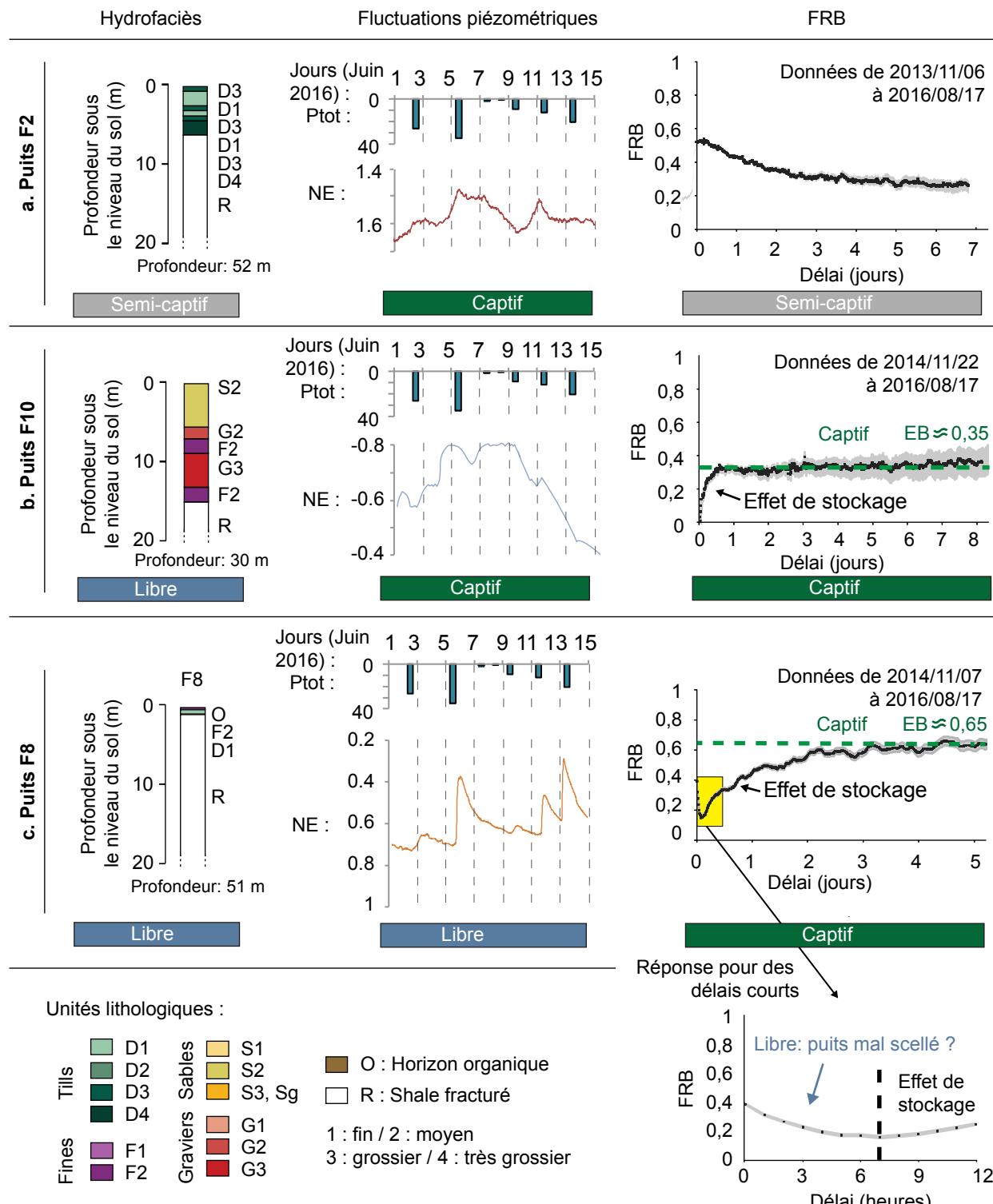


**Figure 3.5 Courbes théoriques pour le diagnostic du confinement des aquifères : figure modifiée de Rasmussen et Crawford (1997) et Spane (2002).**

Pour cette étude, la FRB a été calculée à l'aide des séries de NE et de PB acquises dans 10 puits d'observation sur une période de 2 ans (entre 2014 et 2016) toutes les 15 minutes. Le logiciel *KGS\_BRF* (Bohling *et al.*, 2011), intégré dans le logiciel d'analyse de données d'hydrogrammes de puits *GWHAT* (Gosselin *et al.*, 2017), a été utilisé pour estimer la FRB.

### 3.2.3 Comparaison des méthodes

La comparaison des résultats obtenus avec les trois méthodes d'évaluation des conditions de confinement pour trois puits de la région étudiée est présentée à la figure 3.6. La stratigraphie du puits F2 (Figure 3.6a) suggère que les sédiments présents au-dessus du roc fracturé, selon les critères utilisés ici, devraient entraîner des conditions semi-captives dans l'aquifère fracturé. La méthode des fluctuations piézométriques semblerait plutôt indiquer des conditions captives. La FRB montre l'existence d'un aquifère à nappe semi-captive. Le puits F10 (figure 3.6b) est installé dans un aquifère à nappe libre selon la méthode des hydrofaciès, ou bien dans un aquifère à nappe captive selon les deux autres méthodes. Le puits F8 (figure 3.6c) serait dans un aquifère à nappe libre en se basant sur les résultats obtenus par les deux méthodes conventionnelles. Cependant, la FRB révèle plutôt le comportement d'un aquifère à nappe captive sur des délais de plusieurs jours. Le caractère apparemment libre de ce puits, pour des délais de quelques heures suite à une variation de la pression barométrique (PB), serait vraisemblablement relié à un mauvais scellement du puits (entre les sédiments de surface et le roc) qui entraîne l'infiltration des précipitations et du ruissellement le long des parois. Cette caractéristique a d'ailleurs été confirmée lors de la réalisation d'essais hydrauliques. Enfin, des effets de stockage peuvent être observés dans les FRB des puits F10 et F8 et sont dus aux faibles conductivités hydrauliques de l'aquifère fracturé dans lequel les puits sont installés.



**Figure 3.6 Comparaison des types de confinement identifiés selon trois méthodes de diagnostic utilisées pour les puits d'observation : a. F2, b. F10 et c. F8. FRB : fonction de réponse barométrique; EB : efficacité barométrique; NE : niveaux d'eau dans les puits ; Ptot : précipitations totales.**

Les différents cas présentés à la figure 3.6 illustrent bien les différences de diagnostic qui peuvent être obtenues selon la méthode choisie. Contrairement aux autres méthodes, la FRB est basée sur une variable directe obtenue *in situ* (fluctuation du niveau d'eau dans le puits sous l'influence de variations barométriques) qui est directement reliée aux propriétés hydrauliques de l'aquifère et qui intègre l'effet des couches sus-jacentes. Ceci contraste avec la méthode des hydrofaciès qui est basée sur une évaluation subjective des critères utilisés pour définir le type de confinement et une estimation souvent très approximative des propriétés et de l'épaisseur des couches sus-jacentes à l'aquifère, qui exclut d'ailleurs souvent le roc fracturé lui-même. La méthode des fluctuations piézométriques est aussi basée sur une évaluation subjective de l'allure des courbes et de leur corrélation (ou non) avec les précipitations. De plus, à l'inverse des autres méthodes, la FRB est basée sur un paramètre quantitatif (l'efficacité barométrique) et des courbes théoriques de comportement (Figure 3.5) clairement définies dans la littérature (Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002). Pour ces raisons, l'interprétation du confinement de l'aquifère est jugée beaucoup plus fiable à partir de la FRB qu'à partir des méthodes conventionnelles.

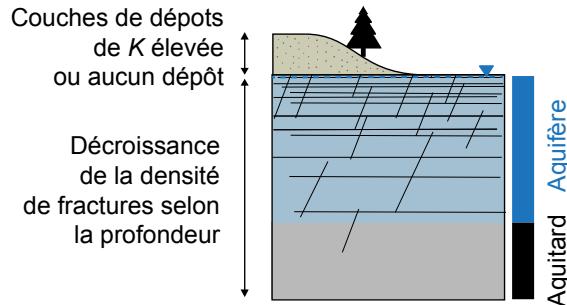
### **3.2.4 Avantages de la méthode FRB pour la caractérisation des aquifères sédimentaires fracturés**

En plus de mettre en évidence la supériorité de la FRB pour l'évaluation du confinement d'un aquifère fracturé ainsi que pour l'identification des problèmes liés à l'installation des puits, son utilisation a permis de raffiner le modèle conceptuel de fracturation dans les premiers 60 m du roc fracturé de la région de Saint-Édouard.

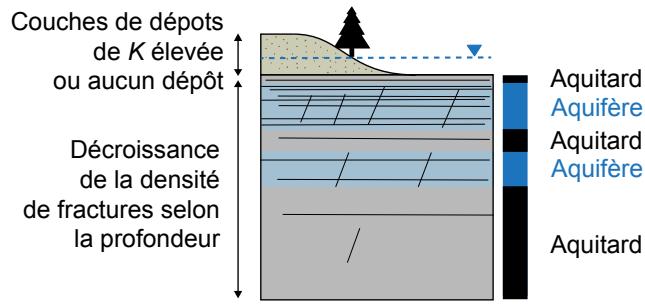
Dans la section 3.1.4 de la thèse (voir aussi la figure 3.4), il a été montré que la distribution des fractures ouvertes dans le roc fracturé peu profond suivait une décroissance exponentielle en fonction de la profondeur dans le roc. De plus, le fait que ces fractures soient ouvertes quelles que soient leurs orientations suggéraient qu'elles sont bien interconnectées dans les premiers 60 m de roc. Ainsi, tel que présenté à la figure 3.7a, si aucun dépôt meuble n'est présent en surface ou si seulement des dépôts perméables sont présents, l'utilisation de la méthode des hydrofaciès pour l'évaluation du confinement conduit à une classification d'aquifère libre. En conséquence, si les fractures avaient effectivement une bonne interconnexion, un aquifère fracturé à nappe

libre, continu depuis la surface du roc sur une épaisseur d'environ 60 m, serait présent. Or, l'estimation du type de confinement obtenue en utilisant la méthode FRB dans 10 forages lors du projet, a montré que l'aquifère sédimentaire fracturé de la région de Saint-Édouard était toujours semi-captif à captif. Il semble donc qu'une ou des couches de roc non fracturé, constituant un/des aquitard(s), sont vraisemblablement présentes (intercalées ou non entre des intervalles fracturés) au-dessus de l'intervalle fracturé pour lequel les données piézométriques sont disponibles (figure 3.7b). Ces intervalles aquitards pourraient à eux seuls confiner l'aquifère rocheux, quelles que soient l'épaisseur et les propriétés des dépôts non consolidés sus-jacents.

a. Modèle conceptuel initial considérant un réseau de fractures bien interconnectées



b. Modèle conceptuel amélioré pour la région : alternance d'aquifères / aquitards : les fractures subhorizontales sont peu connectées avec les fractures verticales



Conditions de confinement

Méthode des hydrofaciès : Libre

Méthode de la FRB : Libre

Libre

Captive / semi-captive

**Figure 3.7 Modèles conceptuels de l'aquifère sédimentaire fracturé et de son confinement diagnostiqué selon la méthode utilisée : a. les fractures sont bien interconnectées et b. des couches aquitards et aquifères peuvent être définies en fonction de la présence ou de l'absence d'interconnexion des fractures.  $K$ : Conductivité hydraulique.**

### 3.3 Discontinuités structurales et potentielle migration de fluides

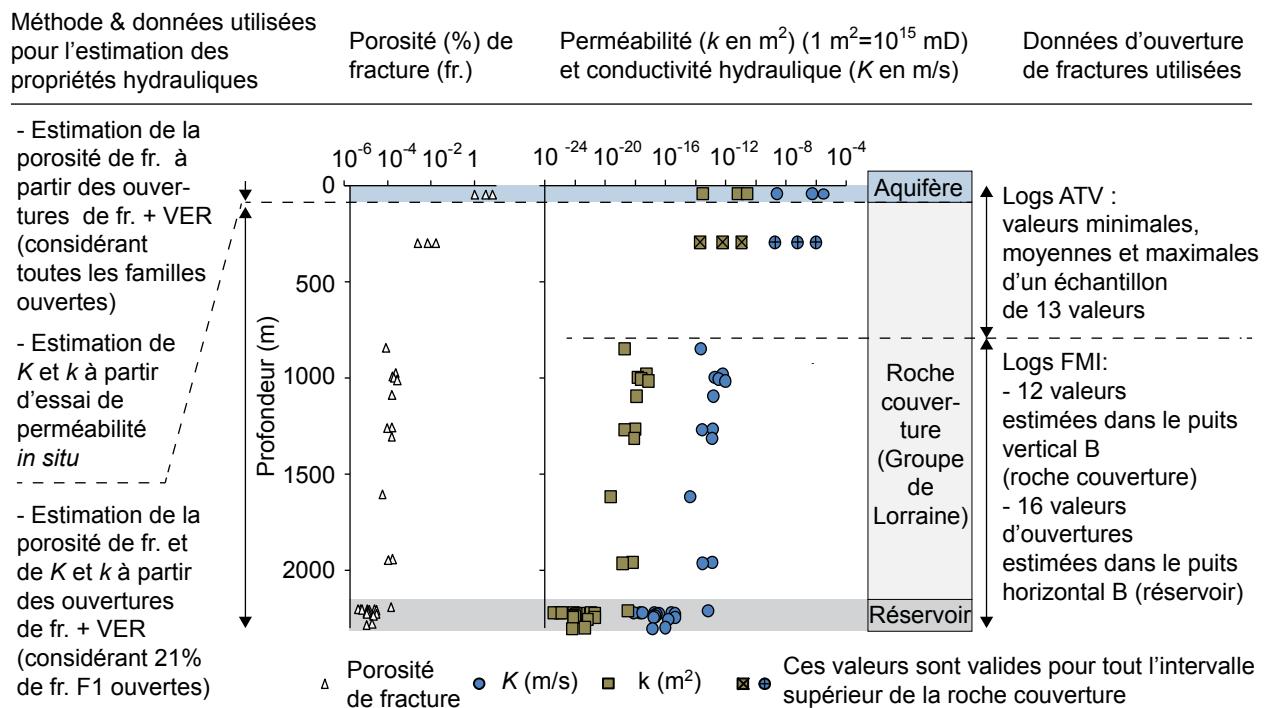
Cette section porte sur l'étude du rôle des fractures naturelles et des failles sur une potentielle migration de fluides dans le secteur de Saint-Édouard. Ces travaux font l'objet de l'article 3 de la thèse (Chapitre 7).

La nécessité de mieux comprendre et représenter les chemins préférentiels potentiels de migration de fluides, depuis un réservoir pétrolier ou gazier jusqu'aux aquifères de surface, a été soulignée dans de nombreux travaux de recherche (Birdsell *et al.*, 2015; Gassiat *et al.*, 2013; Kissinger *et al.*, 2013; Reagan *et al.*, 2015). De plus, le besoin d'utiliser des données de terrain plutôt que des données théoriques ou moyennes pour une région afin d'obtenir des résultats plus représentatifs a également été souligné par Jackson *et al.* (2013).

L'objectif de ce travail était d'étudier plus spécifiquement les fractures ouvertes et les zones de failles, c'est-à-dire les structures via lesquelles une migration pourrait avoir lieu, en se servant entre autres de la caractérisation du réseau de fractures affectant le réservoir profond et ses unités de couverture ayant précédemment été caractérisé dans la région d'étude (Ladevèze *et al.*, 2017). La présence potentielle de certaines failles à une profondeur de quelques centaines de mètres seulement avait été identifiée lors de la réinterprétation de données sismiques acquises par l'industrie gazière sur ce site (Lavoie *et al.*, 2016). Cependant, ces observations préliminaires ne permettaient pas à elles seules d'évaluer la contribution des discontinuités structurales à une potentielle migration ascendante des fluides. Tout comme pour les données de fractures, très peu de données hydrogéologiques (notamment hydrauliques) ont été collectées dans la zone intermédiaire. Pour évaluer le potentiel de migration de fluides à travers la zone intermédiaire, des données acquises par l'industrie gazière en profondeur par diagraphies ont été mises en relation avec des données hydrogéologiques acquises en surface. Les résultats obtenus montrent que ce type de données, ainsi que l'approche proposée, apportent des éléments importants qui permettent d'améliorer la compréhension du rôle des discontinuités sur la circulation des fluides dans la zone intermédiaire.

### **3.3.1 Réseau de fractures ouvertes**

À partir des données d'ouverture disponibles (diagraphies acquises dans les puits peu profonds et dans les puits gaziers) ainsi que du volume élémentaire représentatif défini pour les unités de shale (section 3.1.4), les propriétés hydrauliques (porosité de fracture et perméabilité) des fractures ont été définies. La perméabilité a été estimée à partir de la loi cubique (Bear, 1993; Snow, 1968). Le but de cette analyse était de proposer une estimation semi-quantitative des propriétés hydrauliques du réseau de fractures basée sur les données disponibles et de démontrer les avantages et les limites de l'utilisation du modèle conceptuel de fracturation pour évaluer le potentiel de migration à travers le réseau de fractures naturelles. La figure 3.8 présente les propriétés hydrauliques estimées (porosité, perméabilité et conductivité hydraulique) en fonction des profondeurs auxquelles les ouvertures de fractures utilisées pour le calcul avaient été estimées. Ainsi, ces travaux ont montré que contrairement aux aquifères de surface, les fractures ouvertes présentes plus en profondeur ne contribuent que très faiblement à la porosité totale de la roche. Dans ces intervalles profonds (zone intermédiaire et réservoir de gaz), des valeurs extrêmement faibles de perméabilité ont également été estimées avec cette méthode. Ces valeurs se situent dans les intervalles rapportés dans la littérature pour la matrice rocheuse des unités du Groupe de Lorraine et du Shale d'Utica (BAPE 2010; Séjourné *et al.*, 2013).



**Figure 3.8 Variation selon la profondeur de la porosité de fractures et de la perméabilité estimées à partir du modèle conceptuel de la fracturation et des données disponibles d'ouverture de fractures. Les valeurs sont présentées aux profondeurs auxquelles les ouvertures de fractures ont été mesurées. ATV : Acoustic Televiewer (sonde acoustique) ; fr : fracture ; FMI : Formation Micro Imager ; VER : Volume Élémentaire Représentatif des unités de shale.**

Malgré les limites liées aux méthodes d'estimation des fractures ouvertes (Davatzes & Hickman, 2010; Witherspoon *et al.*, 1980) et d'évaluation de la perméabilité à partir de l'ouverture des fractures (Berkowitz, 2002; Moreno *et al.*, 1990), les valeurs estimées suggèrent que le réseau de fractures naturelles a un rôle très limité dans la circulation des fluides à l'échelle de la séquence sédimentaire.

Ainsi, deux compartiments hydrogéologiques ont pu être définis selon la profondeur dans la plate-forme sédimentaire du secteur de Saint-Édouard. Les premiers 60 m correspondent à l'aquifère superficiel. Dans cet intervalle, la densité de fractures ouvertes décroît avec la profondeur. La majeure partie de ces fractures sont présentes dans les 30 premiers mètres. Cette concentration est probablement à mettre en relation avec les processus de décompaction de la roche ainsi qu'avec la réouverture préférentielle de fractures préexistantes sous l'influence de processus de surface tels que les épisodes de glaciation et de déglaciation (Martini *et al.*, 1998;

Wladis *et al.*, 1997). Le deuxième compartiment hydrogéologique correspond aux unités sous-jacentes à l'aquifère rocheux de surface. Ici, la contrainte *in situ* maximale horizontale de compression est orientée nord-est(Konstantinovskaya *et al.*, 2012), ce qui explique vraisemblablement pourquoi seules les fractures de la famille F1 ont une proportion significative de fractures ouvertes. Cette orientation préférentielle des fractures ouvertes implique donc une importante anisotropie de la conductivité hydraulique dans ces intervalles profonds et une faible interconnexion des fractures ne favorisant pas l'écoulement sur de grandes distances.

### 3.3.2 Zones de failles

Aucun essai hydraulique n'a été réalisé en profondeur dans les zones de failles du secteur à l'étude. En l'absence de telles données, il est difficile d'estimer le contrôle exercé par ces structures sur les écoulements dans la zone intermédiaire. En conséquence, notre approche pour évaluer une potentielle contribution des zones de failles à la migration ascendante de fluides s'est basée sur des données de terrain typiquement disponibles dans ce genre de contexte (mesures sur des affleurements, inspection de carottes et analyses sur celles-ci, journaux de forage, interprétation de lignes sismiques et de diagraphies, etc.) afin d'obtenir une interprétation semi-quantitative.

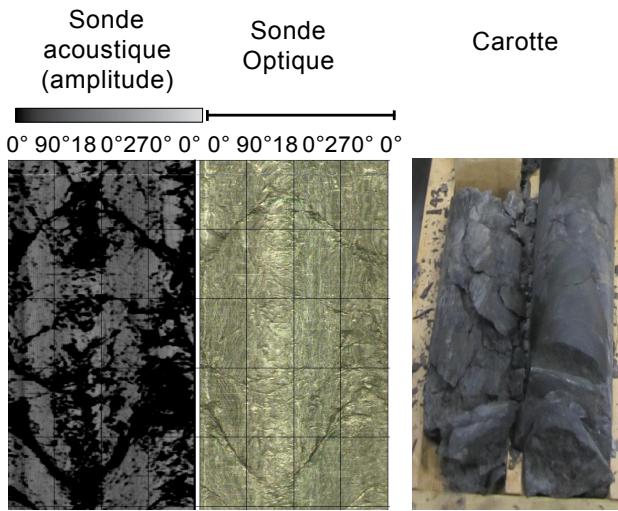
Dans le secteur de Saint-Édouard, deux types de failles sont présentes, soit des failles normales et de chevauchement. Les failles normales se retrouvent principalement en bordure ouest de la Plate-forme du Saint-Laurent. Leur pendage élevé, combiné à la réduction de l'épaisseur de la plate-forme du sud-est vers le nord-ouest, fait que ces structures constituerait le chemin le plus court entre le réservoir de gaz et les aquifères de surface. Les failles de chevauchement sont également concentrées en bordure de la plate-forme, mais au sud-est de la région, dans le domaine parautochtone. À cause du faible pendage de ces failles et de l'épaisseur plus importante de la zone intermédiaire à cet endroit, les chemins de migration potentiels associés à ces discontinuités structurales se prolongeraient sur de beaucoup plus grandes distances.

Des particules fines argileuses ont été observées dans les carottes de roches et dans les diagraphies optiques des puits d'observation peu profonds installés dans les unités affectées par des failles de chevauchement dans le domaine parautochtone (Figure 3.9a). Ce matériau fin, appelé gouge de faille, est issu du broyage des unités de shale par cisaillement dans les failles

(Lehner & Pilaar, 1997; Sibson, 1977; Sperrevik *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 1978). La présence de gouge permet généralement de conclure que l'écoulement à travers la zone de faille ou à l'intérieur de celle-ci est impossible ou extrêmement limité (Freeman *et al.*, 1998; Yielding *et al.*, 1997). Des essais au débitmètre dans les puits (Crow & Ladevèze, 2015) ainsi que des tests *in situ* de perméabilité à charge variable (couramment appelés *slug tests*) ont été réalisés dans les puits d'observation peu profonds du secteur de Saint-Édouard (Ladevèze *et al.*, 2016) et ont montré que la circulation de l'eau était quasi-inexistante à proximité des plans de failles de chevauchement.

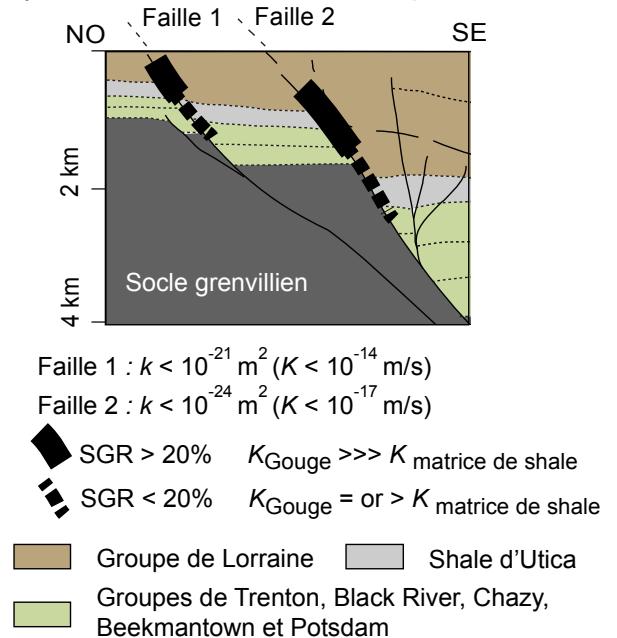
Une évaluation du comportement hydraulique du cœur des failles normales (présentes en bordure nord-ouest de la zone d'étude) a été réalisée en se basant sur le volume de shale (contenu en argile) des couches géologiques ainsi que sur la distance de déplacement de ces dernières le long du plan de faille (méthode appelée « Shale Gouge Ratio » - SGR). D'après les valeurs types de SGR présentées dans Freeman *et al.* (1998) et Yielding *et al.* (1997), les valeurs estimées dans la zone d'étude ( $SGR > 20\%$  ; voir Figure 3.9b) suggèrent que les plans de failles affectant le Shale d'Utica et les unités sus-jacentes seraient scellés. Une relation empirique reliant la perméabilité du cœur de la faille à son volume de shale et à la profondeur d'enfouissement de la roche (Sperrevik *et al.*, 2002) a également été utilisée. En effet, un enfouissement profond s'accompagne d'une diagenèse et d'une compaction de la roche, ce qui contribue à la réduction de la porosité et de la perméabilité des unités (Sperrevik *et al.*, 2002). Tel que mentionné à la section 3.1, environ 5 km de roche ont été érodés dans le secteur (Héroux & Bertrand, 1991; Yang & Hesse, 1993) et les unités de la zone intermédiaire sont principalement composées de shale. En conséquence, de très faibles valeurs de perméabilité ont été trouvées tout le long des plans de failles normales ( $k < 10^{-21} \text{ m}^2$  ; voir Figure 3.9b).

a. Puits de surface (diagraphies, carottes) : présence de gouge dans les zones de failles de chevauchement



b. Évaluation des propriétés hydrauliques du cœur des plans de failles normales:

Système de failles de la Rivière Jacques-Cartier

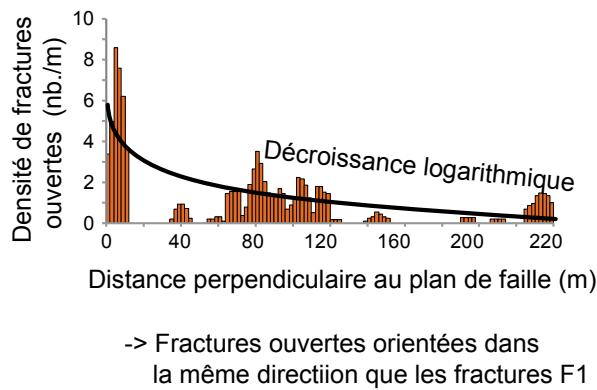


**Figure 3.9 Informations issues de données de terrain soulignant le caractère vraisemblablement scellé des failles (a) de chevauchement et (b) des failles normales du secteur d'étude. Localisation de la coupe géologique : voir figure 2.2.  $\kappa$  : perméabilité exprimée en  $\text{m}^2$  ( $1 \text{ m}^2 = 10^{15} \text{ mD}$ );  $K$  : conductivité hydraulique du cœur de la faille; SGR : Shale Gouge Ratio.**

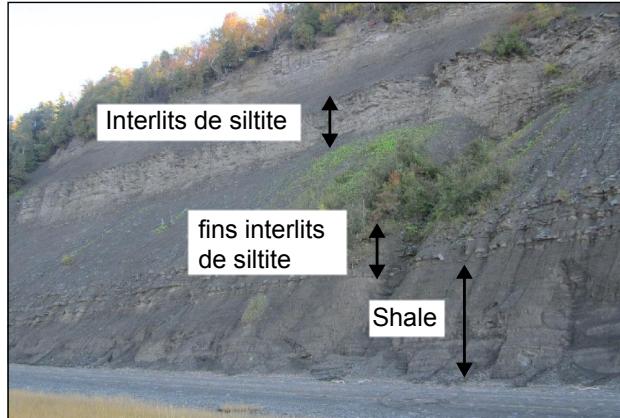
Malgré le caractère vraisemblablement scellé du cœur des plans de failles, les données profondes de diagraphies FMI acquises dans les puits de gaz de shale (sections horizontales) ont montré que certaines fractures étaient ouvertes et que celles-ci étaient majoritairement orientées dans la même direction que les fractures de la famille F1 et concentrées à proximité des zones de failles de chevauchement (Figure 3.10a), appelées « zones de dommages ». Par ailleurs, les siltites densément fracturées (voir le VER à la figure 3.3e et l'illustration en figure 3.10b) pourraient potentiellement augmenter la perméabilité de la zone de faille normale. Ces siltites ont pu être charriées dans les plans de failles et pourraient ainsi avoir augmenté leur perméabilité. Des observations similaires ont également été faites par Bense et Person (2006) dans des alternances de shale et de siltite affectées par des failles. Cependant, cette possible augmentation de la perméabilité du cœur de la faille serait limitée à la portion supérieure de cette zone de faille normale(de l'ordre de quelques centaines de mètres) puisque les siltites sont principalement

présentes dans les unités sommitales du Groupe de Lorraine (Séjourné *et al.*, 2013). Ceci permettrait d'ailleurs d'expliquer la présence de saumure dans certains puits d'observation peu profonds (~50 m), à proximité de la faille de la Rivière Jacques-Cartier (Bordeleau *et al.*, 2017).

a. Puits profond horizontal de gaz de shale (puits A) : décroissance de la densité de fractures ouvertes dans les plans de failles de chevauchement :



b. Présence de siltite dans le Groupe de Lorraine (unités concentrées dans la portion supérieure du groupe à l'échelle de la succession sédimentaire)



**Figure 3.10 Informations issues de données de terrain suggérant une possible présence de zones plus perméables à proximité des plans de failles : a. concentration de fractures ouvertes à proximité d'une faille normale ; b. nombreux interlits de siltite dans les unités sommitales du Groupe de Lorraine, possiblement entraînés dans les plans de failles.**

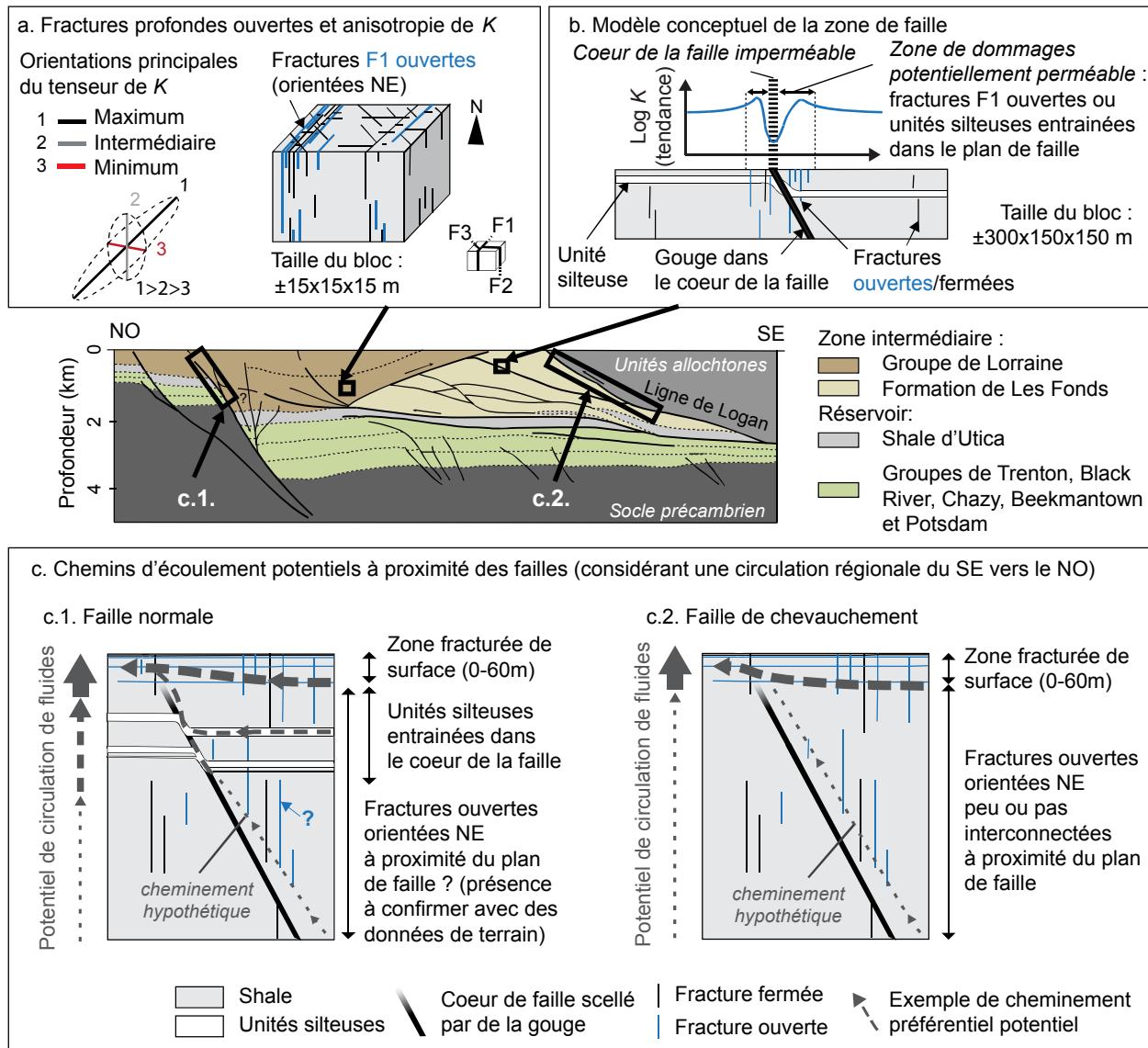
### 3.3.3 Conceptualisation des voies potentielles de circulation

Malgré le manque de données (notamment hydrauliques) et les limites des méthodes de caractérisation indirectes utilisées, des éléments importants pour l'évaluation du rôle des discontinuités structurales sur la circulation des fluides ont pu être tirés de ces données de terrain. Les conclusions sont présentées ci-dessous.

En surface (0-60 m), l'aquifère rocheux présente un dense réseau de fractures ouvertes et interconnectées. Sous cet horizon, le réseau de fractures naturelles ouvertes ne semble pas pouvoir fournir de voies préférentielles de migration et la circulation des fluides à l'échelle de la succession sédimentaire semble extrêmement limitée. En effet, les fractures ouvertes en

profondeur étant préférentiellement orientées dans la direction de la famille F1, la possibilité d'interconnexions entre celles-ci est forcément restreinte (Figure 3.11a).

Conceptuellement, les zones de failles auraient un comportement de type « barrière-conduit » en ce qui concerne la circulation de fluides, tel que proposé par Caine *et al.* (1996). Les plans de faille sont pratiquement imperméables du fait de la présence de gouge. Les zones de dommages associées aux failles pourraient par contre avoir des perméabilités plus élevées et ainsi potentiellement constituer des chemins de migration vers la surface (Figure 3.11b). Cependant, l'ouverture préférentielle d'une seule famille de fractures (orientées dans la même direction) dans les zones de failles de chevauchement entraîne une très faible interconnexion de ces fractures ouvertes, limitant ainsi très fortement la possibilité de migration des fluides dans les zones de dommages (Figure 3.11c.2). Dans la zone de plans de la faille normale, une certaine migration de fluides est possible dans la portion supérieure du Groupe de Lorraine dû au charriage d'interlits de siltite plus perméables en leur centre (coeur), mais très peu plausible plus en profondeur (Figure 3.11c.1). Ainsi, les données présentement disponibles ne suggèrent pas que des voies préférentielles de migration à travers la succession sédimentaire existent. Les modèles conceptuels présentés à la figure 3.11 pourraient toutefois être raffinés si de nouvelles données de terrain étaient disponibles dans la zone d'étude.



**Figure 3.11** Modèles conceptuels pour la possibilité de circulation des fluides via le réseau de fractures ouvertes et à proximité des zones de failles : a. contrôle des fractures ouvertes en profondeur (roche couverture et réservoir) sur l'orientation du tenseur de la conductivité hydraulique ( $K$ ) ; b. schématisation de la variation de la perméabilité à proximité des zones de failles; c. potentielles contributions des zones de failles à la circulation des fluides dans les deux types de zones de failles (Localisation de la coupe géologique : voir figure 2.2).

Les paramètres et caractéristiques des fractures naturelles et des failles qui contrôlent la migration verticale des fluides à travers les unités de couverture sont récapitulés au tableau 3.1.

Des exemples issus de l'étude menée dans le secteur de Saint-Édouard sont également présentés pour illustrer comment ces paramètres peuvent limiter ou favoriser une migration potentielle. En regard de ceux-ci, il ne semble pas exister de chemin préférentiel de migration entre le réservoir de gaz et l'aquifère en surface dans cette région. Ce récapitulatif pourrait servir de base pour d'autres études dans lesquelles le contrôle exercé par les discontinuités structurales sur la migration des fluides vers la surface est également critique.

**Tableau 3.1 Récapitulatif des paramètres concernant les fractures naturelles et les failles qui doivent être examinés pour évaluer la présence potentielle de migration des fluides à travers la roche couverture. SH<sub>max</sub> : contrainte *in situ* maximale horizontale ; Fr. : fracture; Gr. : Groupe; k : perméabilité (typiquement exprimée en m<sup>2</sup>).**

Paramètres et caractéristiques	Présence de fr. ouvertes dans la série sédimentaire	Orientation des fr. versus contrainte SH <sub>max</sub> actuelle	Distribution des fr. ouvertes dans la série	Ouverture des fr. en profondeur	Porosité de fr.	Perméabilité (k) de fr.
	Favorise	Fr. F1 parallèles à SH <sub>max</sub> et donc potentiellement ouvertes	-	-	-	-
Contrôle sur la circulation de fluides dans le secteur de Saint-Édouard	Présence confirmée	Fr. ouvertes sont parallèles les unes aux autres : faible interconnexion	Fr. F2 et F3 probablement fermées	Distribution hétérogène des fr. F1	Faible ouverture	Faible porosité
	Limite	Fr. ouvertes sont parallèles les unes aux autres : faible interconnexion	Fr. F2 et F3 probablement fermées	Distribution hétérogène des fr. F1	Faible ouverture	Faibles valeurs de k
Paramètres et caractéristiques	Présence de fr. ouvertes à proximité des failles	Orientation des fr. ouvertes versus contrainte SH <sub>max</sub> actuelle	Lithologies	Propriétés du cœur de la faille	Pendage des failles	
	Présence de fr. ouvertes à proximité des plans de chevauchement	Fractures orientées NE parallèles à SH <sub>max</sub> et donc potentiellement ouvertes	Siltites dans la portion supérieure de la roche couverture	Faille normale : lits de siltites charriés dans le cœur (dans la partie sommitale du Gr. de Lorraine)	Faille normale: pendages élevés (trajets de migration plus courts)	
Contrôle sur la circulation de fluides dans le secteur de Saint-Édouard	Fr. ouvertes sont parallèles les unes aux autres : faible interconnexion	-	Unités de shale de faible k	Présence de gouge	Failles de chevauchement : pendages faibles (cheminements plus longs)	
	Limite	-	Unités de shale de faible k	Présence de gouge	Failles de chevauchement : pendages faibles (cheminements plus longs)	



## **CHAPITRE 4. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**

### **4.1 Conclusions générales**

Le développement des activités d'exploration et d'exploitation de ressources non conventionnelles en hydrocarbures telles que le gaz de shale a soulevé de nombreuses préoccupations environnementales, particulièrement dans l'est du Canada. Ces préoccupations incluent notamment le potentiel de contamination des eaux souterraines lors de la fracturation hydraulique. Les seules voies naturelles (excluant ainsi les puits de gaz défectueux) où de la migration de fluides serait envisageable entre le réservoir de shale et la surface, soit sur de très grandes distances, sont les zones de failles et les réseaux de fractures.

Cette thèse de doctorat avait comme objectif d'évaluer le rôle des failles et des réseaux de fractures naturelles sur la circulation des fluides au sein de trois intervalles dans la région de Saint-Édouard-de-Lotbinière (Québec, Canada) : l'aquifère rocheux de surface utilisé pour l'approvisionnement en eau, la zone intermédiaire et le réservoir de gaz (Shale d'Utica). La région d'étude a fait l'objet de travaux d'exploration de la part de l'industrie gazière de 2006 à 2010, avant qu'un moratoire *de facto* ne soit mis en place. Cette région dépend en grande partie de l'eau souterraine pour son approvisionnement en eau potable et elle est située à proximité de plusieurs failles. De plus, le puits de St-Édouard avait fourni des résultats prometteurs lors des essais de production. Pour ces raisons, un projet portant sur la vulnérabilité des aquifères dans cette région a démarré en 2012, incluant les travaux de cette thèse, afin de déterminer si les activités liées au développement de gaz de shale pourraient affecter la qualité de l'eau souterraine advenant la reprise de ces activités. L'ensemble des travaux de ce doctorat s'appuie directement sur des données de terrain acquises sur des affleurements, dans des puits d'observation peu profonds, ainsi que dans des puits gaziers profonds.

Quatre familles de fractures naturelles ont pu être définies, dont trois sont subverticales et réparties dans l'ensemble de la succession sédimentaire du secteur de Saint-Édouard. Deux intervalles hydrogéologiques ont été définis en fonction des différentes contributions du réseau de fractures aux propriétés hydrauliques des unités géologiques. Le premier intervalle correspond à l'aquifère rocheux de surface, situé approximativement entre 0 et 60 m de profondeur dans le

roc du secteur étudié. À cet endroit, les fractures sont nombreuses et majoritairement ouvertes, quelles que soient leurs attitudes. Ces fractures sont donc bien interconnectées et leur ouverture peut atteindre quelques millimètres, facilitant ainsi la circulation des fluides. Ces ouvertures importantes des fractures (quelle que soit leur orientation) sont probablement reliées aux processus de surface ayant affecté le massif rocheux, incluant des phénomènes tels que les épisodes de glaciation/déglaciation et la décompactation de la roche résultant de l'érosion et du soulèvement tectonique. Les données disponibles suggèrent que le nombre de fractures ouvertes décroît avec la profondeur dans les aquifères. Au sein de cette tendance générale, il a toutefois été mis en évidence que des intervalles non fracturés jouant le rôle d'aquitards sont souvent présents et confinent les horizons fracturés qui servent d'unités aquifères. Le deuxième intervalle hydrogéologique correspond à toutes les unités situées sous l'aquifère rocheux de surface (soit à plus de 60 m de profondeur dans le roc, ce qui inclue la zone intermédiaire et le réservoir de gaz de shale). Dans cet intervalle hydrogéologique, seules quelques fractures (environ 20%) d'une seule famille sont ouvertes, soient celles qui sont orientées selon la contrainte *in situ* maximale horizontale de compression. Ceci implique vraisemblablement une forte anisotropie des conductivités hydrauliques et une très faible interconnexion de ces fractures, donc une circulation très limitée.

L'étude du potentiel de migration ascendante des fluides a permis de conclure, à partir des données de terrain disponibles, que le réseau naturel de fractures et les failles de cette région étaient peu susceptibles de constituer des chemins préférentiels pour la migration de fluides entre le réservoir profond de gaz de shale et l'aquifère superficiel. En effet, les fractures ouvertes dans le second compartiment hydrogéologique sont peu nombreuses, généralement orientées parallèlement les unes aux autres et présentent des ouvertures très faibles, limitant ainsi grandement la perméabilité du massif rocheux. Certaines caractéristiques des zones de failles suggèrent qu'une perméabilité plus élevée pourrait exister à proximité de celles-ci, probablement en lien avec le charriage de siltites perméables dans le cœur des zones de failles et avec la présence de fractures ouvertes plus nombreuses dans les zones de dommages des failles de chevauchement. Ceci pourrait faciliter la migration en présence d'un gradient hydraulique suffisant. Cependant, le fait que les siltites perméables soient concentrées dans la portion supérieure du Groupe de Lorraine et que les fractures dans les zones de dommages soient mal interconnectées indique qu'une augmentation de perméabilité ne pourrait être que locale (ou à

tout le moins sur une distance limitée). Ces interprétations pourraient évidemment être raffinées si davantage de données devenaient disponibles dans le futur.

## **4.2 Contributions originales de la thèse**

Un des problèmes auquel il faut faire face pour évaluer la vulnérabilité des aquifères de surface aux activités industrielles réalisées en profondeur, telles que l'exploration et l'exploitation de ressources non conventionnelles d'hydrocarbures, est le manque de données dans la zone intermédiaire (ZI) séparant l'aquifère de surface du réservoir profond. Pour contourner ce problème, une approche originale d'interprétation combinant des données hydrogéologiques acquises en surface à des données profondes collectées par l'industrie gazière a été développée dans le cadre de ce doctorat. Cette approche a eu deux retombées importantes pour le projet mené dans la région de Saint-Édouard. Premièrement, il a été montré qu'il est possible et pertinent, lorsque le contexte géologique du secteur s'y prête, d'utiliser des données de fracturation de surface et profondes comme analogues du réseau de fractures affectant la ZI. Deuxièmement, il a été montré que cette approche d'utilisation conjointe des données de surface/profondes peut permettre d'améliorer significativement la compréhension des caractéristiques hydrauliques des réseaux de fractures naturelles et des zones de failles présentes dans la ZI. Plusieurs caractéristiques de ces structures sont d'intérêt pour évaluer une potentielle migration au travers de la ZI et celles-ci ont été identifiées lors de l'étude.

Les caractéristiques des failles et des réseaux de fractures définies dans le cadre de cette thèse, ainsi que leur rôle dans la circulation des fluides, sont uniquement valides pour le secteur étudié dans la Plate-forme du Saint-Laurent. Cependant, ce travail pourra inspirer et orienter d'autres études dans lesquelles des caractéristiques des discontinuités structurales doivent également être évaluées afin de déterminer si des voies de migration préférentielles pour des fluides sont présentes. Ici, l'approche a été appliquée dans un contexte d'exploration d'un réservoir profond de gaz de shale afin d'évaluer l'intégrité de la ZI. L'évaluation de cette intégrité serait aussi pertinente, par exemple, pour des projets de séquestration géologique du dioxyde de carbone. En outre, la démarche développée pourrait également apporter des éléments d'intérêt pour identifier les caractéristiques de zones perméables en profondeur, comme dans le cadre d'une étude de potentiel géothermique d'une unité géologique profonde.

Une autre contribution originale de ce doctorat découle de l'utilisation de la fonction de réponse barométrique (FRB) pour déterminer le type de confinement d'un aquifère rocheux fracturé. Dans ce type d'aquifère, le confinement est complexe à évaluer, du fait que certains horizons non fracturés du roc lui-même peuvent confiner des intervalles fracturés sous-jacents étant donné que la répartition des fractures au sein du massif rocheux est souvent très hétérogène. Or, les méthodes conventionnelles utilisant typiquement les caractéristiques et épaisseurs des couches de sédiments non consolidés sus-jacentes et les hydrogrammes de puits, ne permettent généralement pas de diagnostiquer la présence de tels horizons non fracturés, tandis que la méthode de la FRB, combinée à une bonne connaissance de la région et du puits, permet de le déduire. Le diagnostic des conditions de confinement (aquifère à nappe libre, semi-captive ou captive) a des implications importantes pour la caractérisation des ressources en eaux souterraines. La FRB a également permis d'identifier des problèmes tels qu'une mauvaise étanchéité du puits.

### 4.3 Perspectives

À la suite de cette thèse, plusieurs suggestions peuvent être formulées pour de futurs travaux de recherche. Afin d'améliorer les approches de caractérisation des structures qui affectent la zone intermédiaire (ZI) pour laquelle peu de données sont disponibles, les suggestions sont les suivantes :

- La méthode par analogues devrait être appliquée à d'autres contextes géologiques dans lesquels des informations sont disponibles sur la ZI afin de valider la qualité des résultats obtenus et de mieux définir les conditions d'applicabilité de l'approche.
- Afin de favoriser la collecte de données dans la ZI lors de forages profonds, il serait important de développer des collaborations entre les organismes publics et l'industrie. Ceci afin d'assurer l'acquisition de données dans cette zone, tout en rendant leur consultation et leur diffusion possible dans le cadre d'études environnementales. De telles collaborations contribueraient à assurer la neutralité des projets environnementaux liés au développement de ressources profondes et faciliteraient l'acceptabilité sociale de ces projets.

Plusieurs pistes de travaux peuvent également être suggérées pour raffiner l'approche utilisée pour évaluer le potentiel de migration à travers la ZI :

- Il a été souligné lors de la thèse qu'une des limites importantes des méthodes existantes de caractérisation des réseaux de fractures est la difficulté à estimer l'extension des fractures. Cette difficulté pourrait être contournée en développant, par exemple, des méthodes d'imagerie géophysique des longueurs de fractures et en mettant à contribution les techniques de traçage isotopique.
- En profondeur, il serait intéressant d'utiliser des approches hydromécaniques pour mieux comprendre le contrôle des contraintes actuelles sur la circulation des fluides.
- Plusieurs relations empiriques reliant les paramètres physiques des roches (degré de compaction, teneur en argiles, etc.) et leurs perméabilités ont été proposées dans la littérature pour des contextes géologiques précis. Il serait important de poursuivre des travaux visant à améliorer ou à standardiser ce genre de relations, ceci afin d'élargir leurs conditions d'applicabilité.
- En plus d'identifier la présence de chemins préférentiels, il faudrait obtenir les données nécessaires pour pouvoir déterminer si un gradient hydraulique suffisant existe dans la succession sédimentaire pour favoriser la circulation de fluides sur de grandes distances à travers la ZI.
- Une modélisation utilisant les données et résultats acquis au cours de cette thèse permettrait de vérifier certaines hypothèses et probablement d'améliorer la compréhension de ce système hydrogéologique. Idéalement, il faudrait tenir compte du caractère multiphasé (eau, gaz, saumures et potentiellement fluides de fracturation) de l'écoulement en profondeur et des différents mécanismes de transport qui affectent chacune de ces phases (advection, dispersion, diffusion de Knudsen, capillarité, diffusion moléculaire et processus de sorption/désorption).

Enfin, les recommandations suivantes permettraient de poursuivre le développement de la méthode de la fonction de réponse barométrique (FRB) :

- La méthode de la FRB devrait être testée dans d'autres contextes hydrogéologiques connus pour vérifier et améliorer les courbes théoriques « diagnostiques » d'évaluation des conditions de confinement.
- Il a été démontré lors de précédents travaux que l'approche d'estimation de la FRB dans le domaine fréquentiel pouvait servir à estimer les propriétés hydrauliques des dépôts sus-jacents à l'aquifère. Il serait intéressant d'explorer la faisabilité de ces estimations avec la méthode de calcul de la FRB dans le domaine temporel.



## RÉFÉRENCES

- Anderson MP (1989) Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geological Society of America Bulletin* 101(4):501-511.
- Antonellini M & Mollema PN (2000) A natural analog for a fractured and faulted reservoir in dolomite: Triassic Sella Group, northern Italy. *AAPG Bulletin* 84(3):314-344.
- BAPE (2010) Comparaison des shales d'Utica et de Lorraine avec des shales en exploitation, Réponse de la l'APGQ aux questions de la Commission du BAPE sur les gaz de schiste. *Bureau d'Audiences Publiques sur l'Environnement (BAPE)* DB25.
- BAPE (2011) Développement durable de l'industrie des gaz de schiste au Québec, Rapport d'enquête et d'audience publique. *Bureau d'audiences publiques sur l'environnement (BAPE). Bibliothèque et Archives nationales du Québec, Québec City, Canada Report* 273:336.
- BAPE (2014) Les enjeux liés à l'exploration et l'exploitation du gaz de schiste dans le shale d'Utica des basses-terres du Saint-Laurent. Rapport d'enquête et d'audience publique. *Bureau d'audiences publiques sur l'environnement (BAPE). Bibliothèque et Archives nationales du Québec, Québec City, Canada Report* 307:546.
- Barton A; Hickman S & Morin R (1998) Reservoir-Scale fracture permeability in the Dixie Valley, Nevada, geothermal field *Twenty-Third Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* SGP-TR-158:299-306.
- Bazalgette L (2004) Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile : Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs. Thèse de doctorat - Université Montpellier II.
- Bear J (1972) *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications, inc., New York. 789 p
- Bear J (1993) 1 - Modeling Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks. *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*, Academic Press, Oxford<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-083980-3.50005-X>. p 1-37.
- Bear J (2007) Hydraulic of groundwater. Dover Publications. Reprint of the McGraw-Hill, Inc., New York, 1979 edition.
- Bense VF; Gleeson T; Loveless SE; Bour O & Scibek J (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews* 127:171-192.
- Bense VF & Person MA (2006) faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resources Research* 42(W05421).
- Berkowitz B (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25(8-12):861-884.

- Bertrand R; Chagnon A; Malo M; Duchaine Y; Lavoie D & Savard MM (2003) Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51(2):126-154.
- Birdsell DT; Rajaram H; Dempsey D & Viswanathan HS (2015) Hydraulic fracturing fluid migration in the subsurface: A review and expanded modeling results. *Water Resources Research* 51(9):7159-7188.
- Bohling GC; Jin W & Butler JJ (2011) Kansas Geological Survey Barometric Response Function Software User's Guide. Édit Survey KG (The University of Kansas, Lawrence, KS).
- Boothroyd IM; Almond S; Worrall F & Davies RJ (2017) Assessing the fugitive emission of CH<sub>4</sub> via migration along fault zones – Comparing potential shale gas basins to non-shale basins in the UK. *Science of The Total Environment* 580:412-424.
- Bordeleau G; Rivard C; Lavoie D; Lefebvre R; Malet X & Ladevèze P (2017) Geochemistry of groundwater in the St-Edouard area, Quebec, Canada, and its influence on the distribution of methane in the aquifers, *Applied Geochemistry*, sous presse/in press.
- Boro H; Rosero E & Bertotti G (2014) Fracture-network analysis of the Latemar Platform (northern Italy): integrating outcrop studies to constrain the hydraulic properties of fractures in reservoir models. *Petroleum Geoscience* Doi: 10.1144/petgeo2013-007.
- Budai JM; Martini AM; Walter LM & Ku TCW (2002) Fracture-fill calcite as a record of microbial methanogenesis and fluid migration: a case study from the Devonian Antrim Shale, Michigan Basin. *Geofluids* 2(3):163-183.
- Butler JJ (1997) The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests. Kansas Geological Survey, The University of Kansas. Lewis publishers.
- Butler JJ; Jin W; Mohammed GA & Reboulet EC (2011) New Insights from Well Responses to Fluctuations in Barometric Pressure. *Ground Water* 49(4):525-533.
- Caine JS; Evans JP & Forster CB (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24(11):1025-1028.
- Caine JS & Tomusiak SRA (2003) Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 115(11):1410-1424.
- Carrier M-A; Lefebvre R; Rivard C; Parent M; Ballard J-M; Benoit N; Vigneault H; Beaudry C; Malet X; Laurencelle M; Gosselin J-S; Ladevèze P; Thériault R; Beaudin I; Michaud A; Pugin A; Morin R; Crow H; Gloaguen E; Bléser J; Martin A & Lavoie D (2013) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Montérégie Est. Portrait des ressources en eau souterraines en Montérégie Est, Québec, Canada. INRS-ETE Rapport de recherche R-1433:319.
- Castonguay S; Dietrich J; Lavoie D & Laliberté J-Y (2010) Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: insights from interpretation of MRNQ seismic reflection data. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 58(3):219-234.

- Castonguay S; Dietrich J; Shinduke R & 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. *Commission géologique du Canada, Dossier Public* 5328:19p.
- Castonguay S; Séjourné S & Dietrich J (2003) The Appalachian structural front in southern Quebec: Seismic and field evidence for complex structures and a triangle zone at the edge of the foreland thrust belt. *First annual joint meeting of the Geological Society of America – Northeastern Section and the Atlantic Geoscience Society, Halifax 2003*: [http://gsa.confex.com/gsa/2003NE/finalprogram/abstract\\_51232.htm](http://gsa.confex.com/gsa/2003NE/finalprogram/abstract_51232.htm).
- CCA (2014) Environmental impacts of shale gas extraction in Canada. *Council of Canadian Academies (CCA)*:292p.
- CÉES (2014) Rapport synthèse. Évaluation environnementale stratégique sur le gaz de schiste. *Comité d'Évaluation environnementale stratégique (CÉES)*:292p.
- Chen Z; Grasby SE & Osadetz KG (2011) Geological controls on regional transmissivity anisotropy. *Geofluids* 11(2):228-241.
- Clark TH & Globensky Y (1973) Portneuf et parties de St-Raymond et de Lyster - Comtés de Portneuf et de Lotbinière. *Ministère des Richesses Naturelles, Direction Générale des Mines, Rapport Géologique* 148.
- Crow HL & Ladevèze P (2015) Downhole geophysical data collected in 11 boreholes near St.-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Geological Survey of Canada, Open File* 7768:48p.
- Davatzes NC & Hickman SH (2010) Stress, fracture, and fluid-flow analysis using acoustic and electrical image logs in hot fractured granites of the Coso geothermal field, California, USA., in Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bail, Indonesia, 25-29 April 2010.
- de Joussineau G & Petit J-P (2006) Variations in fracture aperture above normal faults: a numerical investigation in 2-D elastic multilayers. *Journal of Structural Geology* 28(4):669-681.
- Denis C & Rouleau A (1991) Relevés structuraux et essais hydrauliques en forage dans le substratum rocheux pollué à Ville-Mercier. Première Conférence canadienne sur la Géotechnique Environnementale, 14 au 16 mai 1991, Montréal.
- Denny SC; Allen DM & Journey JM (2007) DRASTIC-Fm: a modified vulnerability mapping method for structurally controlled aquifers in the southern Gulf Islands, British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal* 15(3):483-493.
- DesRoches A; Butler K & Pelkey S (2013) Influence of fracture anisotropy and lithological heterogeneity on wellfield response in a fluvial sandstone aquifer of the Carboniferous Moncton Subbasin, Canada. *Hydrogeology Journal* 21(3):559-572.
- DesRoches A; Danilescu S & Butler K (2014) Structural controls on groundwater flow in a fractured bedrock aquifer underlying an agricultural region of northwestern New Brunswick, Canada. *Hydrogeology Journal* 22(5):1067-1086.

- Dietrich J; Lavoie D; Hannigan P; Pinet N; Castonguay S; Giles P & Hamblin AP (2011) Geological setting and resource potential of conventional petroleum plays in Paleozoic basins in eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 59(1):54-84.
- Ding W; Li C; Li C; Xu C; Jiu K; Zeng W & Wu L (2012) Fracture development in shale and its relationship to gas accumulation. *Geoscience Frontiers* 3(1):97-105.
- Ding W; Zhu D; Cai J; Gong M & Chen F (2013) Analysis of the developmental characteristics and major regulating factors of fractures in marine–continental transitional shale-gas reservoirs: A case study of the Carboniferous–Permian strata in the southeastern Ordos Basin, central China. *Marine and Petroleum Geology* 45:121-133.
- Ellis MA; Laubach SE; Eichhubl P; Olson JE & Hargrove P (2012) Fracture development and diagenesis of Torridon Group Applecross Formation, near An Teallach, NW Scotland: millennia of brittle deformation resilience? *Journal of the Geological Society* 169(3):297-310.
- Engelder T (1985) Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 7(3–4):459-476.
- Engelder T (2004) Tectonic implications drawn from differences in the surface morphology on two joint sets in the Appalachian Valley and Ridge, Virginia. *Geology* 32(5):413-416.
- Engelder T; Lash GG & Uzcátegui RS (2009) Joint sets that enhance production from Middle and Upper Devonian gas shales of the Appalachian Basin. *AAPG Bulletin* 93(7):857-889.
- English JM (2012) Thermomechanical origin of regional fracture systems. *AAPG Bulletin* 96(9):1597-1625.
- EPA (2016) Hydraulic Fracturing for Oil and Gas: Impacts from the Hydraulic Fracturing Water Cycle on Drinking Water Resources in the United States (Final Report). U.S. Environmental Protection Agency (EPA), Washington, DC EPA/600/R-16/236F:666.
- Ewen C; Borchardt D; Richter S & Hammerbacher R (2012) Hydrofracking Risk Assessment - Executive Summary - Panel of experts Study concerning the safety and environmental compatibility of hydrofracking for natural gas production from unconventional reservoirs. Conference paper presented during the Study Status Conference that was held in Berlin, Germany on 6 and 7 March 2012.
- Faure S; Tremblay A & 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.
- Fetter CW (2001) *Applied Hydrogeology - Fourth Edition*. Prentice Hall, New Jersey. 615 p
- Fisher R (1953) Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 217(1130):295-305.
- Foucault A & Raoult J-F (2010) Dictionnaire de Géologie-7e Edition. Dunod.
- Freeman B; Yielding G; Needham DT & Badley ME (1998) Fault seal prediction: the gouge ratio method. *Geological Society, London, Special Publications* 127(1):19-25.
- Freeze RA & Cherry JA (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. (USA). 604 p

- Gale JFW; Laubach SE; Olson JE; Eichhubl P & Fall A (2014) Natural fractures in shale: A review and new observations. *AAPG Bulletin* 98(11):2165-2216.
- Gassiat C; Gleeson T; Lefebvre R & McKenzie J (2013) Hydraulic fracturing in faulted sedimentary basins: Numerical simulation of potential contamination of shallow aquifers over long time scales. *Water Resources Research* 49(12):8310-8327.
- Gleeson T & Novakowski K (2009) Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: Lineaments in the Canadian Shield. *Geological Society of America Bulletin* 121(3-4):333-347.
- Globensky Y (1987) Géologie des Basses Terres du Saint-Laurent. *Direction Générale de l'Exploration Géologique et minérale du Québec, Gouvernement du Québec* MM 85-02.
- Gosselin J-S; Rivard C; Martel R & Lefebvre R (2017) GWHAT : disponible à/available at: <https://github.com/jnsebgosselin/gwhat>.
- Guerriero V; Mazzoli S; Iannace A; Vitale S; Carravetta A & Strauss C (2013) A permeability model for naturally fractured carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology* 40:115-134.
- Hamblin AP (2006) The “Shale Gas” concept in Canada: a preliminary inventory of possibilities. *Geological Survey of Canada, Open File* 5389:103.
- Harrison SS (1983) Evaluationg system for groundwater contamination hazards due to gas-well drilling on the glaciated appalachian plateau. *Ground Water* 21(6):689-700.
- Healy RW (2010) Estimating groundwater recharge.Cambridge University Press.
- Healy RW & Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1):91-109.
- Heath RC (1983) Basic ground-water hydrology. US Geological Survey. Volume 2220.
- Héroux Y & Bertrand R (1991) Maturation thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28(7):1019-1030.
- Hudson JA & Priest SD (1983) Discontinuity frequency in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 20(2):73-89.
- Jackson RE; Gorody AW; Mayer B; Roy JW; Ryan MC & Van Stempvoort DR (2013) Groundwater Protection and Unconventional Gas Extraction: The Critical Need for Field-Based Hydrogeological Research. *Groundwater* 51(4):488-510.
- Jacob CE (1940) On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 21(2):574-586.
- Kissinger A; Helmig R; Ebigbo A; Class H; Lange T; Sauter M; Heitfeld M; Klünker J & Jahnke W (2013) Hydraulic fracturing in unconventional gas reservoirs: risks in the geological system, part 2. *Environmental Earth Sciences* 70(8):3855-3873.
- Konstantinovskaya E; Malo M & Badina F (2014) Effects of irregular basement structure on the geometry and emplacement of frontal thrusts and duplexes in the Quebec Appalachians: Interpretations from well and seismic reflection data. *Tectonophysics* 637(0):268-288.

- Konstantinovskaya E; Malo M & Castillo DA (2012) Present-day stress analysis of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin (Canada) and implications for caprock integrity during CO<sub>2</sub> injection operations. *Tectonophysics* 518-521:119-137.
- Konstantinovskaya E; Rodriguez D; Kirkwood D; Harris L & 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.
- Krusemann GP & De Ridder NA (1994) *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data - Second Edition (Completely Revised)*.
- Ladevèze P; Rivard C; Lefebvre R; Lavoie D; Parent M; Malet X; Bordeleau G & Gosselin J-S (2016) Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Commission géologique du Canada, Dossier Public* 8036:112.
- Ladevèze P; Séjourné S; Rivard C; Lefebvre R; Lavoie D & Rouleau A (2017) Defining the natural fracture network in a shale gas play and its cover succession; the case of the Utica Shale in eastern Canada, in press. *Journal of Structural Geology* doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.007.
- Larsen B; Grunnalite I & Gudmundsson A (2010) How fracture systems affect permeability development in shallow-water carbonate rocks: An example from the Gargano Peninsula, Italy. *Journal of Structural Geology* 32(9):1212-1230.
- Lash G; Loewy S & Engelder T (2004) Preferential jointing of Upper Devonian black shale, Appalachian Plateau, USA: evidence supporting hydrocarbon generation as a joint-driving mechanism. *Geological Society, London, Special Publications* 231(1):129-151.
- Lash GG & Engelder T (2007) Jointing within the outer arc of a forebulge at the onset of the Alleghanian Orogeny. *Journal of Structural Geology* 29(5):774-786.
- Laurencelle M; Morin R; Lefebvre R; Rivard C; Paradis D; Lavoie D; Benoît N; Carrier M-A & Beaudry C (2011) Initial characterization of fractures and hydraulic properties of the Montérégie Est rock aquifer system. in *Conference proceedings for Geohydro 2011* Quebec city, QC, Canada), p 8.
- Lavenu AP; Lamarche J; Gallois A & Gauthier BD (2013) Tectonic versus diagenetic origin of fractures in a naturally fractured carbonate reservoir analog (Nerthe anticline, southeastern France). *AAPG Bulletin* 97(12):2207-2232.
- Lavoie D (2008) Chapter 3 Appalachian Foreland Basin of Canada. *Sedimentary Basins of the World*, Andrew DM (Édit.) Elsevier, Vol Volume 5. p 65-103.
- Lavoie D; Desrochers A; Dix G; Knight I & Salad Hersi O (2012) The Great American Carbonate Bank in Eastern Canada: An Overview. In: Derby, J.R., Fritz, R.D., Longacre, S.A., Morgan, W.A., Sternbach, C.A. (Eds.), *The Great American Carbonate Bank. The Geology and Economic Resources of the Cambrian–Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia*. *AAPG Memoirs* 98:499-523.
- Lavoie D; Hamblin AP; Theriault R; Beaulieu J & Kirkwood D (2008) The Upper Ordovician Utica Shales and Lorraine Group flysch in southern Québec: Tectonostratigraphic setting

and significance for unconventional gas. *Commission géologique du Canada, Open File* 5900:56.

Lavoie D; Pinet N; Bordeleau G; Ardakani OH; Ladevèze P; Duchesne MJ; Rivard C; Mort A; Brake V; Sanei H & Malet X (2016) The Upper Ordovician black shales of southern Quebec (Canada) and their significance for naturally occurring hydrocarbons in shallow groundwater. *International Journal of Coal Geology* 158:44-64.

Lavoie D; Rivard C; Lefebvre R; Séjourné S; Thériault R; Duchesne MJ; Ahad JME; Wang B; Benoit N & Lamontagne C (2014) The Utica Shale and gas play in southern Quebec: Geological and hydrogeological syntheses and methodological approaches to groundwater risk evaluation. *International Journal of Coal Geology* 126:77-91.

Lefebvre R (2016) Mechanisms leading to potential impacts of shale gas development on groundwater quality. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 10.1002/wat2.1188.

Lefebvre R; Ballard J-M; Carrier M-A; Vigneault H; Beaudry C; Berthot L, Légaré-Couture, G.; Parent M; Laurencelle M; Malet X; Therrien A; Michaud A; Desjardins J; Drouin A; Cloutier MH; Grenier J; Bourgault M-A; Larocque M; Pellerin S; Graveline M-H; Janos D & Molson J (2015) Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'INRS, l'IRDA et le OBV-CA dans le cadre du PACES. Rapport final INRS R-1580, soumis au MDDELCC en mars 2015:300p.

Légaré-Couture G; Parent M & Lefebvre R (2018, en préparation) Cartographie des formations superficielles de la région de Chaudière-Appalaches.

Lehner FK & Pilaar WF (1997) The emplacement of clay smears in synsedimentary normal faults: inferences from field observations near Frechen, Germany. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Moller-Pedersen P & Koestler AG (Édit.) Elsevier, Vol Volume 7. p 39-50.

Lemieux J-M; Kirkwood D & Therrien R (2009) Fracture network analysis of the St-Eustache quarry, Quebec, Canada, for groundwater resources management. *Canadian Geotechnical Journal* 46(7):828-841.

Llewellyn G (2014) Evidence and mechanisms for Appalachian Basin brine migration into shallow aquifers in NE Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal* 22(5):1055-1066.

Manda AK & Horsman E (2015) Fracturesis Jointitis: Causes, Symptoms, and Treatment in Groundwater Communities. *Groundwater* 53(6):836-840.

Martini AM; Walter LM; Budai JM; Ku TCW; Kaiser CJ & Schoell M (1998) Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(10):1699-1720.

MDDELCC (2017) Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements climatiques. Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection, Loi sur la qualité de l'environnement, Chapitre V: Site de forage destiné à rechercher ou à exploiter du pétrole, du gaz naturel, de la saumure ou un réservoir souterrain, <http://legisquebec.gouv.qc.ca/fr>ShowDoc/cr/Q-2,%20r.%2035.2>.

- Moreno L; Tsang C-F; Tsang Y & Neretnieks I (1990) Some anomalous features of flow and solute transport arising from fracture aperture variability. *Water Resources Research* 26(10):2377-2391.
- Morin R; Godin R; Nastev M & Rouleau A (2007) Hydrogeologic controls imposed by mechanical stratigraphy in layered rocks of the Chateauguay River Basin, a US-Canada transborder aquifer. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 112(B4):12.
- Narr W; Schechter DW & Thompson LB (2006) *Naturally fractured reservoir characterization*. Richardson, TX: Society of Petroleum Engineers,
- Nastev M; Morin R; Godin R & Rouleau A (2008) Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* 16(2):373-388.
- Occhietti S & Richard PJ (2003) Effet réservoir sur les âges 14C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire* 57(2-3):115-138.
- Oda M (1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses. *Geotechnique* 35(4):483-495.
- Oda M (1988) A method for evaluating the representative elementary volume based on joint survey of rock masses. *Canadian Geotechnical Journal* 25(3):440-447.
- Odling NE; Gillespie P; Bourgine B; Castaing C; Chiles JP; Christensen NP; Fillion E; Genter A; Olsen C; Thrane L; Trice R; Aarseth E; Walsh JJ & Watterson J (1999) Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience* 5(4):373-384.
- Parent M; Girard F; Fagnan N; Michaud Y; Boisvert É & Fortier R (2008) Chap.4. Caractérisation géologique des formations enfouies, in Guide méthodologique pour la cartographie hydrogéologique régionale des aquifères granulaires. Contribution 2003016 de la Commission Géologique du Canada, réalisée conjointement avec l'INRS-Géoressources (maintenant INRS-Eau, Terre et Environnement), le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, la MRC de Portneuf et l'université Laval. Dépôt légal - Bibliothèque et Archives nationales du Québec. .), p 101.
- Peacock DCP; Nixon CW; Rotevatn A; Sanderson DJ & Zuluaga LF (2016) Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology* 92:12-29.
- Pinet N (2011) Deformation in the Utica Shale and Lorraine Group, Saint Lawrence Lowlands, Québec. *Geological Survey of Canada, Open File* 6952:12.
- Pinet N; Duchesne M; Lavoie D; Bolduc Ae & Long B (2008) Surface and subsurface signatures of gas seepage in the St. Lawrence Estuary (Canada): Significance to hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology* 25(3):271-288.
- Pinet N; Lavoie D; Keating P & Duchesne M (2014) The St Lawrence Platform and Appalachian deformation front in the St Lawrence Estuary and adjacent areas (Quebec, Canada): structural complexity revealed by magnetic and seismic imaging. *Geological Magazine* 151(6):996-1012.
- Pollard DD & Aydin A (1988) Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100:1181-1204.

- Price NJ & Cosgrove JW (1990) *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University press. 502 p
- Priest SD (1993) *Discontinuity analysis for rock engineering*. Chapman & Hall, London
- Questiaux J-M; Couples GD & Ruby N (2010) Fractured reservoirs with fracture corridors. *Geophysical Prospecting* 58(2):279-295.
- Rahi KA & Halihan T (2013) Identifying Aquifer Type in Fractured Rock Aquifers using Harmonic Analysis. *Ground Water* 51(1):76-82.
- Rasmussen TC & Crawford LA (1997) Identifying and Removing Barometric Pressure Effects in Confined and Unconfined Aquifers. *Ground Water* 35(3):502-511.
- Reagan MT; Moridis GJ; Keen ND & Johnson JN (2015) Numerical simulation of the environmental impact of hydraulic fracturing of tight/shale gas reservoirs on near-surface groundwater: Background, base cases, shallow reservoirs, short-term gas, and water transport. *Water Resources Research* 51(4):2543-2573.
- Rijken P & Cooke ML (2001) Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures: application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas. *Tectonophysics* 337(1–2):117-133.
- Rivard C; Lavoie D; Lefebvre R; Séjourné S; Lamontagne C & Duchesne M (2014) An overview of Canadian shale gas production and environmental concerns. *International Journal of Coal Geology* 126:64-76.
- Sasseville C; Clauer N & Tremblay A (2012) Timing of fault reactivation in the upper crust of the St. Lawrence rift system, Canada, by K–Ar dating of illite-rich fault rocks1. *Canadian Journal of Earth Sciences* 49(5):637-652.
- Sasseville C; Tremblay A; Clauer N & Liewig N (2008) K–Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Quebec). *Journal of Geodynamics* 45(2–3):99-119.
- Séjourné S (2017) Étude géomécanique du Shale d'Utica et de sa couverture d'après les puits pétroliers et gaziers de la région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Commission Géologique du Canada, Dossier Public* 8196:54.
- Séjourné S; Dietrich J & Malo M (2003) Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51(1):29-44.
- Séjourné S; Lefebvre R; Malet X & Lavoie D (2013) Synthèse géologique et hydrogéologique du Shale d'Utica et des unités sus-jacentes (Lorraine, Queenston et dépôts meubles), Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec. *Commission Géologique du Canada, Dossier Public* 7338:165.
- Sibson R (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133(3):191-213.
- Singhal BBS & Gupta RP (2010) *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands. [http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7\\_2](http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7_2)
- Snow DT (1968) Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*

- Soeder DJ; Sharma S; Pekney N; Hopkinson L; Dilmore R; Kutchko B; Stewart B; Carter K; Hakala A & Capo R (2014) An approach for assessing engineering risk from shale gas wells in the United States. *International Journal of Coal Geology* 126(0):4-19.
- Spane FA (2002) Considering barometric pressure in groundwater flow investigations. *Water Resources Research* 38(6):14-11-14-18.
- Sperrevik S; Faerseth RB & Gabrielsen RH (2000) Experiments on clay smear formation along faults. *Petroleum Geoscience* 6(2):113-123.
- Sperrevik S; Gillespie PA; Fisher QJ; Halvorsen T & Knipe RJ (2002) Empirical estimation of fault rock properties. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Andreas GK & Robert H (Édit.) Elsevier, Vol Volume 11. p 109-125.
- St-Julien P & Hubert C (1975) Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science* 275-A:337-362.
- St-Julien P; Slivitsky A & Feininger T (1983) A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *Geological Society of America Memoirs* 158:103-112.
- Thériault R (2007) Trenton/Black River Hydrothermal Dolomite Reservoirs in Québec: The Emergence of a New and Highly Promising Play along the St. Lawrence Platform. *American Association of Petroleum Geologists. Eastern Section Annual Meeting, Abstract with Programs* 57.
- Thériault R (2012) Caractérisation du Shale d'Utica et du Groupe de Lorraine, Basses-Terres du Saint-Laurent - Partie 2 : Interprétation Géologique. Édit Québec MDRNEF), p 80.
- Thériault R & Beauséjour S (2012) Carte géologique du Québec, Edition 2012. *Ressources Naturelles Québec DV* 2012-07.
- Todd DK & Mays LW (2005) *Groundwater Hydrology Third Edition*. John Wiley & Sons, Inc.,
- Tremblay A & Pinet N (2016) Late Neoproterozoic to Permian tectonic evolution of the Quebec Appalachians, Canada. *Earth-Science Reviews* 160:131-170.
- Tremblay A; Roden-Tice MK; Brandt JA & Megan TW (2013) Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada: Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating. *Geological Society of America Bulletin* 125(5/6):794-810.
- Vidic RD; Brantley SL; Vandenbossche JM; Yoxtheimer D & Abad JD (2013) Impact of Shale Gas Development on Regional Water Quality. *Science* 340(6134).
- Vitale S; Dati F; Mazzoli S; Ciarcia S; Guerriero V & Iannace A (2012) Modes and timing of fracture network development in poly-deformed carbonate reservoir analogues, Mt. Chianello, southern Italy. *Journal of Structural Geology* 37(0):223-235.
- Weber KJ; Mandl GJ; Pilaar WF; Lehner BVF & Precious RG (1978) The Role Of Faults In Hydrocarbon Migration And Trapping In Nigerian Growth Fault Structures. (Offshore Technology Conference).
- Witherspoon PA; Wang JSY; Iwai K & Gale JE (1980) Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources Research* 16(6):1016-1024.
- Wladis D; Jönsson P & Wallroth T (1997) Regional characterization of hydraulic properties of rock using well test data. in *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SKB)*

*Technical Report* (Department of Geology, Charlmers University of Technology, Göteborg Sweden), p 54.

Wu H & Pollard DD (1995) An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology* 17(6):887-905.

Yang C & Hesse R (1993) Diagenesis and anchimetamorphism in an overthrust belt, external domain of the Taconian Orogen, southern Canadian Appalachians-II. Paleogeothermal gradients derived from maturation of different types of organic matter. *Organic Geochemistry* 20(3):381-403.

Yielding G; Freeman B & Needham DT (1997) Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bulletin* 81(6):897-917.

Zoback DM; Kitasei S & Copithorne B (2010) Addressing the Environmental Risks from Shale Gas Development. *Briefing paper for Worldwatch Institute*.

## **SECTION 2 - ARTICLES**

## **CHAPITRE 5. Defining the natural fracture network in a shale gas play and its cover succession: the case of the Utica Shale in eastern Canada**

### **Titre traduit**

Caractérisation du réseau de fractures naturelles affectant un gisement de gaz de shale et sa roche couverture : le cas du Shale d'Utica dans l'est du Canada

### **Auteurs**

Ladevèze, P.<sup>a,b</sup>, Séjourné, S.<sup>c</sup>, Rivard, C.<sup>b</sup>, Lavoie, D.<sup>b</sup>, Lefebvre, R.<sup>a</sup>, Rouleau, A.<sup>d</sup>

<sup>a</sup> INRS – Centre Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec City, QC G1K 9A9, Canada

<sup>b</sup> Geological Survey of Canada – Québec, 490 rue de la Couronne, Québec City, QC G1K 9A9, Canada

<sup>c</sup> Enki GéoSolutions, Montréal, Canada

<sup>d</sup> UQAC, 555 Blvd. de l'Université, Chicoutimi, QC G7H 2B1, Canada

### **Sous presse**

*Journal of Structural Geology*

14 décembre 2017

## Résumé

Dans la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent (Est du Canada), peu de données sont disponibles dans l'intervalle entre les aquifères de surface et le réservoir profond de gaz ciblé par l'industrie. Pourtant, cette zone intermédiaire contrôle la vulnérabilité des aquifères vis-à-vis des activités gazières profondes. Une étude du réseau de fractures naturelles qui affecte les aquifères de surface et le réservoir profond de gaz a été réalisée dans l'objectif de caractériser indirectement la zone intermédiaire. Les observations de fractures ont été faites à partir d'affleurements rocheux et de diagraphies acquises dans des puits d'observation peu profonds et de gaz de shale. Trois familles de fractures à pendage élevé, ainsi qu'une famille de fractures parallèles au litage, ont été identifiées en surface et en profondeur. Des contrôles lithologiques et structuraux sur la distribution des fractures ont également été définis. L'histoire géologique locale ainsi que les similitudes entre les familles de fractures de surface et profondes ont rendu possible l'extrapolation des résultats à la zone intermédiaire. Cette étude présente ainsi les avantages de l'interprétation conjointe de jeux de données de fractures généralement interprétés séparément. Finalement, des recommandations ont été émises pour de futures études d'impacts environnementaux dans lesquelles des chemins potentiels pour d'éventuelles remontées de fluides profonds vers les aquifères de surface doivent être identifiés.

**Mots clés :** Réseaux de fractures naturelles; analogues; modèle conceptuel; gaz de shale; Shale d'Utica.

## **Abstract**

In the St. Lawrence sedimentary platform (eastern Canada), very little data are available between shallow fresh water aquifers and deep geological hydrocarbon reservoir units (here referred to as the intermediate zone). Characterization of this intermediate zone is crucial, as the latter controls aquifer vulnerability to operations carried out at depth. In this paper, the natural fracture networks in shallow aquifers and in the Utica shale gas reservoir are documented in an attempt to indirectly characterize the intermediate zone. This study used structural data from outcrops, shallow observation well logs and deep shale gas well logs to propose a conceptual model of the natural fracture network. Shallow and deep fractures were categorized into three sets of steeply-dipping fractures and into a set of bedding-parallel fractures. Some lithological and structural controls on fracture distribution were identified. The regional geologic history and similarities between the shallow and deep fracture datasets allowed the extrapolation of the fracture network characterization to the intermediate zone. This study thus highlights the benefits of using both datasets simultaneously, while they are generally interpreted separately. Recommendations are also proposed for future environmental assessment studies in which the existence of preferential flow pathways and potential upward fluid migration toward shallow aquifers need to be identified.

**Keywords:** natural fracture characterization; analogs; conceptual models; shale gas; Utica Shale.

## 5.1 Introduction

For shale-dominated successions, there is a high interest in identifying natural fracture networks because they control the rock permeability (Barton *et al.*, 1998; Berkowitz, 2002; Guerriero *et al.*, 2013; Narr *et al.*, 2006; Odling *et al.*, 1999; Singhal & Gupta, 2010) and thus strongly influence fluid flow in the different stratigraphic units and potentially between deep prospective shale gas strata and shallow aquifers (CCA 2014; EPA 2016; Lefebvre, 2016).

However, the quantitative assessment of natural fractures can be challenging due to observational biases related to the methods that provide results at different scales (e.g. at the scale of outcrops, wells or seismic lines) and to the data that are sparsely or irregularly distributed. The inherent incompleteness of data is exacerbated in the so-called “intermediate” zone (or caprock). There is generally a lack of observation in this zone because it is located between shallow aquifers studied for hydrogeological purpose and the deep reservoir that has been characterized for hydrocarbon exploration/production. The characterization of this zone is crucial to properly understand the dynamic of potential contaminants migration to shallow aquifers.

Fracture observations on outcrops are often used as analogs for deep reservoirs (Antonellini & Mollema, 2000; Gale *et al.*, 2014; Larsen *et al.*, 2010; Lavenu *et al.*, 2013; Vitale *et al.*, 2012). Hence, the extrapolation of fracture data from outcrops and shallow hydrogeological wells, or from the deep reservoir where well log data and other geoscience information abound, may appear to be a promising approach to characterize the intermediate zone. However, the use of ‘shallow’ or ‘deep’ datasets as analogs is not always possible and certainly not straightforward; the controls on fracture distribution in a sedimentary succession have to be carefully identified to fully assess the fracture patterns. At shallow depths, surface weathering can enhance fracture apertures and be possibly responsible for fractures filling with minerals that are not representative of deep units. Furthermore, uplift or unroofing can initiate fracture propagation (Engelder, 1985; English, 2012; Gale *et al.*, 2014). Therefore, the presence of unloading fractures oriented according to either a residual or a contemporary stress field will affect the shallow rock mass (Engelder, 1985). To the contrary, some fracture generation processes can occur only at significant depths due to an increase of the greatest compressive stress during regional shortening, a decrease in the least compressive stress caused by regional extension or an

increase in pore pressure (Gillespie *et al.*, 2001). Therefore, to be able to use some shallow and deep fracture sets as analogs, it must first be demonstrated that outcropping fractures are not solely the expression of near-surface events and were most likely formed at significant depths (at least comparable with the reservoir depth).

In this paper, we aim at integrating multisource data (outcrops, shallow and deep acoustic and electric well logs) that have different observation scales to obtain a sound interpretation of the fracture network affecting a shale gas play in southern Quebec (Saint-Édouard area, approximately 65 km southwest of Quebec City; location in Fig. 1). An emphasis is put on the characterization of the intermediate zone which potentially controls contaminants migration to subsurface. The proposed methodology could be of interest for other studies in shale dominated successions where there is a lack of data in the intermediate zone.

## 5.2 Regional tectonostratigraphic setting

### 5.2.1 The St. Lawrence Platform

In southern Quebec, the St. Lawrence Platform is bounded by the Canadian Shield to the NW and by the Appalachian mountain belt to the SE. The portion of interest of the St. Lawrence Platform (here referred as the SLP) comprises the area roughly between Montréal and Quebec City. This Cambrian-Ordovician depositional element is divided in two tectonostratigraphic domains: the autochthonous and the parautochthonous domains (Castonguay *et al.*, 2010; St-Julien & Hubert, 1975) (Fig. 1). At the base of the autochthonous domain, Cambrian-Ordovician rift and passive margin units unconformably overlie the Grenville crystalline rocks (Lavoie *et al.*, 2012) (Fig. 2). These passive margin units include the Potsdam Group sandstones and conglomerates and the Beekmantown Group dolomites and limestones. Those two groups are covered by Middle to Upper Ordovician units deposited in a foreland basin setting (Lavoie, 2008) (Fig. 2). The progressively deepening-upward carbonate units of the succeeding Chazy, Black River and Trenton groups, and the Utica Shale, were then covered by the overlying Upper Ordovician turbidite and molasse units of the Sainte-Rosalie, Lorraine and Queenston groups. The Utica Shale constitutes a prospective unit for shale gas in southern Quebec (Dietrich *et al.*, 2011; Hamblin, 2006; Lavoie, 2008; Lavoie *et al.*, 2014).

The SLP units have recorded a polyphased structural history (Pinet *et al.*, 2014) and thus display a complex structural pattern. These events include Middle and Late Ordovician normal faulting that started at the inception of the foreland basin phase (Thériault, 2007), shortening during the Taconian orogeny (Tremblay & Pinet, 2016), and some post-Ordovician folding (Pinet *et al.*, 2008) and faulting (Sasseville *et al.*, 2008; Tremblay *et al.*, 2013). Normal faults (including the Jacques-Cartier River fault, Fig. 5) are steeply-dipping to the south and displace the basement, the basal units of the platform and its upper units in the autochthonous domain (possibly including the Utica Shale and Lorraine Group). These faults were reactivated several times during and after the building of the Appalachians, documented evidence of movement is known for the late Silurian Salinic Orogeny and the opening of modern Atlantic (Castonguay *et al.*, 2001; Faure *et al.*, 2004; Konstantinovskaya *et al.*, 2009; Sasseville *et al.*, 2012; Séjourné *et al.*, 2003; Tremblay & Pinet, 2016). A summary of the depositional environment and the major tectonic events that affected rock of the SLP is presented in Fig. 3.

In the autochthonous domain, the near surface Upper Ordovician units (post-Utica Shale) are folded by the regional Chambly-Fortierville syncline. This fold is asymmetric with more steeply-dipping beds in the southern flank ( $28^\circ$ ) than in the northern flank ( $10^\circ$ ) (Fig. 4a). Its axis is roughly parallel to the limit between the SLP and the Appalachians. To the southeast, the Aston fault and the Logan's Line belong to a regional thrust-fault system that limits the parautochthonous domain (Fig. 2 and Fig. 5). Reprocessing and reinterpretation of an industrial 2D seismic line (using two well calibration points) was proposed in (Lavoie *et al.*, 2016) and showed that in the Saint-Édouard area, the parautochthonous domain forms a triangle zone delimited to the northwest by a NW-dipping backthrust and by the SW-dipping the Logan's Line to the SE (Fig. 5). The existence of a triangle zone bounding the southern limb of the Chambly-Fortierville is supported by previous interpretations done in the SLP (Castonguay *et al.*, 2006; Castonguay *et al.*, 2003; Konstantinovskaya *et al.*, 2009). These thrusts/backthrusts are associated with the Middle to Late Ordovician Taconian Orogeny (St-Julien & Hubert, 1975). In the parautochthonous domain, a southeast-dipping system of thrust faults displays imbricated thrust geometries (Castonguay *et al.*, 2006; Séjourné *et al.*, 2003; St-Julien *et al.*, 1983). Some northeast-striking folds also affect the parautochthonous units (Fig. 4b). The Logan's Line marks the fault-contact between the SLP and the allochthonous external Humber zone (St-Julien & Hubert, 1975) (Fig. 5).

The present-day in-situ maximum horizontal stress ( $SH_{max}$ ) orientation is NE–SW in the SLP as previously proposed using borehole breakouts orientations (inferred from four-arm dipmeter caliper data) (Konstantinovskaya *et al.*, 2012). This trend is relatively consistent with the large-scale trend documented in eastern North America (Heidbach *et al.*, 2009; Zoback, 1992). The stresses/pressure gradients estimated in the platform indicate a strike-slip stress regime (Konstantinovskaya *et al.*, 2012). As the regional faults of the SLP are oblique to the actual  $SH_{max}$ , a reactivation of these structures under the current stress field remains possible (Konstantinovskaya *et al.*, 2012) but has not yet been documented.

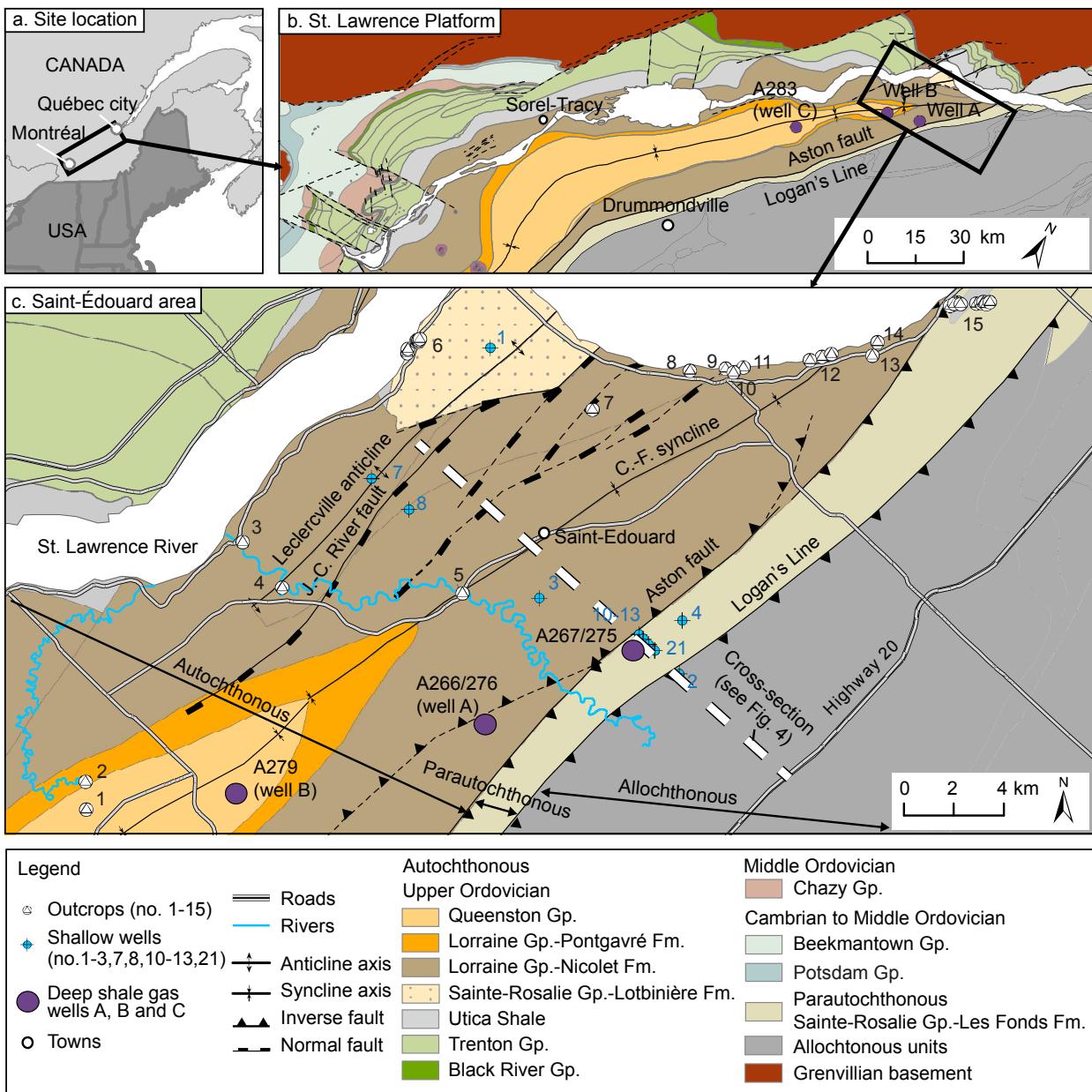
Organic matter reflectance data indicates that at least 3 and 4.7 km of sediments have been eroded in the SLP (Sikander & Pittion, 1978) and in the frontal part of the Chaudière Nappe in the Quebec City area (Ogunyomi *et al.*, 1980), respectively. Later studies showed that there was an increasing thickness of eroded sediments from about 5 to 7 km from northeast to southwest in the SLP (Héroux & Bertrand, 1991; Yang & Hesse, 1993).

### 5.2.2 The intermediate zone (caprock) and reservoir units of the Saint-Édouard area

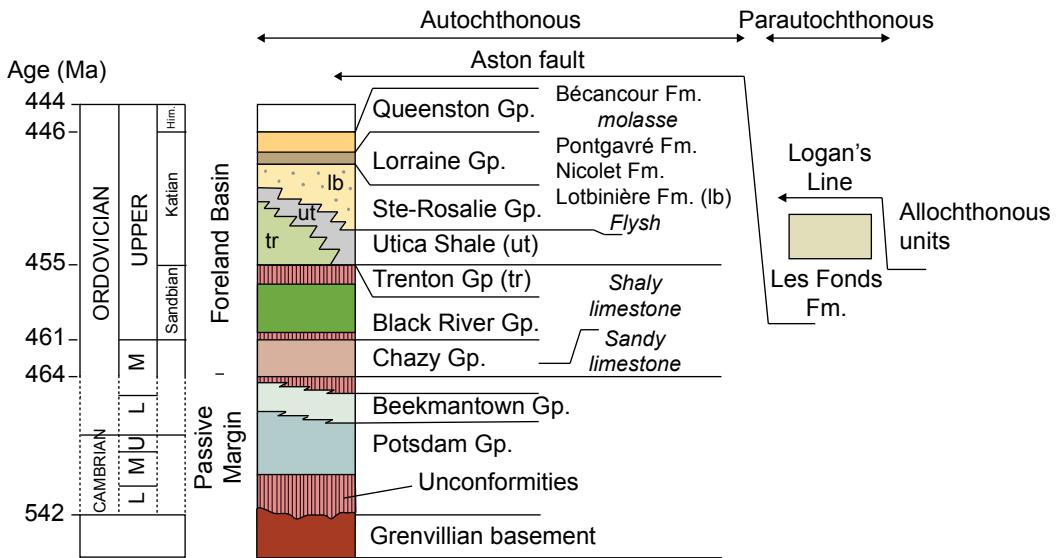
The Utica Shale is overlain by autochthonous units (the Nicolet Formation - Lorraine Group and the Lotbinière Formation – Sainte-Rosalie Group) and parautochthonous units (Les Fonds Formation – Sainte-Rosalie Group). These units constitute the intermediate zone (caprock) in the Saint-Édouard study area.

The Utica Shale (Upper Ordovician) is made of limy mudstone that contains centi- to decimetric interbeds of shaly limestone (Globensky, 1987; Lavoie *et al.*, 2008; Thériault, 2012). It is divided in two members (Upper and Lower). The Lower Utica Shale contains more limestone interbeds than the Upper Utica Shale. In the Saint-Édouard area, the thickness of the Utica Shale ranges from 200 to 400 m (Fig. 5). The autochthonous Lotbinière Formation (Sainte-Rosalie Group) and the parautochthonous Les Fonds Formation (Sainte-Rosalie Group) are time- and facies correlative units of the Utica Shale (Lavoie *et al.*, 2016) (Fig. 2). The Utica Shale, Lotbinière and Les Fonds formations display a similar lithofacies of black calcareous mudstone with thin beds of impure fine-grained limestone but differs by their organofacies (Lavoie *et al.*, 2016). The Lotbinière Formation is made of gray-black micaceous shale with rare interbeds of calcareous siltstones (thickness <10 cm) and is outcropping north of the Jacques-Cartier River

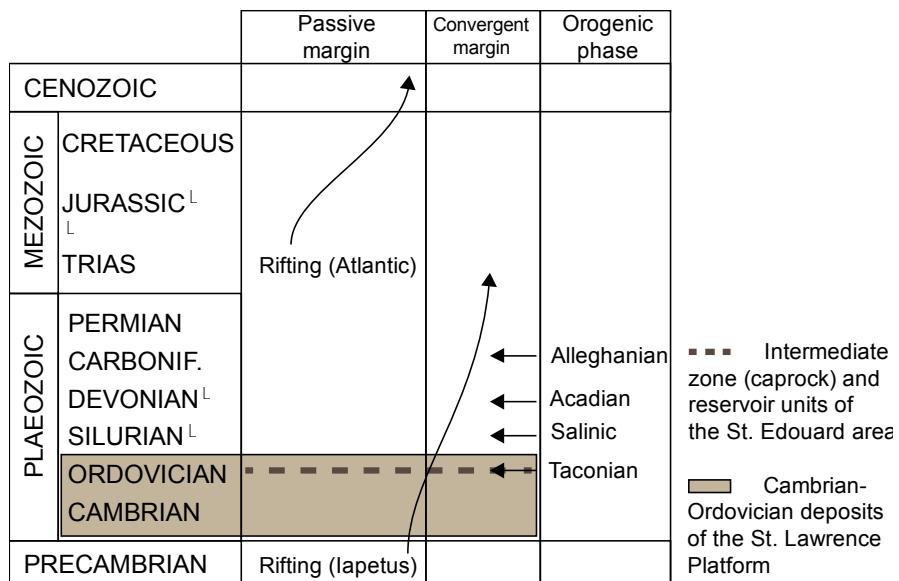
normal fault (Belt *et al.*, 1979; Clark & Globensky, 1973). In the parautochthonous domain, the Les Fonds Formation is mainly composed of shale with less abundant fine-grained limestones and conglomerates (Comeau *et al.*, 2004). The Nicolet Formation (Lorraine Group, Upper Ordovician) is slightly younger compared to the previous three units (Comeau *et al.*, 2004) and is mostly made of gray to dark-gray shale with centi- to decimetric (rarely metric) siltstone interbeds (Clark & Globensky, 1973; Globensky, 1987). Upward, there is a decrease of the shale content and an increase in the number and thickness of the sandstone beds (Clark & Globensky, 1976). In the Saint-Édouard area, the thickness of autochthonous and parautochthonous intermediate zone units (i.e., above the Utica Shale) progressively increases from 400 m to 1900 m from northwest to southeast (Fig. 5).



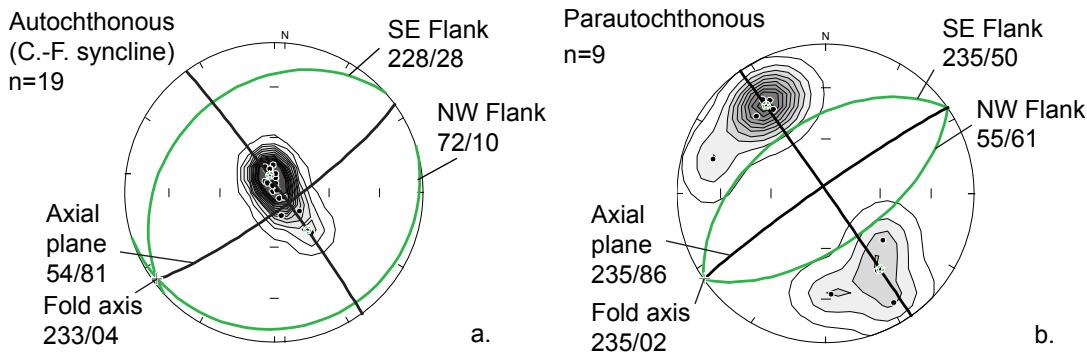
**Fig. 1. The Saint-Édouard area location and its geological context: a. location of the St. Lawrence Platform; b. geological framework of the St. Lawrence Platform (modified from Globensky (1987)); c. geological map of the Saint-Édouard area (Clark and Globensky, 1973; Globensky, 1987; Lavoie et al., 2016; Thériault and Beauséjour, 2012). Faults represented as dashed lines indicate interpreted shallow faults projected from seismic data. J.-C. River fault: Jacques-Cartier River fault; C.-F. syncline: Chamby-Fortierville syncline ; Gp. : Group ; Fm. : Formation.**



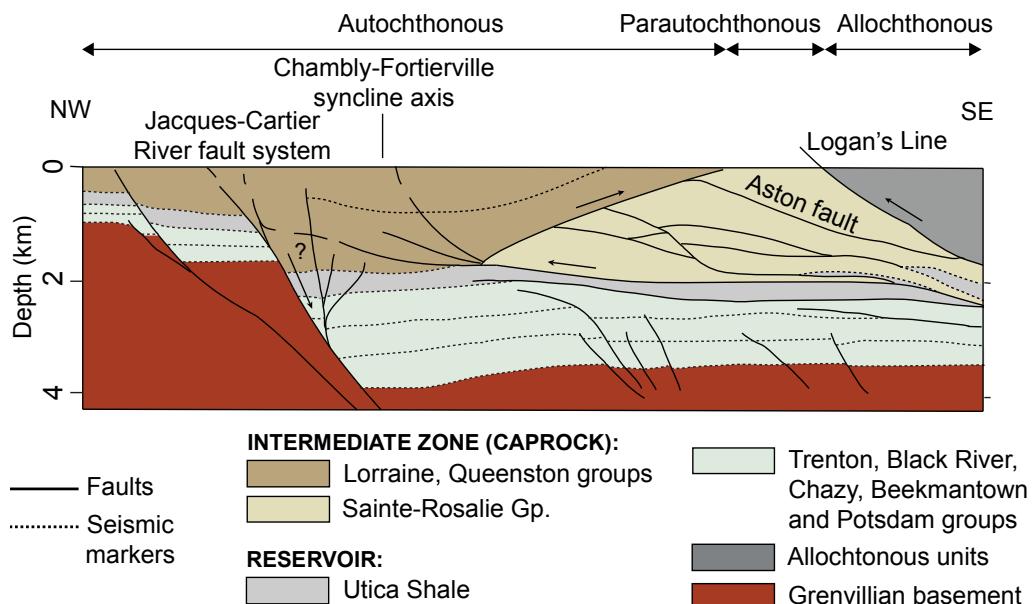
**Fig. 2. Stratigraphy of the Saint-Édouard area units (modified from Konstantinovskaya et al. (2014). Gp. : Group ; Fm. : Formation.**



**Fig. 3. Tectonic calendar recorded in the studied area, modified from Lavoie (2008).**



**Fig. 4.** Stereographic projection (lower hemisphere Schmidt stereodiagram) of the bedding plane attitudes measured in the autochthonous (a.) and parautochthonous (b.) domains. Each pole corresponds to the mean bedding plane attitude measured on each outcrop and shallow well in the Saint-Édouard area. C.F. syncline: Chamby-Fortierville syncline; n: number of measurement sites (outcrops or wells).



**Fig. 5.** Cross-section in the Saint-Édouard area (see Fig. 1 for location). Interpretation proposed by Lavoie et al. (2016) and based on industrial seismic data. Gp: Group.

## **5.3 Methodology**

In this study, the term “fracture” refers to metric scale planar discontinuities that affect the rock mass without visible displacement.

### **5.3.1 Data sources**

Fracture data were collected and compiled in the Saint-Édouard area using different methods. Fifteen outcrops were investigated (Fig. 1). Borehole logs includes acoustic, optical and electric logs that have different resolutions. Typically, electric logs have a higher resolution than acoustic and optical tools. Interpretation were then done in the light of these scale differences. Acoustic and optical televiewer logs from eleven shallow (15 to 147 m deep in the bedrock) groundwater monitoring wells drilled for the project (Crow & Ladevèze, 2015) were also studied. Moreover, Formation Micro Imager (FMI) data from three deep shale gas wells were interpreted. The wells referenced by the oil and gas geoscience information system of the Ministère des Ressources naturelles of Quebec under the numbers A266/A276 (Leclercville n°1), A279 (Fortierville n°1) and A283 (Sainte-Gertrude n°1) were used. To simplify the nomenclature in the current paper, they are hereafter referred to as A, B and C, respectively (Fig. 1). FMI data from the vertical sections of wells A, B and C cover the following ranges of depth: 1470-2080 m for well A, 560-2320 m for well B and 590-2050 m for well C; this includes the Utica Shale and variable portions of the overlying Lorraine Group. Each of these wells also includes a horizontal section (“horizontal leg”) in the Utica Shale (1000, 970 and 920 m long, for wells A, B and C respectively) for which FMI data was also available. For a history of the recent shale gas exploration in the study area, refer to Lavoie *et al.* (2014) and Rivard *et al.* (2014). The characteristics of the measurement stations are summarized in Table 1.

**Table 1.** List of measurement stations

Measurement station	ID	UTM coordinates (NAD83 19N)			Lithology	Group	Number of fractures	Outcrop size (approximatively) / borehole lenght in the bedrock (m)	Outcrop or well direction (°N)
		X (m)	Y (m)	UTM Zone					
Outcrop (river bed)	1	263815	5151764	19T	Shale	Queenston	33	60	90
Outcrop (river bed)	2	263877	5152879	19T	Shale	Lorraine	49	50	120
Outcrop (river bed)	3	270891	5161970	19T	Shale	Lorraine	5	10	10
Outcrop (river bed)	4	272323	5160028	19T	Shale	Lorraine	45	15	340
Outcrop (river bed)	5	279520	5159255	19T	Shale	Lorraine	22	20	90
Outcrop (river bed)	6	278734	5169518	19T	Shale	Sainte-Rosalie	126	4 x 20	44; 120; 150; 160
Outcrop (river bed)	7	285270	5166177	19T	Shale	Lorraine	29	60	160
Outcrop (river bed)	8	289280	5167441	19T	Shale	Lorraine	29	15	10
Outcrop (vertical wall)	9	290718	5167411	19T	Siltstones	Lorraine	18	20	40
Outcrop (river bed)	10	290937	5167320	19T	Shale	Lorraine	35	50	160
Outcrop (vertical wall)	11	291434	5167412	19T	Siltstones	Lorraine	28	150	90
Outcrop (vertical wall)	12	294107	5167496	19T	Shale	Lorraine	13	20	70
Outcrop (vertical wall)	13	294715	5167631	19T	Shale	Lorraine	46	20	70
Outcrop (vertical wall)	14	294989	5167677	19T	Shale	Lorraine	7	20	70
Outcrop (river bed)	15	296619	5167487	19T	Shale	Lorraine	12	10	0
Outcrop (river bed)	16	296866	5168006	19T	Shale	Lorraine	17	50	140
Outcrop (river bed)	17	299783	5169320	19T	Shale	Sainte-Rosalie	120	2 x 20	130; 30
Shallow well	1	281370	5168963	19T	Shale	Sainte-Rosalie	10	47	vertical
Shallow well	2	287925	5155391	19T	Shale	Sainte-Rosalie	42	46	vertical
Shallow well	3	282584	5158820	19T	Shale & Siltstone	Lorraine	50	30	vertical
Shallow well	4	288214	5157504	19T	Shale	Sainte-Rosalie	39	20	vertical
Shallow well	7	276263	5164099	19T	Shale	Lorraine	19	40	vertical
Shallow well	8	277620	5162758	19T	Shale & Siltstone	Lorraine	49	50	vertical
Shallow well	10	286450	5157073	19T	Shale	Sainte-Rosalie	25	15	vertical
Shallow well	11	286396	5156776	19T	Shale	Sainte-Rosalie	19	50	vertical
Shallow well	13	286807	5156653	19T	Shale	Sainte-Rosalie	2	59	vertical
Shallow well	21	287026	5156377	19T	Shale	Sainte-Rosalie	52	148	vertical
Deep well	A	280035	5154051	19T	Shale	Sainte-Rosalie	96	424	vertical
Deep well	B	269837	5152004	19T	Shale	Sainte-Rosalie	1354	1758	vertical
Deep well	C	707892	5133892	18T	Shale	Sainte-Rosalie	812	1165	vertical
Deep well	A	280035	5154051	19T	Shale	Lorraine	56	195	vertical
Deep well	B	269837	5152004	19T	Shale	Lorraine	1325	255	vertical
Deep well	C	707892	5133892	18T	Shale	Lorraine	588	275	vertical
Horizontal well	A	280035	5154051	19T	Shale	Lorraine	2085	1020	316
Horizontal well	B	269837	5152004	19T	Shale	Lorraine	3254	600	316
Horizontal well	C	707892	5133892	18T	Shale	Lorraine	1986	950	307

### 5.3.2 Fracture assessment

Common geometrical attributes of fractures were measured: attitude, spacing, crosscutting relationships between fractures and other geological structures (such as syn-sedimentary concretions). These attributes were documented all along the boreholes using acoustic and electrical logs. As most of the outcrops were limited in size and were displaying only sparsely distributed fractures, their attributes were systematically measured in the exposed surfaces.

#### 5.3.2.1 Fracture sets

For each measurement station (outcrop or well), fracture poles were plotted on stereonets using the *SpheriStat™* software (Stesky, 2010). Contoured density diagrams were used to identify the mean position of the fracture sets. The poles density contours of borehole data were corrected for sampling bias (underestimation of the frequencies for the fracture planes that are sub-parallel to the observation line) using the method of Terzaghi (1965). A weight function of the angle  $\beta$  between the fracture plane and the observation line was attributed to all fracture densities. This weight  $w$  is expressed as:  $w=(\sin \beta)^{-1}$  (Terzaghi, 1965). Even if mathematically valid, fracture planes with low  $\beta$  values are overestimated with this method (Park & West, 2002). For this reason, an arbitrary  $10^\circ$  blind zone was used in the analysis (fractures sub-parallel to the observation-line are excluded).

When clear crosscutting relationships were observed on outcrops, the relative timing of fracture sets formation could be defined. In borehole data, it was rarely possible to identify such relationships. In this case, the main attitude for fracture set attitudes were compared to adjacent outcrops data (if existing) to define a hypothetical relative timing for the formation of the fracture sets.

If fracture poles are scattered in stereonets, only the maximum pole concentration is taken into account. To better identify the major fracture sets in such cases (generally the case of outcrops or shallow wells that displays significant folding), a fold test was performed on fracture data in order to calculate the fracture attitudes prior to folding events. Results from this test were also used to further assess the relative chronology of fracture sets formation and folding. The rotation applied to fracture attitudes corresponds to the angle of rotation of the bedding plane after a folding event. Two generations of folds have previously been documented in the autochthonous

domain in the Saint-Édouard area: F-I (first generation: Chambly-Fortierville syncline) and F-II (second generation) (Pinet, 2011). To consider the effect of the two generations of folds, the analysis was performed in two steps. First, the fracture plans were replaced back to their original attitude prior to F-II folding. As the F-II fold axes are sub-horizontal, the first step consists in correcting the strike direction of fracture planes according to the strike angle between fold-I and fold-II axes. The second step aims at correcting the fracture plans back to their attitude prior to F-I folding. This was done by tilting back the fracture planes around the F-I axis (N233/04, Fig. 4) with an angle corresponding to the structural dip (angle between the bedding plane attitudes in each measurement station and the horizontal). In the parautochthonous domain, a single folding event was easily observable in the field and fracture plans were back-tilted along the regional F-I axis (N235/03 Fig. 4). A better fracture set concentration after rotation is a strong indicator of its pre-folding origin. To quantify the degree of concentration of attitude data, the parameter  $k$  was calculated for both the original and rotated fracture sets. This parameter quantifies the degree of data dispersion on a sphere/stereonet (Fisher, 1953). The higher the values of  $k$ , the more the data are concentrated in the stereonet (Fiore Allwardt *et al.*, 2007).

### 5.3.2.2 Fractures distribution

In the document, the term “spacing” refers here to the perpendicular distance between two adjacent fracture planes of similar attitude. Measuring or estimating spacing thus requires first a classification of the fractures into coherent fracture attitude set. The fractures densities correspond to the number of fractures (regardless of their attitudes) per unit distance along a line. They were calculated along the wells using a counting window of various lengths. Each fracture density value was then normalized by the window lengths. All fracture densities were corrected using the Terzaghi method. In the same way, fracture frequencies correspond to the number of fractures from a specific set per unit distance along a line.

To further explore the process of fracturing in siltstone units, the fracture spacing was plotted against bed thicknesses (fractures are bed-confined in siltstone to the contrary of shale in the studied area). Values of the ratio of fracture spacing to layer thickness (the slope of the curve) were extracted from these plots and used to determine if the fracture network has attained saturation, a concept describing the situation where whatever the applied strain, fracture spacing

has attained a lower limit (or an upper limit for fracture densities) that is proportional to bed thickness (Bai *et al.*, 2000; Wu & D. Pollard, 1995).

Geostatistical tools were used to assess the degree of spatial correlation of each fracture set (Chilès, 1988; Escuder Viruete *et al.*, 2001; Miller, 1979; Tavchandjian *et al.*, 1997; Valley, 2007; Villaescusa & Brown, 1990). In other words, the use of geostatistics can help define the spatial organization of fractures when they seem to have a totally random spatial distribution in the rock mass. The knowledge of the spatial distribution of fractures can be used to develop discrete fracture network (DFN) models to further assess the fracture control on fluid flow (Caine & Tomusiak, 2003; Dershowitz *et al.*, 1998; Min *et al.*, 2004; Surrette *et al.*, 2008).

Variogram analyses were thus performed on spacing data for each fracture set in the horizontal section of the three deep wells. A formal definition of the experimental variogram  $\gamma(h)$  ( $m^2$ ) for fracture spacing data is presented in Eq. (1).

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \cdot \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h_i)]^2 \quad \text{Eq. (1)}$$

where,  $n$  is the number of fractures separated by a distance  $h$  (this calculation interval is also called “lag”),  $z(x_i)$  is the fracture spacing value at the distance  $x_i$ . An experimental variogram presents the  $\gamma$  values successively calculated for increasing  $h$  values. The shape of the experimental variogram is used to assess if the available data have a spatial correlation that could be represented by a theoretical model. If so, the nugget value in the experimental variogram must be lower than the variance of the entire dataset for the correlation in fracture spacing to be considered present (reflecting fracture clustering). The range value in the variogram provides the maximum distance for fracture spacing clustering. In geological terms, this range of influence means that two samples spaced farther apart than this distance are likely not correlated (and thus considered independent) (Miller, 1979).

### 5.3.2.3 Fracture and rock mechanical properties

The potential for fracture propagation in rocks is controlled by their brittleness (Ding *et al.*, 2012; Lai *et al.*, 2015; Meng *et al.*, 2015). The Brittleness Index is an empirical parameter that is widely used to quantify the ability of a rock unit to fracture (Wang *et al.*, 2015). In the Saint-Édouard area, this parameter was previously estimated from borehole logs acquired in the deep gas wells using the Grieser and Bray (2007) and the Glorioso and Rattia (2012) methods

(Séjourné, 2017). These methods are respectively based on the acoustic (compressional and shear wave velocity logs) and mineralogical (derived from elemental spectroscopy logs) properties of the shale. In the current paper, the relationship between fracture densities and brittleness variations in the Lorraine Group and Utica Shale was explored.

## 5.4 Results

### 5.4.1 Fractures in shales

Two fracture types were observed in shale units: steeply-dipping fractures (F1, F2 and F3) and bedding-parallel fractures (BPF). Examples of observed fractures on outcrops are presented in Fig. 6. In the vast majority of outcrops, fractures are planar and exhibit clear crosscutting relationships. For this reason, it was possible to sort the high-angle fractures in three sets that are designated according to their relative order of formation (F1, F2 and F3 sets; F1 is the older set). Fractures were also only bed-confined in siltstones.

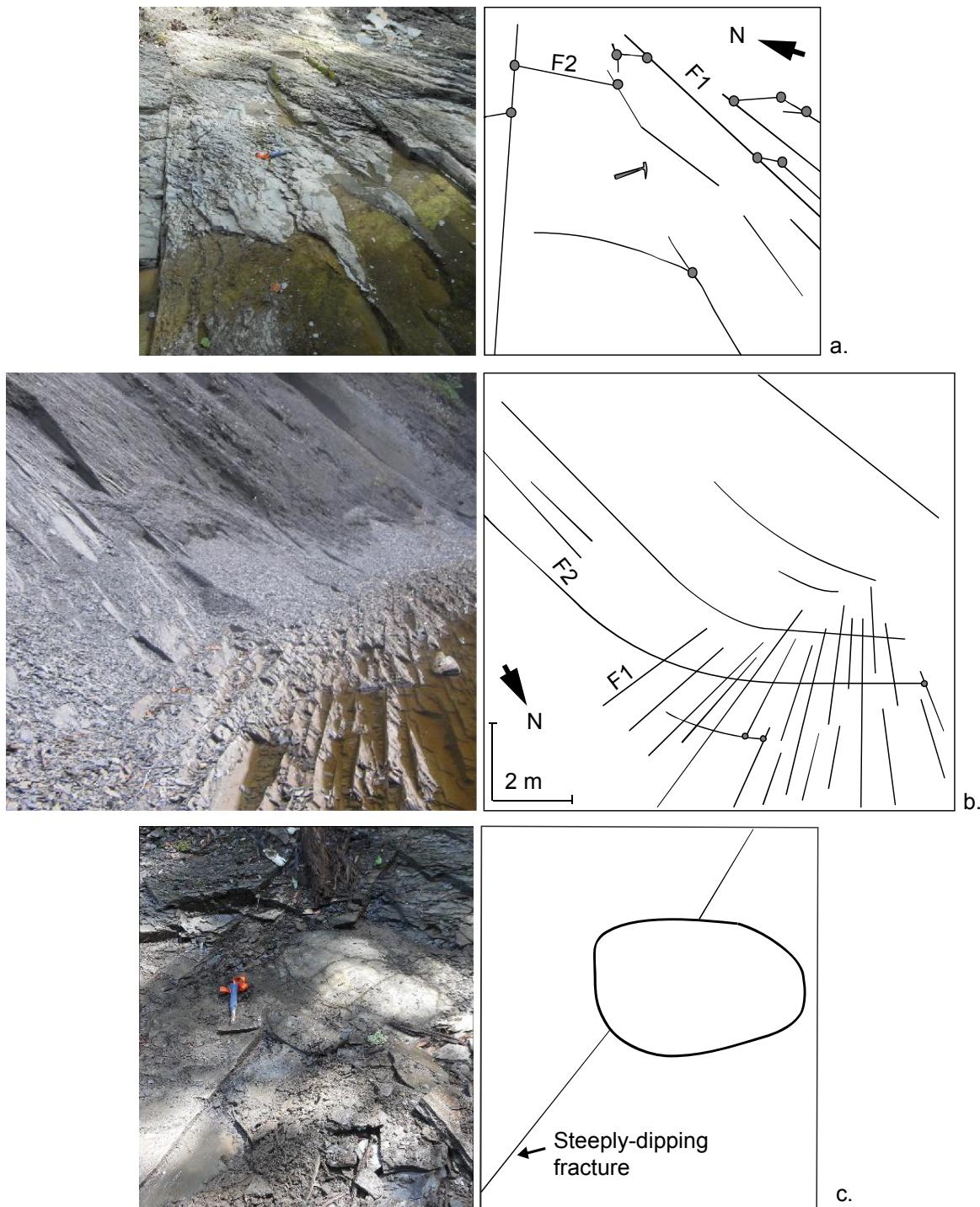
To facilitate the classification of fractures in sets, a fold test analysis was done using data from outcrops and shallow wells that were affected by folding events that could be clearly identified in the field (i.e. outcrops affected by folds F-II and F-I). Fracture attitudes from outcrops and values of the associated parameter  $k$  (which quantifies the data concentration in the stereonets) are presented in Fig. 8. In the autochthonous domain, an improved concentration of fracture poles was obtained for F1 and F2 sets after rotation prior to the second generation of folds (F-II). Then, removing the effects of F-I fold improved even more the concentration of F1 fractures, but had no effect on the concentration of F2 fractures. This strongly suggests a pre-F-I folding origin for the F1 set, and a pre- to syn-F-II origin for F2 fractures. To the contrary, the concentration of the F3 fracture set was reduced after removing both F-II and F-I effects, thus supporting a syn- to post F-II folding origin for this F3 set. One fold generation was clearly observed in the parautochthonous domain (other fold generations may exist but were hardly observable on outcrops). This regional folding corresponds to the first fold generation (F-I) documented in the autochthonous domain. The fold test showed that a better concentration was obtained for the F1 set when rotated prior to folding, confirming a potential pre-F-I origin for F1 fractures. Results

for the F2 fracture set show a slight, probably poorly significant, reduction of concentration and the timing remains not well constrained on the basis of the fold test.

Fracture sets F1 and F2 are pervasive in both the autochthonous and paraautochthonous domains. They strike NE (F1) and NW (F2) (Fig. 7), with F2 abutting against F1 (Fig. 6a and b). F1 and F2 are perpendicular to each other and orthogonally crosscut the bedding planes (S0). F1 fractures are locally concentrated in corridors (as in Fig. 6b). The third fracture set (F3) is only documented in the autochthonous domain. F3 strikes WNW and is sub-vertical (dip >80°) whatever the bedding planes attitudes (Fig. 7). F3 generally crosscuts F1 and F2 and was not observed at all sites. All three fracture sets were documented in shallow and deep data. Finally the BPF were only observed at shallow depth.

Detailed fracture length measurements were limited to the size of the outcrops. Thus, only semi-quantitative fracture length estimations are here proposed. Fracture lengths for the F1 and F2 sets were approximately between 2 and 5 m. The maximum observed fracture lengths were ranging between 10 and 30 m. F1 fractures display lengths higher than F2 fractures, as F2 abut F1 fractures. Due to the limited number of outcropping F3 fractures, no realistic estimate of fracture lengths for this set was possible. Finally, because some fractures locally extend beyond the limit of the outcropping areas, length estimation values must be considered with caution.

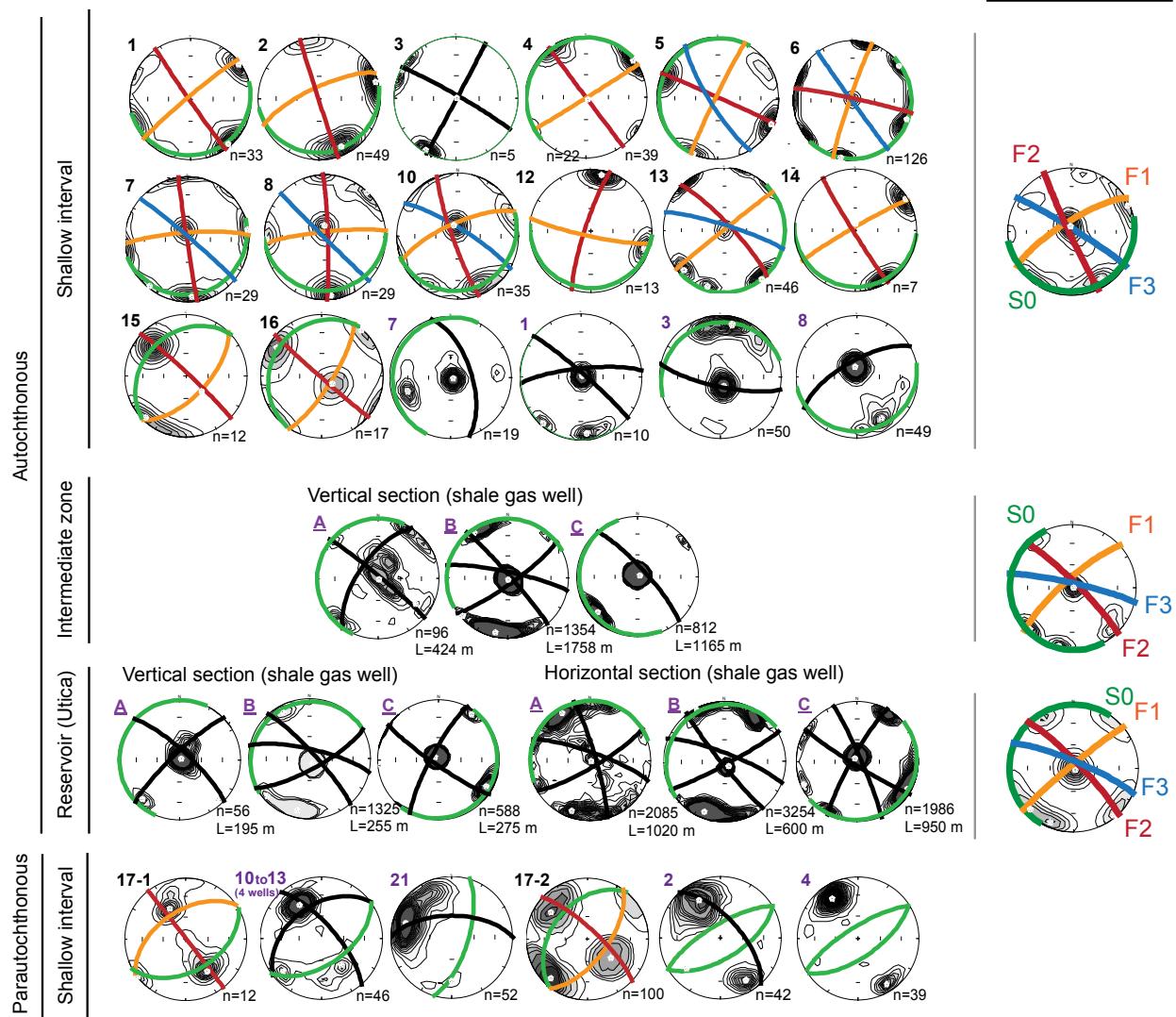
Some intervals in the black shales of the Lotbinière Formation (northern part of the study area) display oval-shaped carbonate concretions (maximum diameter of up to 1.5 m; length-to-width ratio around 1.5). The metabolic activity of sulfate-reducing and methanogen bacteria that occurred shortly after the inception of burial of organic matter-rich sediments under anoxic conditions are responsible for the formation of these concretions (Mozley & Davis, 2005). In the Lotbinière Formation, 15 fractures were identified passing around such concretions without crosscutting them (Fig. 6c). Such a relationship is interpreted as an indicator of natural fractures propagation in the presence of abnormal fluid pressure in response to the shale thermal maturation and to the gas generation in a context of deep burial (McConaughy & Engelder, 1999).



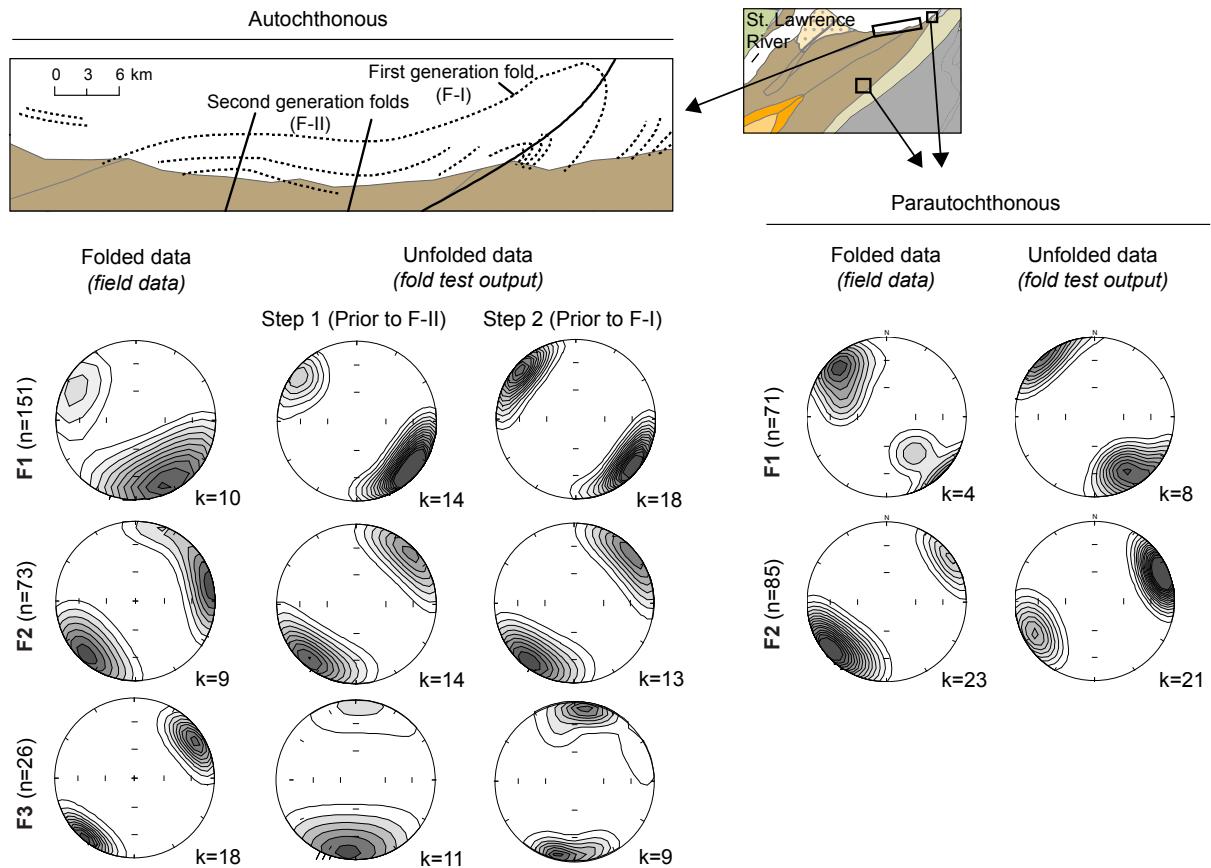
**Fig. 6. Examples of fracture observations on outcropping shales: a. and b. Fracture sets 1 and 2 abutting relationships in the outcropping Lorraine Group (a; site 10) and Les Fonds Formations (b; site 17). The gray dots highlight the abutting relationships between fracture sets; d. example of a fracture that abuts a calcareous concretion at site 6.**

Fracture poles: Outcrops, shallow (0-150 m) and deep (560-2300 m) wells  
 -> Colored poles and arcs were defined using crosscutting relationships

Synthesis: -> major fracture sets defined by combining fracture sets poles from each measurement station



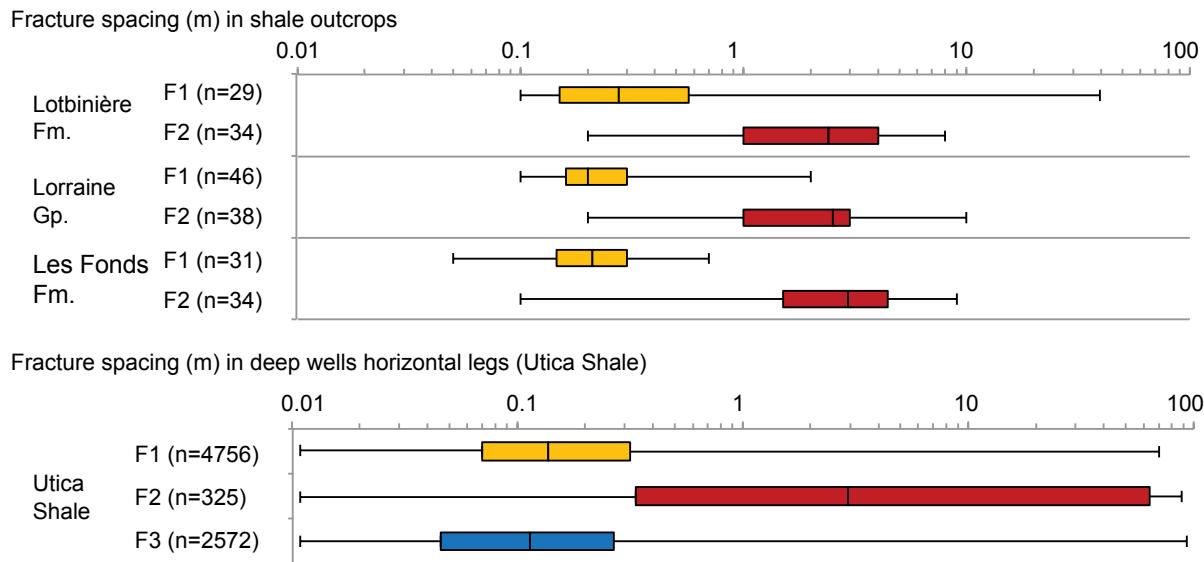
**Fig. 7.** Attitudes of the fracture sets identified in wells and outcrops intersecting shales in the Saint-Édouard area. The mean fracture sets and bedding planes attitudes estimated for each station are compiled in the “synthesis” stereonets. Fracture and bedding planes poles are plotted in a lower hemisphere Schmidt representation. For outcrop data, contoured densities are not significant as they vary with the number of features measured in each outcrop (a function of the out-crop and well dimensions); densities were corrected for the sampling bias in borehole data. J.-C.: Jacques-Cartier; C.-F.: Chambly-Fortierville; n: number of fractures for each outcrop/well; L: length of the well section logged;



**Fig. 8. Fracture attitudes variations during the fold test.** The fracture data used in the analysis comes from outcrops 5 & 7 to 16 (autochthonous) and from outcrop 17 and wells #10, 11 and 13 (parautochthonous). Fault and fold axis locations presented in the maps were initially described in Clark and Globensky (1973) and Pinet (2011). F-I and F-II: first and second generations folds. Two folds generations were identified in the autochthonous domain and one folding event was identified in the parautochthonous domain. The parameter  $k$  quantifies the degree of data concentration (higher values correspond to highly concentrated data).

Statistics on fracture spacing data from outcrops and boreholes are presented in Fig. 9. Median values in shale outcrops are significantly higher for F1 than for F2 (0.20 to 0.28 m for F1; 2.4 to 2.93 m for F2). The same trend is observed in the shale gas wells (0.14 m for F1 and 2.93 m for F2). Lower and upper quartiles for fracture spacing also extend over a significantly larger interval for the F2 set than for the F1 set, suggesting a more scattered spatial distribution of F2 fractures,

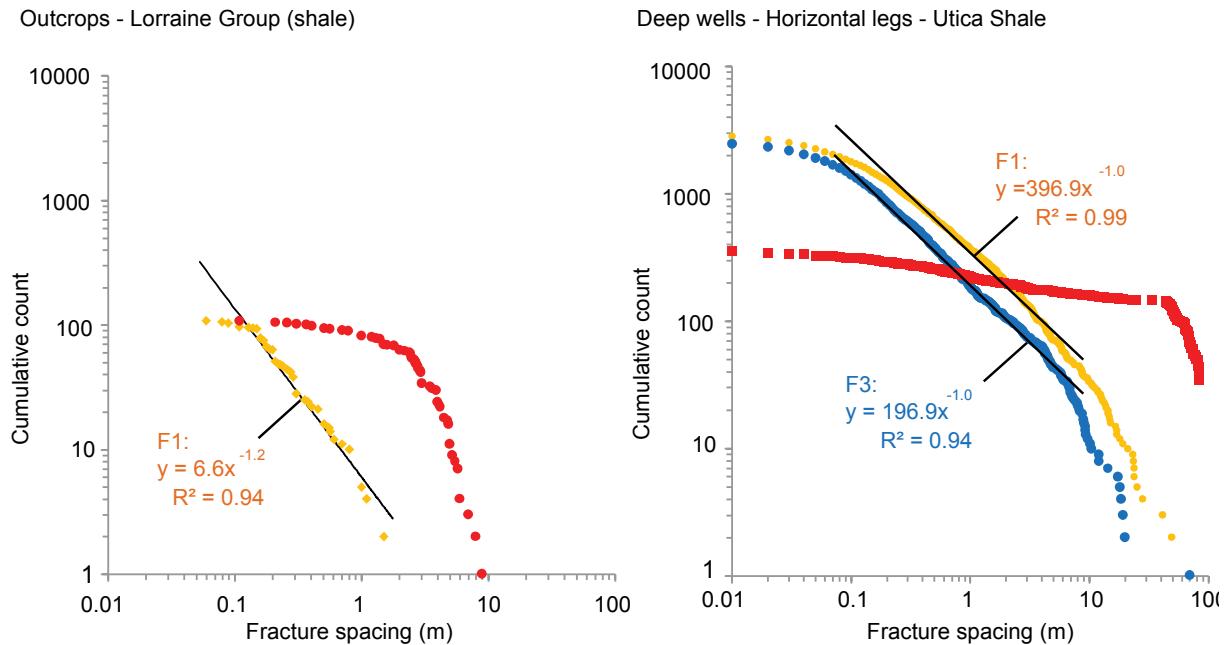
especially in the Utica Shale. In the deep wells, the mean value for F3 spacing (0.11 m) is slightly lower than that of the F1 value.



**Fig. 9. Fracture spacing measured on outcrops of the Lorraine Group shale (15 sites) and in three deep well horizontal legs located in the Utica Shale. The box plot diagrams show, from right to left, maximum, upper quartile (75th percentile), median value, lower quartile (25th percentile) and minimum fracture spacing for the F1, F2 and F3 fracture sets.**

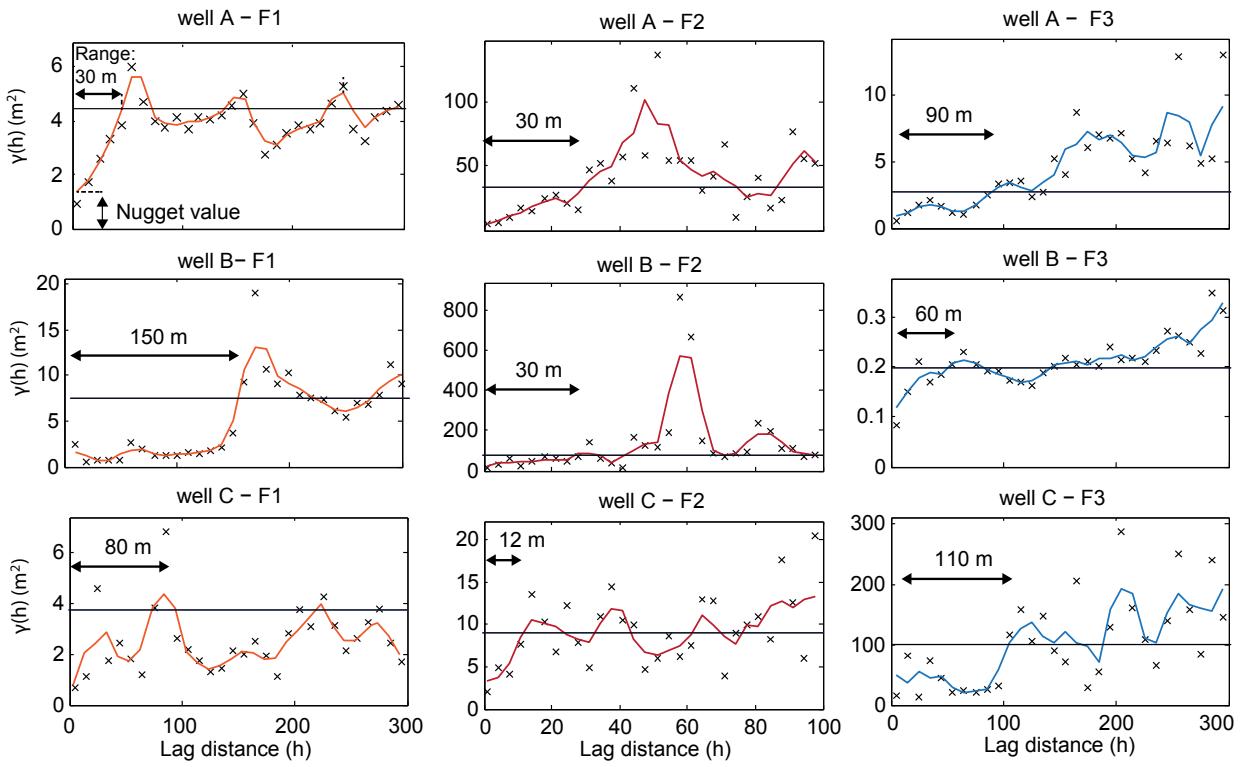
To the contrary of F2 fractures, both F1 and F3 fractures spacing data from outcrops and shale gas wells seems to follow a power law distribution (exponent values around 1), see Fig. 10. In this figure, spacing value less than 0.05m (resolution of the observation methods) and higher than 10 m (upper limit of statistical homogeneity) were excluded for the regression calculation. Following Bonnet *et al.* (2001), this may reflect the scale invariance of the fracture spacing for these two sets. The existence of the power law distribution must be interpreted with care as our dataset is affected by both censoring bias (high fracture spacing is not sampled due to the limited size of outcrops and well sections) and truncation bias (limitation due to tools resolution). Then, the scale range of observations did not extend two orders of magnitude as suggested by Bonnet *et al.* (2001). Despite this limitation, the specific trend for F2 fractures distribution may be

explained by the relative timing of fracture formation. If F2 fractures lengths are constrained by F1 spacing, F2 spacing may not be scale invariant. This further support the possibility of a successive formation of F1 and F2 fractures.

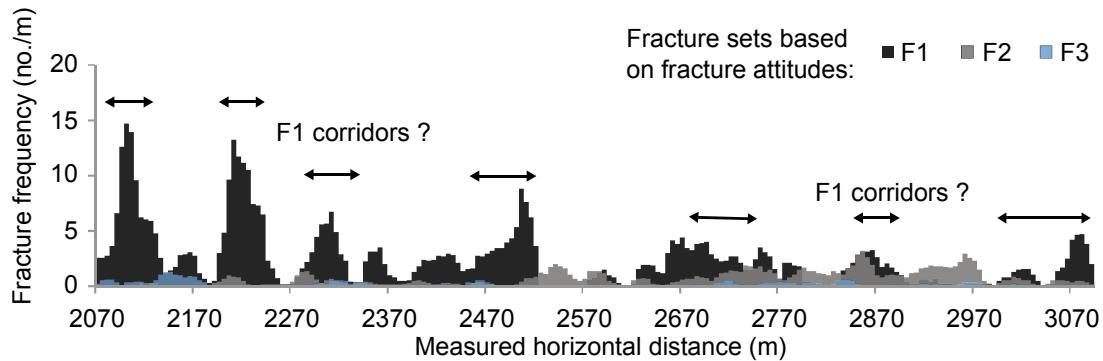


**Fig. 10. Fracture spacing distributions from outcrops and deep wells. The number of F3 fracture spacings measured in outcrops was insufficient to present meaningful results.**

All experimental variograms of the fracture sets obtained from horizontal legs of wells A, B and C show nugget values much lower than the variance of the entire sample (Fig. 11), implying that there is a correlation in fracture spacing. Therefore, fracture distributions display some clustering. F1 fractures display ranges values between 30 and 150 m. Variograms for the F2 and F3 set display ranges from 12 to 30 m, and 60 to 100 m respectively. Some concentration of F1 fractures (with significantly higher F1 fracture frequencies than other fracture sets) were identified in the horizontal well A (in the Utica Shale). This high frequency of F1 fractures is consistent with outcrop observations where F1 fractures spacing are lower than F2 and F3 spacing. This may be interpreted as the presence of F1 fractures corridors (see for instance Fig. 12: F1 fractures are closely spaced on distances of around 40 m and separated by approximately 100 to 200 m).

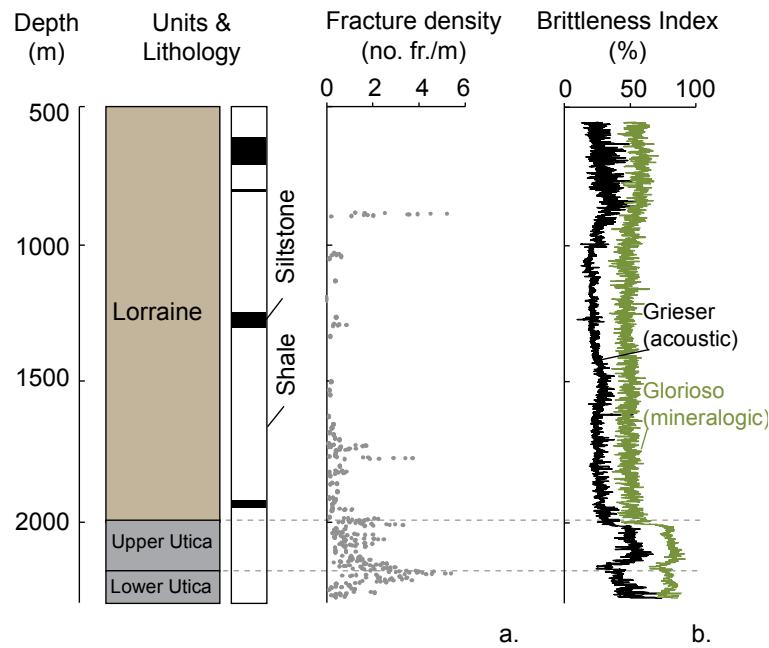


**Fig. 11.** Experimental variograms for spacing of fractures with respect to the distance lag  $h$  along the horizontal legs of the deep wells (Utica Shale). A moving average curve was added for a better identification of the trends in the calculated variograms. The horizontal line corresponds to the variance of the entire fracture spacing sample. This representation highlights the limit beyond which fracture spacing is not correlated (range) for F1, F2 and F3.



**Fig. 12.** Fracture densities in the horizontal leg of the deep shale gas well A (Utica Shale). Fracture frequencies were calculated using a 20 m window length every 5 m.

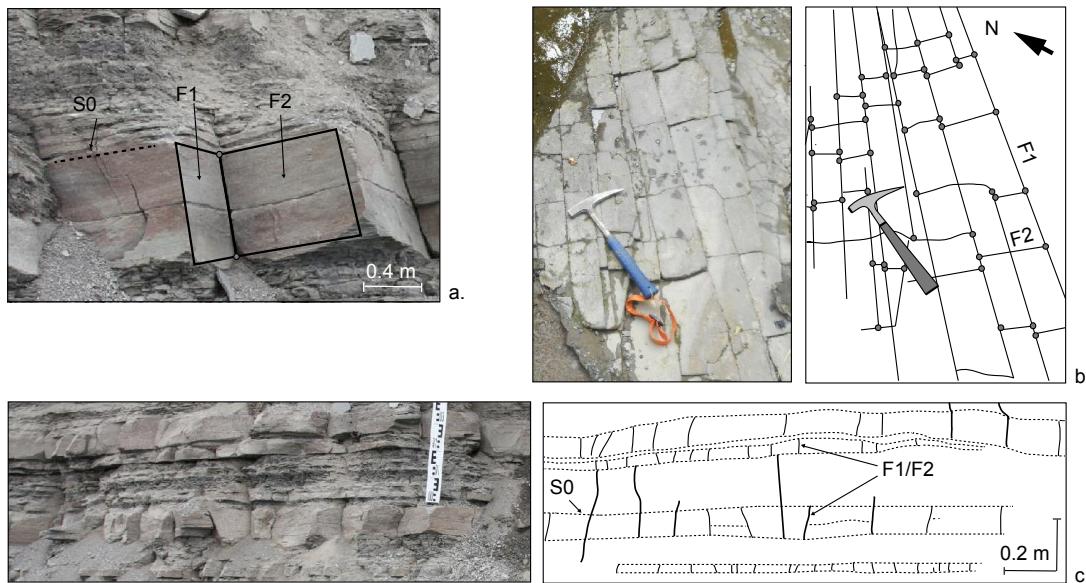
In the deep zone, fracture density vertical profiles generally display localized fractured intervals separated by vertical distances ranging from 10 m to 300 m. Fig. 13 only presents the fracture density and Brittleness Index (BI) variation with depth for well B, but they can be considered representative of those found in wells A and C. Higher fracture densities and BI values were generally measured in the Utica Shale. This suggests that these two parameters could be correlated. In specific depth intervals in well B, some high fracture densities values correlates with low BI values (see the contact between the Upper and Lower Utica in Fig. 13). Geomechanical contrasts in the vicinity of these lithological contacts may explain the occurrence of these higher fracture density intervals.



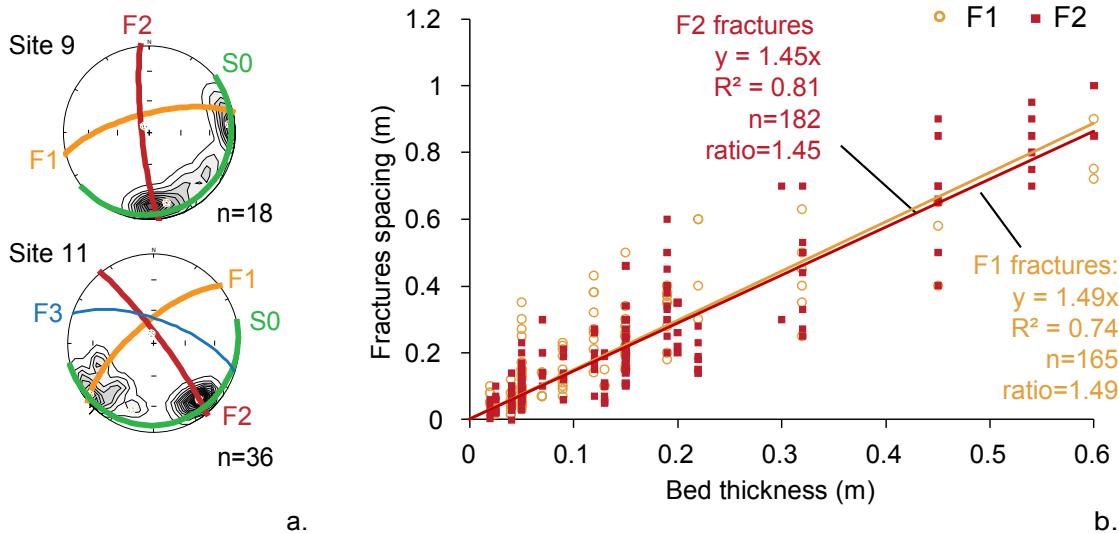
**Fig. 13. Fracture density and rock brittleness at depth:** a. example of fracture density variation with depth in the deep vertical well B. Fracture densities were calculated using a 5 m window length every 1 m and the values were corrected for sampling bias; b: mineralogical and acoustic Brittleness Index variations with depth (data from Séjourné (2017)).

### 5.4.2 Fractures in siltstone interbeds

Data from outcrops showed that the siltstone interbeds are crosscut by the same fracture sets as those cutting across the shale (F1, F2 and F3) (Fig. 14a and b). However, contrary to shale units, fractures are stratabound in siltstone units, with only a few F1 fractures intersecting both siltstone and shale beds (Fig. 14c). F1 fractures are also generally longer than F2 fractures. F2 fractures abut F1 fractures and F2 fracture lengths generally equal to F1 fracture spacings (Fig. 14b). Fracture density in the siltstone beds is significantly higher than in shale intervals, with spacings lower than 1 m for both F1 and F2 fracture sets. Fractures were regularly spaced all along the outcrops. There is also a strong correlation between siltstone bed thickness and fracture spacing as shown in Fig. 15b. The calculated ratios of fracture spacing to layer thickness are respectively 1.29 and 1.43 for the F1 and F2 fracture sets.



**Fig. 14. Examples of fractures affecting siltstone beds (a and c: site 9; b: top view of the outcrop at site 11). The gray dots highlight the abutting relationships between fracture sets.**



**Fig. 15. Geometrical characteristics of fractures in siltstone units:** a. Examples of fracture attitudes measured in siltstone outcrops at sites 9 and 11; b. Linear relationship between fracture spacing and siltstone bed thickness (data from outcrops 1, 6, 13 & 19); the term ratio in the plots corresponds to the fracture spacing to layer thickness ratio; the location of sites is shown in Fig. 1.

## 5.5 Discussion

### 5.5.1 Fracture pattern

#### 5.5.1.1 Main controls on fracture distributions

The differences in fracture distribution between the Lorraine Group shales and the Lorraine Group siltstones, and also between the Lorraine Group shales and the Utica Shale, suggest that these distributions are lithologically controlled.

Differences in fracture distributions were observed between shales and siltstones of the Lorraine Group. In Lorraine Group shales, the F1 spacing is lower than the F2 spacing (see a visual example in Fig. 6b) and F1 and F2 fracture are probably organized in corridors. In siltstone units of the Lorraine Group, F1 and F2 fractures are more homogeneously distributed and display equivalent spacing values (see a visual example in Fig. 14). Fractures in siltstone units are also limited by the bed thickness (which rarely exceeds 1 to 2 m) and this parameter is correlated with

fracture spacing (Fig. 15); this was also observed in many sedimentary basins (Bai *et al.*, 2000; Gross, 1993; Ji & Saruwatari, 1998; Ladeira & Price, 1981; Narr & Suppe, 1991). It was thus possible to evaluate the fracture saturation in siltstones, based on estimated fracture spacing to layer thickness ratios. According to the threshold interval of ratio values (0.8 to 1.2) proposed in Bai and Pollard (2000) and Bai *et al.* (2000), F1 and F2 fracture spacing would be at saturation in siltstone units (ratios of 1.29 and 1.43 respectively above the threshold interval of ratio values). Contrasts in mechanical properties between shales and sandstones (the sandstone being more brittle with a higher Young's modulus) induce a preferential fracturing of sandstones (Engelder, 1985; Laubach *et al.*, 2009). This could explain the higher observed fractures densities in the siltstones of the SLP. However, this must be considered cautiously as mechanical property differences between siltstone and shale units were not estimated throughout the SLP. This estimation is challenged by the presence of a significant amount of clay in both units (Séjourné *et al.*, 2013); see also the low BI variations in the proximity of siltstone/shale contacts (Fig. 13).

In the vertical sections of deep shale gas wells (depths > 500 m), higher fracture densities were measured in the Utica Shale compared to the Lorraine Group shales (Fig. 13). This is in agreement with the highly fractured horizontal portions of the shale gas wells completed into the Utica Shale compared to the lower density of steeply-dipping fractures observed in the outcropping Lorraine Group units. In contrast, fracture spacing and strike direction values are similar in the outcropping *Lorraine Group* units and in the deep Utica Shale (Fig. 7 and Fig. 9). This could be interpreted as fracture corridors being more common in the Utica Shale compared to caprock units. Therefore, when drilling a well through the entire sedimentary succession, there is higher probability of intersecting fracture swarms in the Utica Shale than in overlying units. The Utica Shale is more calcareous than the clayey Lorraine Group shale (Globensky, 1987; Lavoie *et al.*, 2008; Thériault, 2012) resulting in overall higher Brittleness Index (BI) values for the Utica Shale than the overlying shale units (Séjourné, 2017). Brittle shale units are more likely to be affected by a dense natural fracture network than ductile shale (Ding *et al.*, 2012; Lai *et al.*, 2015).

#### 5.5.1.2 Use of analogs to characterize the caprock

The relationships between the three fracture sets (F1, F2 and F3) and the two regional fold generations was assessed by applying a fold test on shallow fractures. This analysis supports a

syn- to post F-II folding origin for the F3 set. Conversely, the F1 and F2 fractures were probably developed before (or possibly during for F2) the main deformation/folding episodes that shaped-up the SLP (F-II and F-I folds). Therefore, the nowadays shallow structures should have been formed at depth before the removal of the overburden by erosion. The presence at reservoir depths of F3 fractures also discards their potential shallow formation after erosion.

Vitrinite reflectance data has shown that, at least regionally, around 5 km of overburden have been eroded in the SLP (Héroux & Bertrand, 1991; Yang & Hesse, 1993). At these depths, the fractures propagate according to the regional stress field orientation and thus display common orientations. Because shallow and deep fracture networks display common characteristics (especially in terms of fracture attitudes and spacing) and because of the burial history of the Saint-Édouard area, it is suggested that shallow fractures in shallow units were formed at depth and hence, had recorded the same tectonic events as fractures in deep units. Consequently, shallow and deep observations can be used to assess the fracture pattern in the intermediate zone.

No conclusion can be drawn regarding the initiating mechanism for fracture propagation. The latter could result from an increase of the greatest compressive stress during regional shortening, a decrease in the least compressive stress caused by regional extension, or an increase in pore pressure (which could also be associated with the first two mechanisms). It must be noted that an abnormal pore pressure related to the thermal maturation of organic matter is more likely to have occurred in the Lotbinière Formation, Les Fonds Formation and Utica Shale, as these units display higher organic content than the Lorraine Group units (Haeri-Ardakani *et al.*, 2015; Lavoie *et al.*, 2016). In the Lotbinière Formation, the crosscutting relationship between fractures and calcareous concretions indicated that some fractures could have been initiated in a context of abnormal pore pressure.

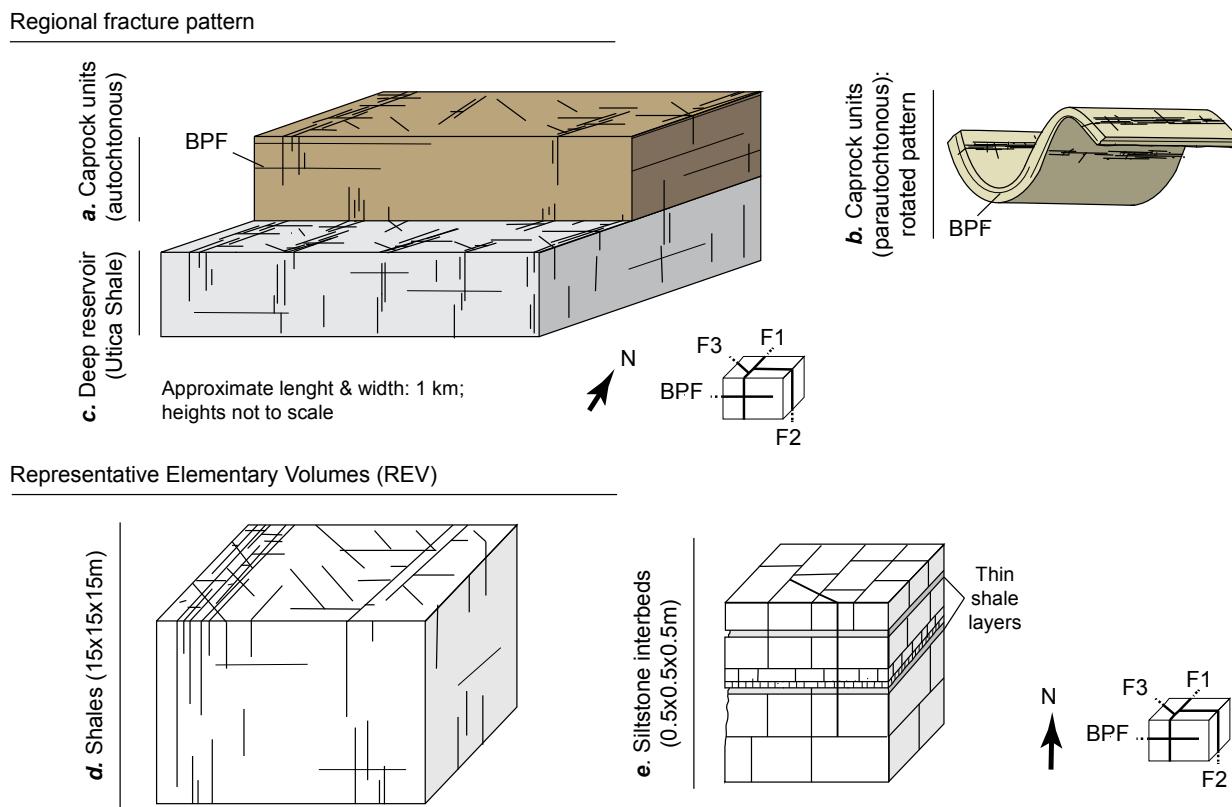
The use of analogs can be controversial if the regional geologic history is not well understood. The presence of shallow unloading fractures that display the same attitudes as some of the deep fractures is not discarded. Nonetheless, as a deep fracture dataset was available in the area, it was possible to infer that the density of possible shallow unloading fractures (developed under the control of either thermal-elastic contraction during uplift or erosion) is likely marginal, as fracture spacings are comparable in both shallow and deep intervals.

### 5.5.1.3 Conceptual models

In the Saint-Édouard area, the steeply-dipping fractures and BPF are assumed to be pervasive throughout the sedimentary succession, from the shallow aquifers to the gas reservoir (Utica Shale) and hence, throughout the intermediate zone. The F1 and F2 sets are orthogonal to each other and to the bedding planes. F1 fractures may be concentrated in corridors but this pattern remains to be confirmed. F1 and F2 fracture sets are also present in siltstone units and observations on outcrops showed that these sets are more homogeneously distributed in this unit (similar F1 and F2 spacing values). A third fracture set (F3) was observed in the Utica Shale and locally in the Lorraine Group, where these fractures are more sparsely distributed. A fourth set, corresponding to BPF, was only observed in shallow shale units within the upper 60 m of bedrock. The observation of BPF was easier at shallow depth because their aperture is enhanced in this interval, probably as a consequence of glaciations/de-glaciations events or de-compaction in a context of erosion and uplift. However, some BPF should exist at depth in the study area as in many other shale successions (Gale *et al.*, 2015; Gale *et al.*, 2016; Wang & Gale, 2016).

A conceptual model integrating all the elements acquired about the fracture pattern affecting the sedimentary succession of the Saint-Édouard area is proposed in Fig. 16. Schematics of the fracture network were developed using two scales to better represent their characteristics and features: the mesoscale (1 km blocks in Fig. 16a, b and c) and the metric (local) scale (Fig. 16d and e). The size of the metric scale blocks corresponds to the representative elementary volume (REV) of the fracture network that affects each lithological unit (shale or siltstone). A REV is defined as the minimum volume of sampling domains beyond which its characteristics remain constant (Bear, 1972). The REV properties could be used to further explore the hydraulic controls of this fracture network in numerical models with a Discrete Fracture Networks (DFN) approach. For stratabound fractures, such as those in the siltstone units, the size of the REV (a metric scale block) should be at least one or two times larger than the mean fracture spacing (Odling *et al.*, 1999). Thus, for the highly fractured siltstone units, a REV of 0.5 m size can be defined (Fig. 16e). For non-stratabound systems, such as in the shale units, it is recommended to define a REV larger than the maximum mean trace length of fractures (Voeckler, 2012); in fact, a size at least three times larger than the mean trace is suggested (Oda, 1985; 1988). The approximate maximum mean fracture length observed in shale units is 5 m. For this reason, a 15 m long REV is proposed (Fig. 16d). However, due to the lack of large outcropping areas in the

Saint-Édouard area, more fracture length measurements would be recommended in neighbouring areas for a finer estimation of the REV dimensions in shale units. It must be kept in mind that these REV are theoretical volumes that could not exist in the field due to the complexity and continuity of fluid flow circulation in the fracture network (Kulatilake & Panda, 2000; Neuman, 1988). However, in a context of low porosity and permeability rock in the SLP (BAPE 2010; Séjourné, 2015; Séjourné *et al.*, 2013), fluid circulation can only be envisioned through open fractures and very little within the matrix. Therefore, the definition of a REV is simply a first step to better assess the control of fractures on fluid flow.



**Fig. 16. Conceptual models of the fracture patterns: a. caprock units of the autochthonous do-main; b. caprock units of the parautochthonous domain; c. deep shale gas reservoir. In a. and b., the shallow aquifers are not specifically represented because they are affected by the same fracture network than the caprock units. The fracture network is also represented at a smaller scale in REVs: d. shale units; e. siltstone interbeds.**

## **5.5.2 Implications for the assessment of potential upward fluid migration**

### **5.5.2.1 Limits of the conceptual model**

In the Saint-Édouard area, the caprock and shale gas reservoir are affected by several fracture sets that are pervasive throughout the region and the entire stratigraphic succession. The experimental variograms showed that fractures are clustered and the parameters extracted from semi-variograms could be used for other studies to generate simulation of stochastic fracture networks fracture (in DFN models for example). Scale-dependant change in structure, such as the existence of fracture corridors, could not be identified using these variogram as this approach assumes that fracture spacing is a scale-independent continuous variable. As a consequence to further assess the heterogeneity of this fracture pattern, gains could be obtained by the use of parameters such as lacunarity which describes the scale-dependant changes in fracture patterns (Roy, 2013; Roy et al., 2014). For the specific case of the Saint-Édouard area, more field data would be necessary to rigorously document this entire range of heterogeneity. At regional scale, the progressive deepening of the platform to the southeast may also have had a control on small and large scale fracturing but it could not be confirmed with the existing datasets in the studied area.

In addition, the outcropping areas were limited in size and number and borehole data cannot provide any direct observation of fracture lengths. As a consequence, the vertical extension of fractures, and thus the vertical continuity of the fracture network between the deep gas reservoir and shallow aquifers cannot be undoubtedly determined solely based on the currently available structural datasets. This highlights the limits of using analogs when regarding to the potential existence of large-scale preferential fluid flow pathways in a sedimentary succession. However, the approach is particularly useful in fracture network characterisation studies, to make up for the frequent lack of data in some specific geological intervals.

### **5.5.2.2 New insights for the assessment of potential upward fluid migration**

As direct observations of the vertical extent of structural discontinuities are challenged by the limits of the available datasets and methods, data from other fields should be acquired to assess the potential of upward fluid migration through the caprock. For instance, isotopic signatures of gas in both rock and groundwater would provide good indicators to identify a potential hydraulic

connection between the deep reservoir and the surficial aquifers. In addition, the assessment of the geomechanical properties of the different units within the intermediate zone would provide evidence of the presence or absence of ductile strata that would control the fracture length. To further explore the hydraulic controls imposed by the presence of fractures and faults, one should also consider the four following points: 1) the role of individual fractures on fluid flow and especially their aperture throughout the stratigraphy; 2) the existence of open fractures associated with regional-scale structural discontinuities, such as fault damage zones; 3) the evaluation of hydraulic properties of these regional-scale features; 4) the driving mechanisms that would support upward fluid flow in these pathways (if any) throughout the entire stratigraphic succession (deep shale gas reservoir, intermediate zone and shallow aquifers).

## 5.6 Conclusion

The natural fracture pattern in both the shallow aquifers and the deep shale gas reservoir of the Saint-Édouard area was characterized using a combination of fracture data from outcrops and well logs (acoustic, optical and micro-resistivity). Three steeply-dipping fracture sets, as well as bedding-parallel fractures were documented. The three high-angle fracture sets are common to both shallow and deep units with similar characteristics such as fracture attitude and spacing. For this reason and based on the regional geologic history, these fracture sets could be used as analogs for those within the intermediate zone for which little to no data were available. These fracture sets are pervasive throughout the region, but they are heterogeneously distributed. Conceptual models of the fracture pattern were developed at metric to kilometric scales. Nonetheless, due to the limitations of the observation methods and the near absence of data for the intermediate zone, the vertical extension of natural fractures, which represents a critical parameter for aquifer vulnerability, still remains elusive. The comprehensive assessment of the caprock integrity should also be based on geomechanical properties of the different caprock units, on gas and groundwater geochemistry to provide evidence for potential upward migration and on the definition of potential hydraulic properties of fractures, fault planes and associated damage zones identified in the Saint-Édouard area, as well as their *in situ* hydrological conditions.

This paper highlighted the benefits of combining datasets from the shallow and deep intervals in fracture network characterization. It also pointed out the limitations of using analogs to assess the potential impacts of shale gas activities on shallow fresh groundwater. Even if these results are strictly valid for the Saint-Édouard area, the methodology used to characterize the fracture network in the caprock interval using geoscience data from the shallow and deep geological intervals could be used in other shale gas plays where lithologies are dominated by shale units. The approach could also be used in other fields, such as in geothermal energy or deep geological carbon sequestration projects, where the fracture pattern and the integrity of a rock mass relative to fluid flow must be assessed.

## Acknowledgments

This project was part of the Environmental Geoscience Program of Natural Resources Canada. It also benefited from funding from the Energy Sector through the Eco-EII and PERD programs. The authors wish to thank Talisman Energy (now Repsol Oil & Gas Canada) and especially Marianne Molgat, as well as Charles Lamontagne of the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements climatiques (MDDELCC) du Québec for providing well logs data. The land owners are also thanked for the access to outcrops and drilling sites. Authors are very grateful to André Guy Tranquille Temgoua, Xavier Malet and Elena Konstantinovskaya for field support. Authors wish to thank Nicolas Pinet for his careful review of the manuscript and relevant comments. Erwan Gloaguen is also thanked for his helpful comments. The manuscript was improved by comments and suggestions from William M Dunne and an anonymous reviewer. This paper is GSC contribution 20170287.

## **CHAPITRE 6. Application of the Barometric Response Function to the definition of confinement conditions in fractured sedimentary aquifers**

### **Titre traduit**

Utilisation de la méthode de la fonction de réponse barométrique pour la définition des conditions de confinement d'un aquifère sédimentaire fracturé

### **Auteurs**

*Ladevèze, P.<sup>1,a,b</sup>, Gosselin, J.-S.<sup>a</sup>, Lefebvre, R.<sup>a</sup>, Rivard, C.<sup>b</sup>,*

<sup>a</sup> INRS, Centre Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Quebec City, QC G1K 9A9, Canada

<sup>b</sup> Geological Survey of Canada – Quebec, 490 rue de la Couronne, Quebec City, QC G1K 9A9, Canada

### **À soumettre**

*Ground Water*

This is the pre-peer reviewed version of the following article, which has been published in final form at [Link to final article using the DOI]. This article may be used for non-commercial purposes in accordance with Wiley Terms and Conditions for Self-Archiving.

## Résumé

Les conditions de confinement des aquifères sont généralement déduites des épaisseurs et propriétés hydrauliques des sédiments qui les recouvrent ou des hydrogrammes de puits. Ces approches sont subjectives et peuvent conduire à des interprétations divergentes en fonction de la méthode employée et de l'utilisateur. Il a été précédemment démontré que la méthode de la fonction de réponse barométrique (FRB) est un outil fiable et efficace pour définir les conditions de confinement de façon objective. Cette méthode est avantageuse car les outils pour calculer la FRB sont déjà existants et elle ne nécessite que des données de niveaux d'eau et de pression barométrique, bien que celles-ci doivent être collectées à haute fréquence. Toutefois, les résultats obtenus avec cette approche n'ont que rarement été comparés à ceux tirés de l'utilisation des méthodes conventionnelles. Ici, les résultats obtenus avec la FRB pour 10 puits sont comparés à ceux obtenus par les méthodes conventionnelles, dans un contexte d'aquifère sédimentaire fracturé peu perméable. Les résultats ont montré que la FRB est un outil diagnostic qui permet d'améliorer la qualité de l'évaluation des conditions de confinement par rapport aux deux autres méthodes. Dans la région d'étude, le caractère captif de l'aquifère de shale fracturé aurait été sous-estimé en utilisant seulement les méthodes conventionnelles. La FRB a aussi fourni des informations importantes sur les propriétés physiques de cet aquifère et sur le mauvais scellement d'un puits. De plus, cette méthode a permis de mieux comprendre le rôle des fractures sur la circulation de l'eau dans l'aquifère rocheux. Enfin, la caractérisation des conditions de confinement à l'échelle régionale peut également être améliorée en utilisant les informations fiables obtenues à plus petite échelle avec la FRB. Pour ces raisons, l'utilisation de la FRB devrait être considérée dans de futures études hydrogéologiques.

**Mots clés :** Confinement, Efficacité barométrique, Fonction de réponse barométrique (FRB), Aquifère fracturé

## **Abstract**

Conventionally, aquifer confinement conditions have been inferred from water level fluctuations or the thickness and hydraulic properties of the overlying sediment cover. However, these methods are subjective and can lead to divergent interpretations depending on the user and method used. The Barometric Response Function (BRF) was previously proven to be a reliable and efficient tool to objectively define confinement conditions. This method has the advantage of only requiring barometric and piezometric data, although at a high frequency, and it can be computed with readily available tools. However, results from the BRF method have rarely been compared with those obtained from conventional methods. In this paper, results obtained with the BRF for 10 wells are compared with those from conventional methods in a context of a low-permeability fractured sedimentary rock aquifer. Results have shown that the BRF represents a valuable diagnostic tool that can significantly improve the assessment of confinement conditions compared to the other methods. In the study area (fractured shale dominated aquifer), the semi-confined to confined nature of the aquifers would not have been properly identified using the conventional methods. Furthermore, the BRF proved to provide interesting insights into both physical properties of the aquifer and specific well issues such as improper sealing. In addition, the BRF also helped refine the understanding of fracture control on groundwater flow. Regional assessments of confinement conditions requiring spatially distributed maps can also benefit from reliable local results obtained with the BRF method. For these reasons, the BRF method should be considered in future hydrogeological studies.

**Keywords:** aquifer confinement, barometric efficiency, Barometric Response Function (BRF), fractured rock aquifer

## 6.1 Introduction

A rigorous evaluation of confinement conditions is necessary to characterize the fluid flow dynamics in an aquifer. The commonly used methods employed to assess aquifer hydraulic properties (see for instance the methods described in Krusemann and De Ridder, 1994 and Butler, 1997) and groundwater recharge (e.g. Healy, 2010; Healy and Cook, 2002) are based on assumptions that heavily rely on the type of aquifer (i.e, confined, semi-confined, unconfined). Knowledge on confinement conditions is also essential to understand the aquifer storage and recovery processes. While groundwater comes from drainage porosity in unconfined aquifers, it comes mainly from aquifer matrix decompression in confined aquifers (Fetter, 2001). The diagnostic of the confinement conditions is also of interest for the assessment of aquifer vulnerability to potential surface contamination (Aller *et al.*, 1987; Vrba & Zaporozec, 1994).

The hydraulic properties and thickness of the different units composing the surficial sediment cover overlying the rock aquifer or the pattern of well hydrographs are typically used in hydrogeological characterization studies to assess the confinement conditions (e.g. Miller 1986; Heilweil and Brook 2011; Perrin *et al.* 2011; Carrier *et al.* 2013). However, these approaches are not standardized and can lead to subjective and divergent interpretations. This is especially the case for sedimentary rock aquifers where permeable fractured intervals can be capped by non-fractured low-permeability rocks.

Studies have demonstrated that the Barometric Response Function (BRF) is a reliable and efficient tool to assess aquifer confinement (Butler *et al.*, 2011; Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002) and to evaluate the properties of the confining layer in semi-confined aquifers (Hussein *et al.*, 2013; Odling *et al.*, 2015). However, the BRF remains a method that is seldom used in groundwater resources assessments. This situation may stem from the fact that results obtained with the BRF method have rarely been compared with those from conventional approaches. This paper highlights some of the benefits resulting from the use of the BRF for aquifer confinement assessment in the context of a sedimentary fractured rock aquifer. The study area surrounds the town of Saint-Édouard, 65 km southwest of Quebec City, Quebec, eastern Canada, where a hydrogeological project focussing on aquifer vulnerability to shale gas activities was carried out (Bordeleau *et al.* 2017; Ladevèze *et al.* 2016, 2018a, 2018b). Here, the user-

friendly and readily available tool developed and distributed freely by the Kansas Geological Survey, the KGS BRF software (Bohling *et al.*, 2011) was used for BRF computation.

## 6.2 Basic concepts and definitions

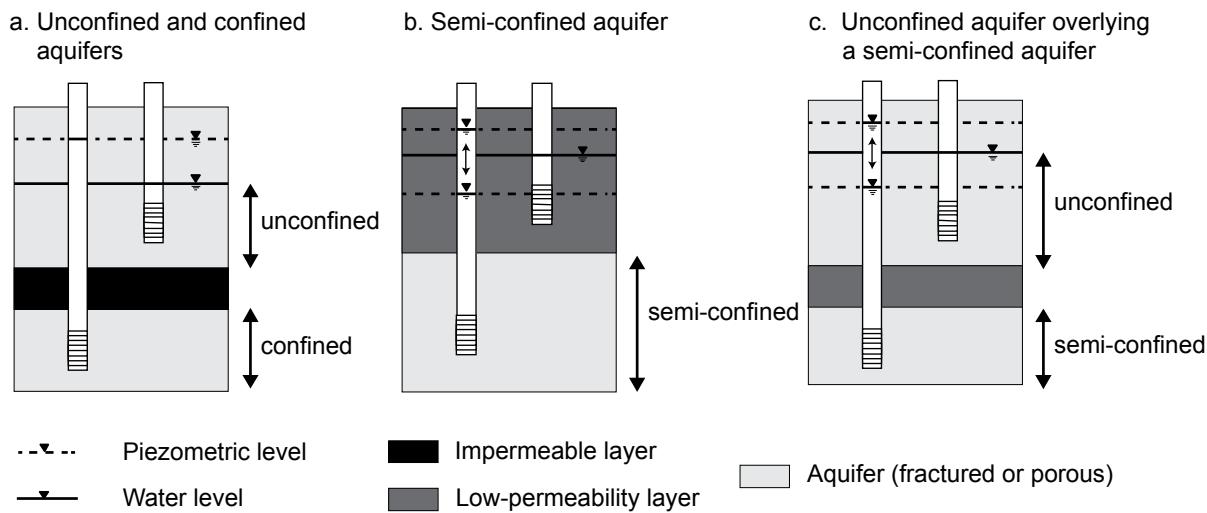
### 6.2.1 Types of water-bearing layers

Following Bear (2007), an aquifer is defined as a permeable geologic unit that can transmit significant quantities of water under ordinary field condition over a short period of time (hours to days). In contrast, an aquiclude is a water-bearing geologic unit in which the flow of groundwater, in both the horizontal and vertical direction, is negligible over large time scales (decades to centuries). Finally, an aquitard is defined as a semi-pervious water-bearing geological formation that is not permeable enough for the completion of production wells, but that can transmit groundwater to adjacent aquifers in quantities large enough to be relevant in the study of long-term (months to years) regional groundwater flow. Groundwater flow in aquitards is generally assumed to be mainly vertical. It is noteworthy that an aquiclude corresponds to a theoretical concept and that it does not truly exist in nature. However, aquitards can have different degrees of permeability and be considered nearly impermeable, at least in conventional hydrogeology, when the hydraulic conductivity is below  $10^{-9}$  m/s.

### 6.2.2 Types of aquifers

As illustrated in Figure 17, aquifers can generally be classified in three different types: unconfined, confined, and semi-confined (Fetter, 2001; Freeze & Cherry, 1979; Heath, 1983; Todd & Mays, 2005). Unconfined aquifers (also known as phreatic or water table aquifers) display a continuous permeable matrix that is partially saturated from the water table up to the ground surface (Fig. 17a). The water table constitutes here the top of the aquifer and is at atmospheric pressure. Confined and semi-confined aquifers are bounded from above by an aquitard and are characterized by a piezometric level that rises above the top of the aquifer (Fig. 17a). The overlying aquitards may be partially saturated if they extend to the land surface (Fig. 17b) or fully saturated, for instance if bounded above by an unconfined aquifer (Fig. 17c). Over

large areal extent and time scales, semi-confined aquifers can lose or gain significant amount of water through the formations bounding them.



**Fig. 17 Schematics of the type of aquifers, according to the degree of confinement**

### 6.3 Review of aquifer confinement assessment methods

Because the piezometric level in confined aquifers is higher than their top boundary, confinement conditions can sometimes be inferred from direct field observations, such as for artesian flowing wells. However, assessing the confinement conditions of an aquifer based solely on the observed static water level is challenging for several reasons. For example, when the water level is below the ground surface, the upper limit of the aquifer unit may be difficult to locate precisely due to lithological heterogeneity or lack of information on an existing well. Moreover, as boreholes are often improperly sealed, the identification of the correct water level and its precise position with respect to the top of the water-bearing layer may be difficult to obtain. Finally, this approach does not allow for a clear distinction between confined and semi-confined aquifers since both types of aquifers can be characterized by a piezometric level located above the water-table. Due to these limitations, other diagnostic tools should be used to infer the aquifer confinement conditions.

### 6.3.1 Conventional diagnostic tools

A method that is often employed to assess aquifer confinement involves the visual inspection of the well hydrograph pattern. In unconfined aquifers, the water table fluctuations are directly related to precipitation and recharge events (Healy & Cook, 2002). Therefore, wells with high amplitude water-level variations that were corrected for barometric fluctuations and low-frequency responses from precipitation events are generally considered unconfined. In contrast, wells completed in confined aquifers are very unlikely to be strongly correlated with precipitation events on a daily to weekly basis and the amplitude of water-level changes on hydrographs is expected to be small. However, no clear definitions or descriptions exist to classify the type of aquifer confinement based on water-level variation patterns. Thus, this general pattern to distinguish confined from unconfined wells must be taken with caution. Some significant differences can be observed in specific contexts making challenging their classification solely based on water-level fluctuations trends.

Another method that is commonly used to define the aquifer types in regional groundwater assessment projects is based on the determination of hydraulic properties and thickness of the different layers overlying the aquifer unit based on the well log (Rahi & Halihan, 2013). When several overlying units are present, a generalized approach is to regroup the lithofacies that have similar hydraulic properties (generally porosity and hydraulic conductivity) into hydrofacies (Anderson, 1989). Such a classification can also be used to define the presence of aquifers or aquitards within a geological formation (Fetter, 2001; Freeze & Cherry, 1979). An arbitrary minimum thickness for the aquitard units, considered sufficiently impermeable to confine or “semi-confine” the underlying aquifer unit(s), is defined to assess confinement conditions based on their hydraulic conductivity value or lithological description. The major limits of this method is that the thresholds for the considered minimum thickness of the confining layer and values attributed to hydraulic conductivity ( $K$ ) values are both defined subjectively. Moreover, precise information on the spatial distribution of the overlying units is often lacking or unavailable. Most of the time, existing data are only available locally, from the stratigraphic description of drillers, and wells are often sparsely distributed, which further increases the uncertainty about aquifer confinement conditions.

### 6.3.2 The Barometric Response Function (BRF)

It has long been acknowledged that changes in barometric pressure (BP) at the ground surface can induce water level (WL) fluctuations in a well (in contact with atmosphere) (Jacob, 1940). The relationship is an inverse one, i.e. the WL decreases when the BP increases and vice-versa. The potential for water circulation between the ground surface and the considered aquifer (including infiltration and thus recharge through the confining layer) can be indirectly evaluated using the relationship between BP and WL fluctuations a well open to the atmosphere (Freeze & Cherry, 1979).

Traditionally, the relationship between WL and BP fluctuations has been described using the barometric efficiency, which is a constant that describes the ratio of change in water levels (WL in m of water) to the change in barometric pressure head (BP in m of water) (Freeze & Cherry, 1979):

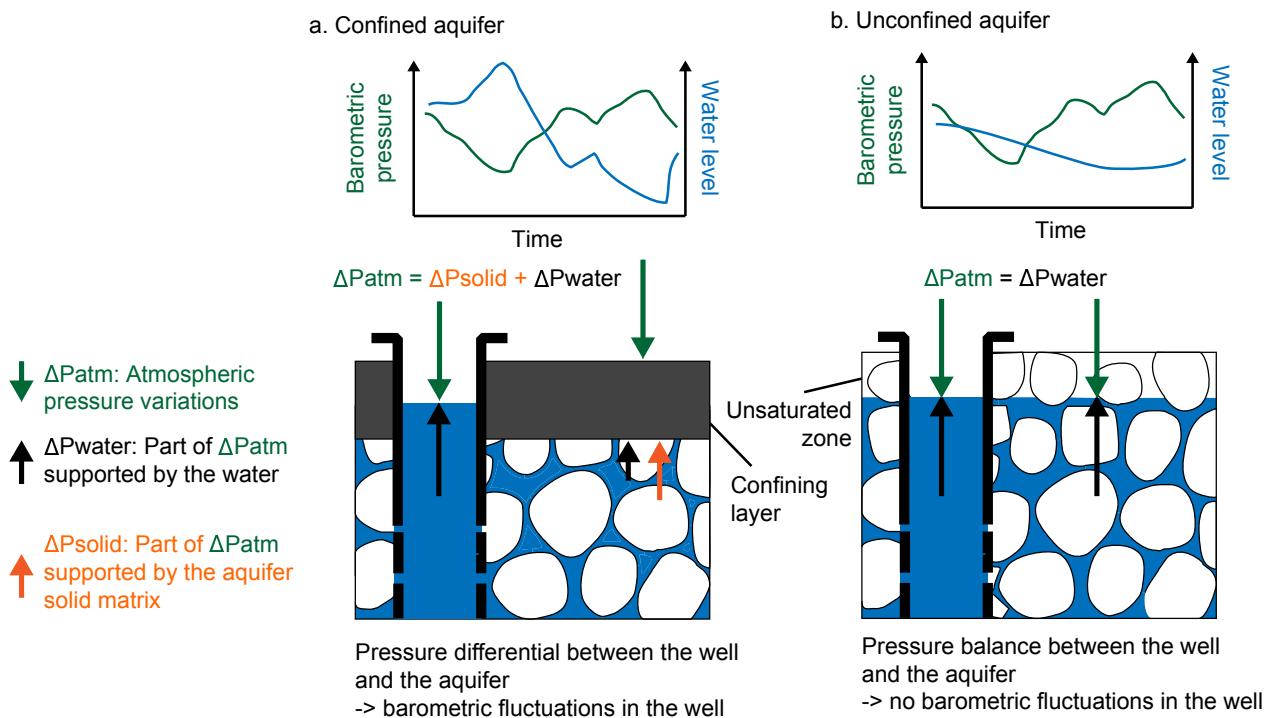
$$BE = -\frac{\Delta WL}{\Delta BP} \quad \text{Eq. 1}$$

where BE is the barometric efficiency,  $\Delta WL$  (m) is the change in water levels in the well over a given period, and  $\Delta BP$  (m) is the change in barometric pressure head during the same time interval. The barometric efficiency represents the portion of the load that is borne by the aquifer solid matrix and varies between 0 (load borne by the water) and 1 (load borne by the aquifer skeleton) (Freeze & Cherry, 1979; Jacob, 1940; Rasmussen, 2005).

The inverse relationship between WL and BP fluctuations was initially recognized in perfectly confined aquifers, where changes in the BP load are instantaneously transmitted to the aquifer through the confining layer by grain-to-grain contact (Jacob, 1940). The load is then distributed within the aquifer between the aquifer skeleton and porewater, while changes in BP are entirely supported by the water column in the well (Ferris *et al.*, 1962). The observed inverse relationship between WL and BP is thus explained by water fluxes through the open borehole section due to the pressure imbalance between the water column in the well and the surrounding confined aquifer (Fig. 18a). The barometric efficiency for confined aquifers usually falls in the range 0.25-0.75 (Freeze & Cherry, 1979), where high barometric efficiency and large WL fluctuations are

associated with rigid formations and low barometric efficiency and small WL fluctuations are related to highly compressible, elastic formations (Spane, 2002).

For unconfined aquifers, the WL response to BP fluctuations is controlled by a different mechanism than for confined aquifers. Under unconfined conditions, barometric loads are transmitted downward to the water table by propagation of air pressure through the unsaturated zone. For shallow permeable aquifers, changes in BP can be transmitted to the water table rapidly, resulting in no appreciable relationship between WL and BP fluctuations and a barometric efficiency of 0 (Ferris *et al.*, 1962) (Fig. 18b). In contrast, the barometric efficiency will be close to 1 for unconfined aquifers characterized by a very thick or low-permeability vadose zone due to the delayed propagation of air pressure through the unsaturated zone (Spane, 2002).



**Fig. 18 Schematics of potential effects of barometric pressure fluctuations on water levels in wells: a. in confined aquifers and b. in unconfined aquifers. In confined aquifers, the atmospheric pressure (load) is supported by the aquifer skeleton and pore water, while under unconfined conditions the load is mainly borne by pore water.**

Barometric efficiency allows for the characterization of the short-term response (a few hours to a few days) of a well to a change in barometric pressure. However, this method fails to acknowledge mechanisms that can cause a transient response of WL in wells to BP fluctuations, such as wellbore effects, delayed propagation of air pressure through the vadose zone or leaky aquifers. The Barometric Response Function (BRF) is more efficient to study the long-term responses of WL to BP fluctuations. The BRF characterizes over time the response of the WL in a borehole to a step change of BP at the ground surface and can be determined through a regression-deconvolution procedure (Butler *et al.*, 2011; Furbish, 1991; Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002) with:

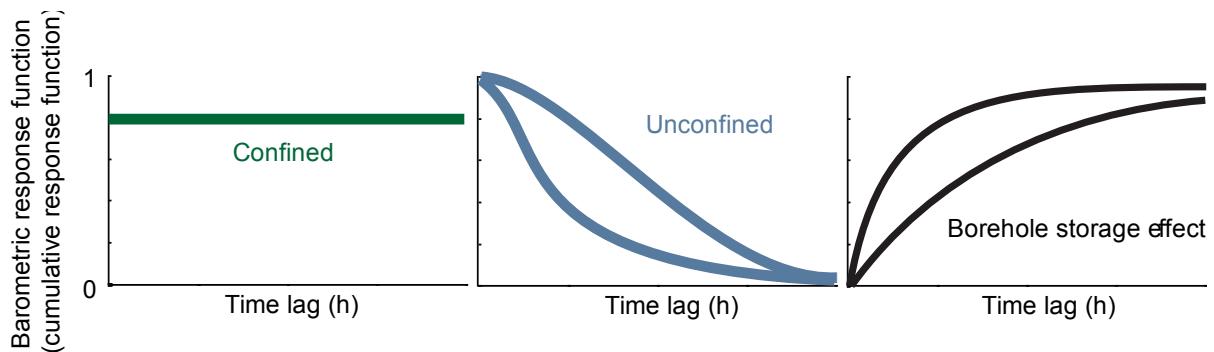
$$\Delta WL(t) = \sum_{i=0}^m \alpha_i \Delta BP(t - i\Delta t) + \sum_{i=0}^n \beta_i \Delta E(t - i\Delta t) \quad \text{Eq. 2}$$

where  $\Delta WL(t)$  is the change in water level estimated at time  $t$ ;  $\alpha_i$  and  $\beta_i$  are the barometric and earth-tide response coefficients at time lag  $i$ ;  $\Delta BP(t - i\Delta t)$  is the antecedent change in barometric potential observed from a maximum time lag of  $m$ , and  $\Delta E(t - i\Delta t)$  is the antecedent change in earth-tide gravity potential observed from a maximum time lag of  $n$ ;  $\Delta t$  is the time between two WL or BP measurements. Equation 2 equals the simple barometric efficiency definition of Equation 1 when earth-tide effects are neglected and when the maximum time lag  $m$  is 0. The BRF is essentially a measure of the barometric efficiency of the well as a function of time, following a step-change in the BP (i.e. the BRF is a cumulative response function).

Diagnostic plots of the BRF can be used to identify whether an aquifer is confined, unconfined, or semi-confined and to gain meaningful insights into the importance of borehole storage or skin effects in the well (Rasmussen & Crawford, 1997; Spane, 2002). Some examples of typical responses that can be obtained are presented in Fig. 19. A perfectly confined aquifer displays a relationship without time lag (instantaneous pressure transmission to the aquifer). An unconfined aquifer displays a time lag due to the travel time of the BP fluctuation through the unsaturated zone. Finally, a delayed response is observed in a well where a skin effect or significant storage in the borehole is present. In general, when using field data, the shape of the curve is a combination of these responses.

The assessment of confinement with the BRF method is directly based on observations of the aquifer hydraulic response over time to changes in BP, which is directly related to the hydraulic properties of the aquifer and its overlying units. In contrast, the hydrofacies method relies on the

analysis of the nature and properties of the surficial sediments to assess confinement conditions. However, the values of these properties, obtained from fieldwork or literature, are not directly related to the hydraulic response of the underlying aquifers.



**Fig. 19 Example of typical barometric pressure response functions.**

The barometric effects can also be used to analyze the *in situ* bulk formation properties (van der Kamp & Gale, 1983). The WL response to barometric fluctuations is a function of the well radius, the lateral hydraulic diffusivity of the aquifer, the thickness and vertical pneumatic diffusivity of the unsaturated zone and of the thickness and vertical hydraulic diffusivity of the saturated zone overlying the aquifer (Rojstaczer, 1988). Following these studies, it was shown that the estimation of the BRF in the frequency domain can also be helpful in identifying the hydraulic properties of the aquifer confining units (Acworth & Brain, 2008; Hussein *et al.*, 2013; Odling *et al.*, 2015; Rojstaczer & Riley, 1990). Moreover, water levels can also be corrected for BP fluctuations using the BRF (Quilty & Roeloffs, 1991; Rasmussen & Crawford, 1997; Toll & Rasmussen, 2007). These corrections can be important when a precise evaluation of the horizontal hydraulic gradient is needed, such as for the monitoring of the hydraulic performance of a containment system (Hare & Morse, 1997; 1999) or the analysis of pumping test data. The present paper focusses on to use the BRF as a diagnostic tool to identify the type of aquifer (confined, semi-confined, unconfined). A detailed evaluation of the hydraulic properties of the stratigraphic units or the correction of WL data for barometric effects is thus beyond the scope of this paper.

### **6.3.3 The case of fractured sedimentary aquifers**

In hard rock (crystalline) aquifers, it has long been recognized that significant fluid flow occurs in the fractures located in the first few meters below the top of the rock aquifer (Detay *et al.*, 1989). This is generally due to a rapid decreasing trend in fracture density with depth (Houston & Lewis, 1988; Howard *et al.*, 1992). In sedimentary rock fractured aquifers, this trend has also been observed (Arihood, 1994; Merin, 1992; Rushton & Rao, 1988), along with a frequent dominant contribution of bedding-parallel fractures to groundwater flow (Eaton *et al.*, 2007; Michalski & Britton, 1997; Nastev *et al.*, 2008). In these environments, the layering and thus structural discontinuities in the bedrock strongly control hydraulic properties and groundwater circulation (Morin *et al.*, 2007; Singhal & Gupta, 2010). In the context of fractured shale aquifers, even relatively thin impermeable unfractured intervals can form aquitards that can confine underlying fractured horizons (Michalski, 1990). For this reason, confinement conditions can exist in some fractured rock aquifers regardless of the hydraulic properties and thickness of the overlying surficial sediments.

In this study, a field dataset collected in a low- $K$  fractured sedimentary aquifer is used to illustrate the usefulness and practicality of the BRF, both to estimate the confinement conditions in this setting and to help better understand the control of fractures on fluid flow in the studied rock aquifer.

## **6.4 Materials and methods**

### **6.4.1 General approach**

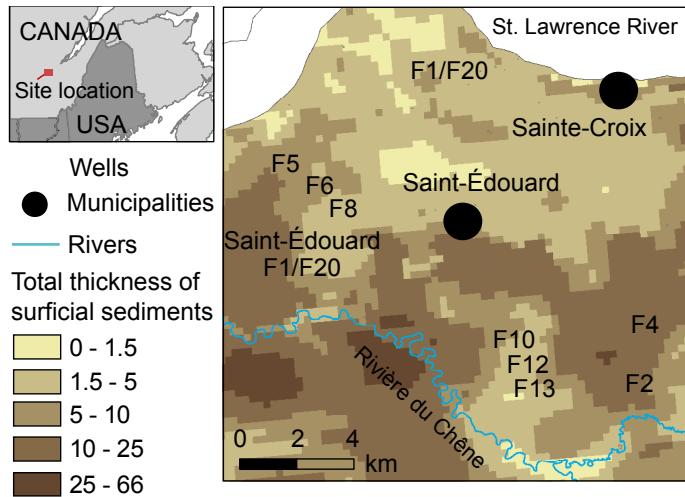
The fractured sedimentary aquifer of the Saint-Édouard area is mostly composed of shales, with some siltstone interbeds. More details on the local bedrock geology can be found, for instance, in Clark and Globensky (1973) and (Lavoie *et al.*, 2016). Both subhorizontal (open bedding parallel) and subvertical (high angle) fractures are present. Fracture density was found to significantly decrease within the first 60 m within bedrock, and especially in the first 30 m (Ladevèze *et al.*, 2018; Ladevèze *et al.*, 2017). Due to the difficulty of performing hydraulic tests

in these low- $K$  and low effective porosity units, the interconnection and the relative contribution of the two types of fractures to fluid flow remains poorly understood.

The aquifer confinement conditions were assessed at 10 locations where high temporal resolution of barometric and piezometric data were available from observation wells. Confinement conditions were first defined at each well with the two conventional approaches discussed in Section 6.3.1. Results were then compared with the type of aquifer found for each well using the BRF approach. Finally, local results found with the BRF method were superposed to a spatially distributed map of the confinement conditions produced for the entire study area ( $\sim 500 \text{ km}^2$ ) with the hydrofacies method (lithology of granular units overlying the aquifer) for comparison.

#### **6.4.2 Field dataset**

Field data were collected from 10 shallow observation wells drilled in the rock aquifer of the study area (Fig. 20). Data include detailed stratigraphic descriptions of geological units, hydraulic tests (slug tests), and WL and BP data. More details on this dataset is presented in Ladevèze *et al.* (2016). WL and BP data were acquired every 15 min over a period of two years following drilling (July 2014 to July 2016). Precipitation data were also obtained on a daily basis from the Canadian Daily Climate Database (Environment Canada). These open-hole wells intersect the bedrock over lengths ranging from 15 to 60 m (Fig. 20). A sealed casing was installed in the portion of the well that intersects the surficial sediments (which thickness varies between 0 and 40 m).



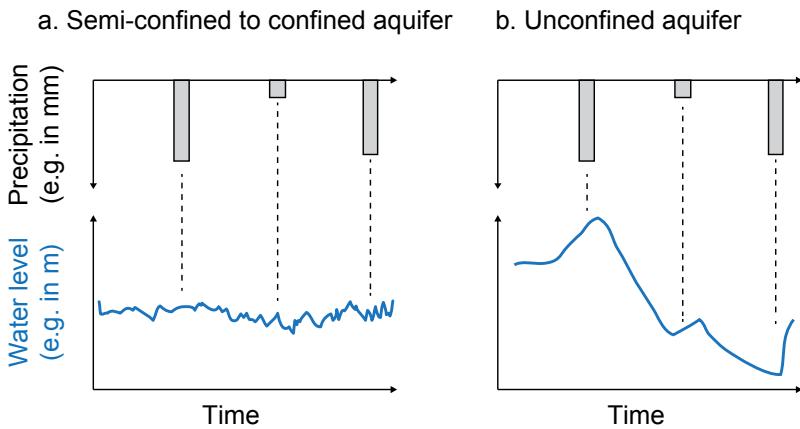
**Fig. 20 Location of the study area and of the 10 observation wells used for this study. Thickness of surficial sediments that overly the fractured rock aquifer is also shown, based on results obtained in Lefebvre *et al.* (2015a).**

### 6.4.3 Methodology

#### 6.4.3.1 The piezometric fluctuation method

Hydrographs from 10 wells were used to estimate the confinement conditions of the St-Édouard fractured rock aquifer. To do so, the WL time series measured in each well were plotted along with precipitation data, as shown in Figure 21. Precipitation data were obtained from two weather stations (located at respectively 12 km to the NW and 19 km to the SW of the town of St. Edouard) through the Canadian Daily Climate Database of the Government of Canada and were compiled using the GWHAT software (GroundWater Hydrograph Analysis Toolbox) (Gosselin *et al.*, 2017). This software allows the filling of missing data at a given station with data from selected neighboring weather stations using a multiple linear regression model (Gosselin *et al.*, 2017).

The confinement conditions were defined for each well via visual inspection of the water-level fluctuation pattern. The correlation between precipitation events and WL fluctuations was also evaluated using visual inspection. The shape of the curves and their synchronisation with precipitation events were used to differentiate semi-confined and confined wells (Fig. 21a) from unconfined wells (Fig. 21b).



**Fig. 21 Examples of typical responses to precipitation events in wells installed in semi-confined to confined aquifers (a) and in unconfined aquifers (b).** Note that the relative scales for precipitation and water level are the same for (a) and (b). Water level fluctuations for (b) are then more important than for (a) due to infiltration of precipitation to the water table, whereas the confining layer for (a) precludes direct vertical infiltration.

#### 6.4.3.2 The hydrofacies method

The principle of this method is to identify low-permeable units and to define a threshold thickness beyond which the underlying aquifer(s) will be classified as confined. In general, the units that are considered poorly permeable are the ones that display a high proportion of fine particles (clay and silt). However, as no standards exist for the  $K$  and thickness thresholds of these low- $K$  units, this classification may lead to subjective interpretations. The hydrofacies method works best when hydraulic properties of individual surficial deposit units are available. However, such detailed data are rarely available in hydrogeological studies and the  $K$  values are typically based on values found in the literature for a given lithology. Therefore, to highlight the limits of the method, and to be representative of typical groundwater mapping projects,  $K$  estimates of the low- $K$  surficial sediments were selected based on the stratigraphic description and arbitrary threshold thickness values were defined using professional judgment.

To define confinement conditions based on the properties of the overlying sediment cover, the stratigraphic descriptions of surficial sediment units intersected by the wells described in Ladevèze *et al.* (2016) were used. The units were classified according to the criteria presented in Table 2 (Parent *et al.*, 2008). In the paper, it is considered that the less permeable units that

confine the aquifer correspond to all the fine-grained units (F; which include clay and silt). In the Saint-Édouard area, the presence of heterogeneous glacial sediments (tills) that are poorly sorted and that contain particle sizes ranging from clay to boulders, making it difficult to relate the unit grain size to its potential control on the rock aquifer confinement. Therefore, similarly to what was done by Carrier *et al.* (2013) and Lefebvre *et al.* (2015a), it was considered that the presence of till (fine to medium tills: D1 and D2 in Fig. 23) contributes, at least partially, to the aquifer confinement in the region. Two sets of threshold thickness values were used to highlight the different interpretations that can arise from this method (Table 2). The first set is based on values used in two regional hydrogeological projects (called “PACES” hereafter based on the French acronym for a provincial program on knowledge acquisition on groundwater) carried out in the Province of Quebec, one of which comprising this study area (Carrier *et al.*, 2013; Lefebvre *et al.*, 2015a). The second set used lower threshold values (more restrictive thicknesses), to emphasize the variations in the interpretations that can result from these arbitrary choices.

**Table 2 Stratigraphic criteria used to classify the confining conditions of the wells. When several layers of a similar stratigraphic unit are present, their thicknesses are summed.**

Confinement conditions	Lithologies	Threshold thicknesses (m)	
		PACES values	More restrictive values
Confined	Fines (F; clay and silt)	$\geq 5$	$\geq 1$
Semi-confined	Intermediate class		
Unconfined	Fines (F; clay and silt)	< 1	< 0.5
	Undifferentiated “aquitard” sediments: fine and medium tills: D1 & D2	< 3	< 1

#### 6.4.3.3 The BRF method

To account for the earth-tide gravity potential (ET) fluctuations in the BRF calculation, a time series of synthetic ET was produced for the Saint-Édouard study area using the TSoft program (Van Camp & Vauterin, 2005). The BRF was then calculated for each well using the KGS BRF program following the approach discussed in Section 6.3.2 (Bohling *et al.*, 2011). As part of this study, the KGS BRF program was integrated into the GWHAT software (Gosselin *et al.*, 2017)

to provide a graphical and dynamic user interface to quickly and efficiently manipulate the water-level (WL), barometric pressure (BP) and earth-tide (ET) data series.

A time interval of water-level data must be selected to compute the BRF. It was recognized that the BRF is not an invariant characteristic of the well, as the shape of the BRF can vary depending on the conditions in the vadose zone, which also varies over time (Butler *et al.*, 2011). In fact for the BRF calculation, it is assumed that the WL fluctuations are only a function of BP and ET fluctuations. Therefore, only the periods of time where the WL displays clear responses to BP fluctuations must be selected for the analysis and data where WL are affected by effects such as pumping and significant recharge events must be excluded from the analysis. To illustrate the impact of the selected period of time on the shape of the BRF, the cumulative response function was here computed for three wells using the following periods of time: one month, one season (winter or summer) and the complete dataset.

## 6.5 Results

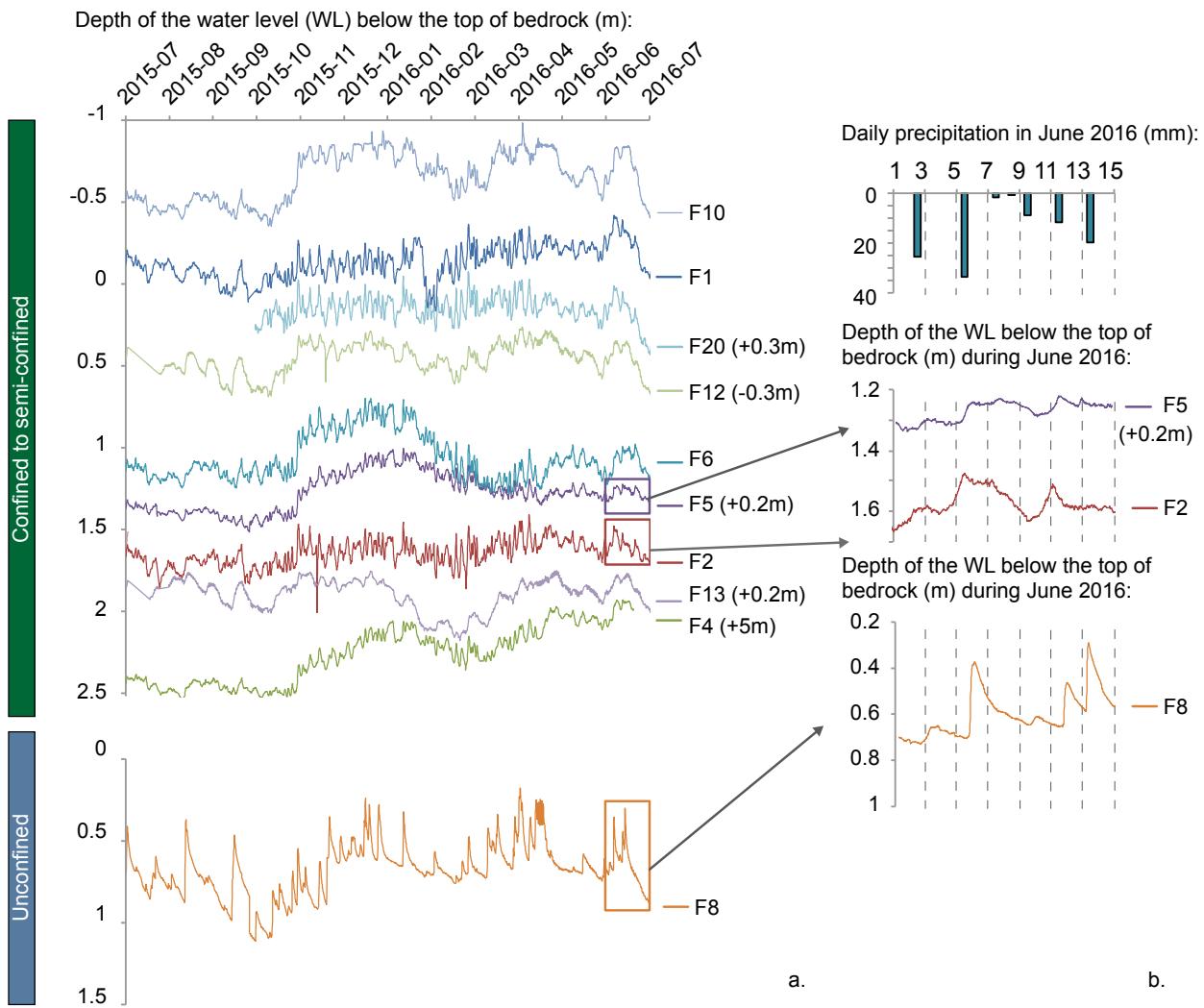
### 6.5.1 Classification of confinement conditions

#### 6.5.1.1 The piezometric fluctuation method

Figure 7a illustrates the results of the piezometric fluctuation method for the 10 observation wells over a one-year period (July 2015 to July 2016). Hydrographs of wells that appear to be under confined to semi-confined conditions (small amplitude water-level variations and no marked rises associated to precipitation) are shown at the top, while the hydrograph of the only well considered under unconfined conditions (high amplitude water-level variations and sharp rises related to precipitation events) is presented below. Three examples showing the relationships between precipitation and piezometric fluctuations for a 15-day period are also presented in Figure 22b.

Hydrograph of well F8 is indeed characterized by sharp rises of the WL in response to precipitation events and shows a higher amplitude of water levels than any of the other observation wells. Then, based on this method, F8 would be classified as an unconfined well. However, when looking in more detail at this hydrograph, it can be observed that the sharp rises of the WL are followed by a recession that exhibits two modes: an exponentially decreasing

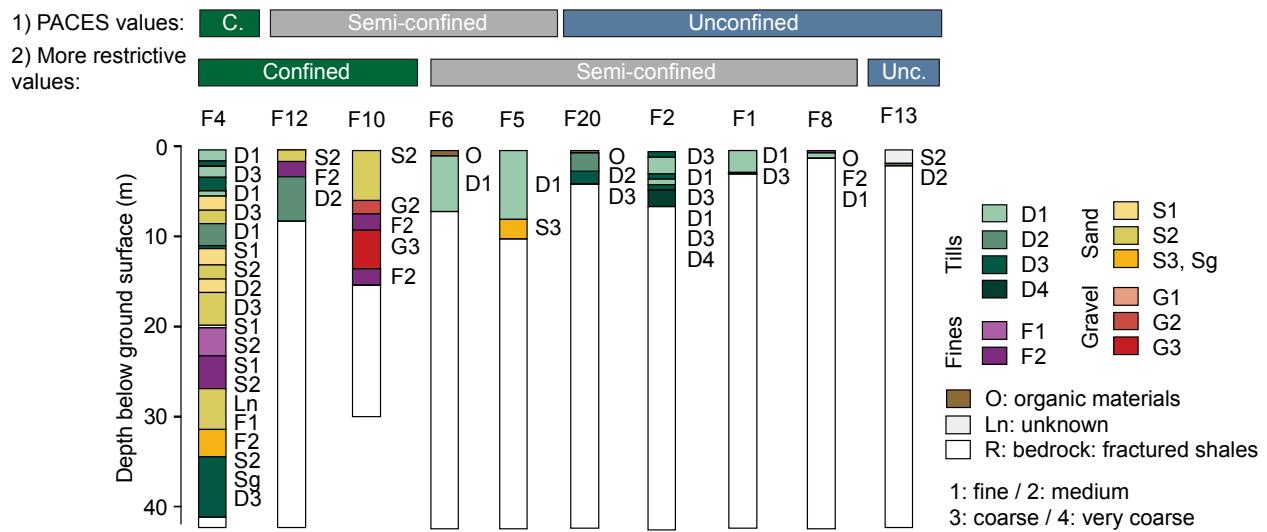
recession during the days following the precipitation, followed by a linear recession. This behavior indicates that infiltration occurs quickly after the precipitation event, but ceases rapidly, likely suggesting that this infiltration would only occur in proximity to the well and would not be representative of the aquifer recharge of the surrounding area. Nonetheless, no firm conclusion on the cause of this behavior can be drawn from the well hydrograph alone.



**Fig. 22 Piezometric fluctuations in 9 observation wells of the study area:** a. for all wells over one year (June 2015 to June 2016), for a better data visualization, the WL series for some of the wells were vertically translated in the graph (see the subtracted or added depth values in the brackets, for instance, F4 is in reality 5 m below what is shown); b: to allow a comparison with daily precipitation, wells F2, F5 and F8 are shown over a 15-day period in June 2016.

### 6.5.1.2 The hydrofacies method

Figure 23 presents the confinement conditions for the 10 observation wells based on the hydrofacies method. Unlike with the piezometric fluctuation method, very few wells appear to be under confined conditions with this method: only well F4 according to the PACES criteria and three wells (F4, F10 and F12) when using more restrictive threshold values (see Table 2). Well F13 seems to be unconfined using both threshold sets, but in the case of the PACES threshold values, four additional wells (F1, F2, F8, and F20) also appear to be unconfined.



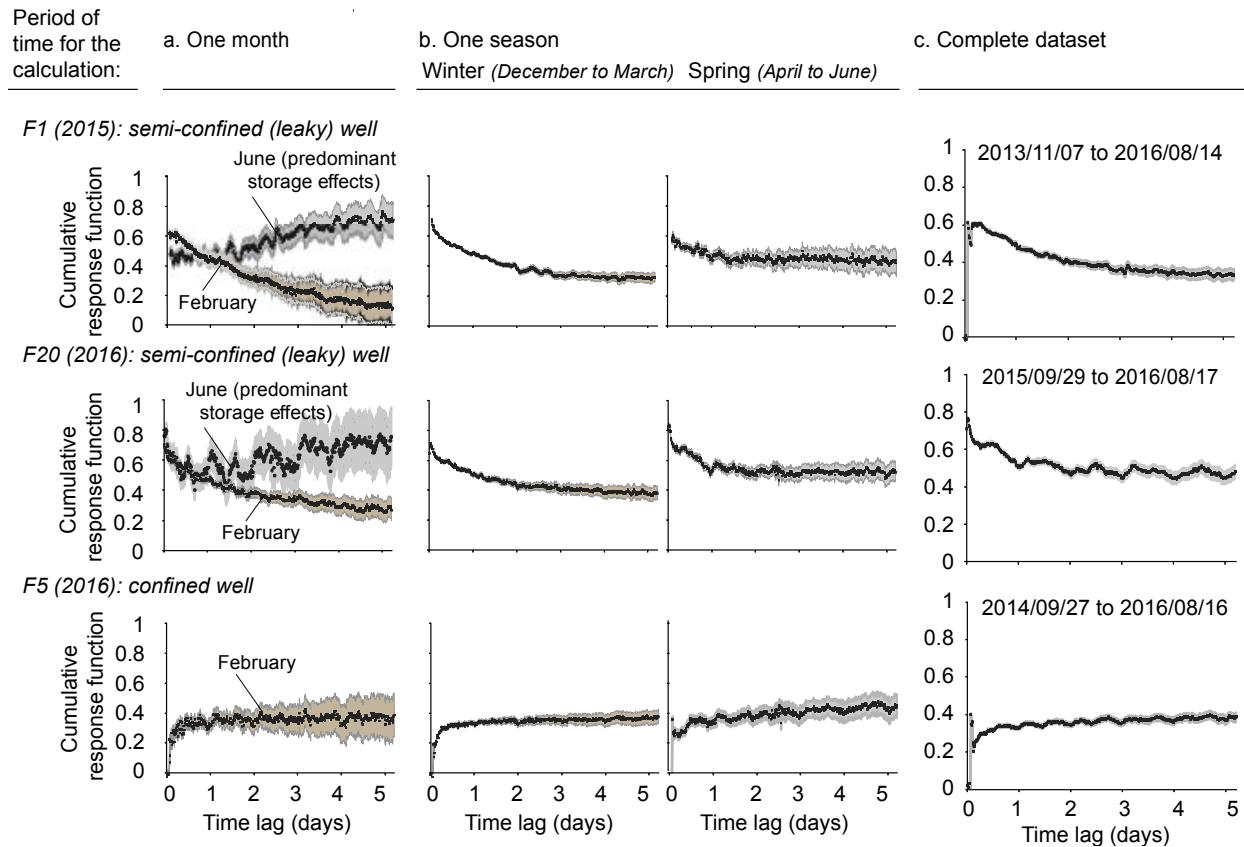
**Fig. 23 Confinement conditions attributed to the 10 observation wells used for this study, based on the stratigraphy of their quaternary sediments and on two sets of thresholds thicknesses for the confining units. The stratigraphic units were classified according to the criteria presented in Parent *et al.* (2008).**

### *6.5.1.3 The BRF method*

To illustrate the impact of the selected period of time on the shape of the BRF, the cumulative response function was computed for three wells using the following periods of time: one month, one season (winter or summer) and the complete dataset. Results of this analysis are presented in Figure 24.

The clearest (less noisier) shapes of the BRF were obtained when computing it with winter data. This is due to the fact that aquifers located in cold climates are only slightly affected by recharge events during this season, while precipitation is stored as snow and ice on the ground surface and released as recharge (infiltration) during spring. For example, for wells F1 and F20, during the month of June, some important recharge events occurred, causing a predominant storage effect in the shape of the BRF, while this is avoided in winter months such as in the month of February (Fig. 24a). When using data collected over a longer period (e.g., winter: December to March and spring: April to June), this storage effect tends to be smoothed out. In fact, similar patterns can be observed during both winter and spring as presented in Figure 24b. Unsurprisingly, the curve for spring is more affected by recharge events (which include the rapid snowmelt event) and appears noisier. Therefore, it displays a higher standard error. The cumulative response functions that are presented in Figure 24c show that the use of a longer dataset (a period extending from up to two years) can help smoothing out the perturbations caused by recharge events. A similar pattern to the one observed during winter can be obtained using the complete dataset.

Since noisier responses are obtained when using time periods where significant recharge events occurs, using the complete dataset likely represents an interesting compromise, as it provides smoothed curves that integrate longer periods, making them more representative of the well behavior for the BRF analysis. Therefore, to compute the BRF of each well from the Saint-Édouard area, the complete available datasets were used (2 years period). The confinement conditions were then defined based on a visual comparison of the resulting BRF curves with the theoretical curves of Figure 19.



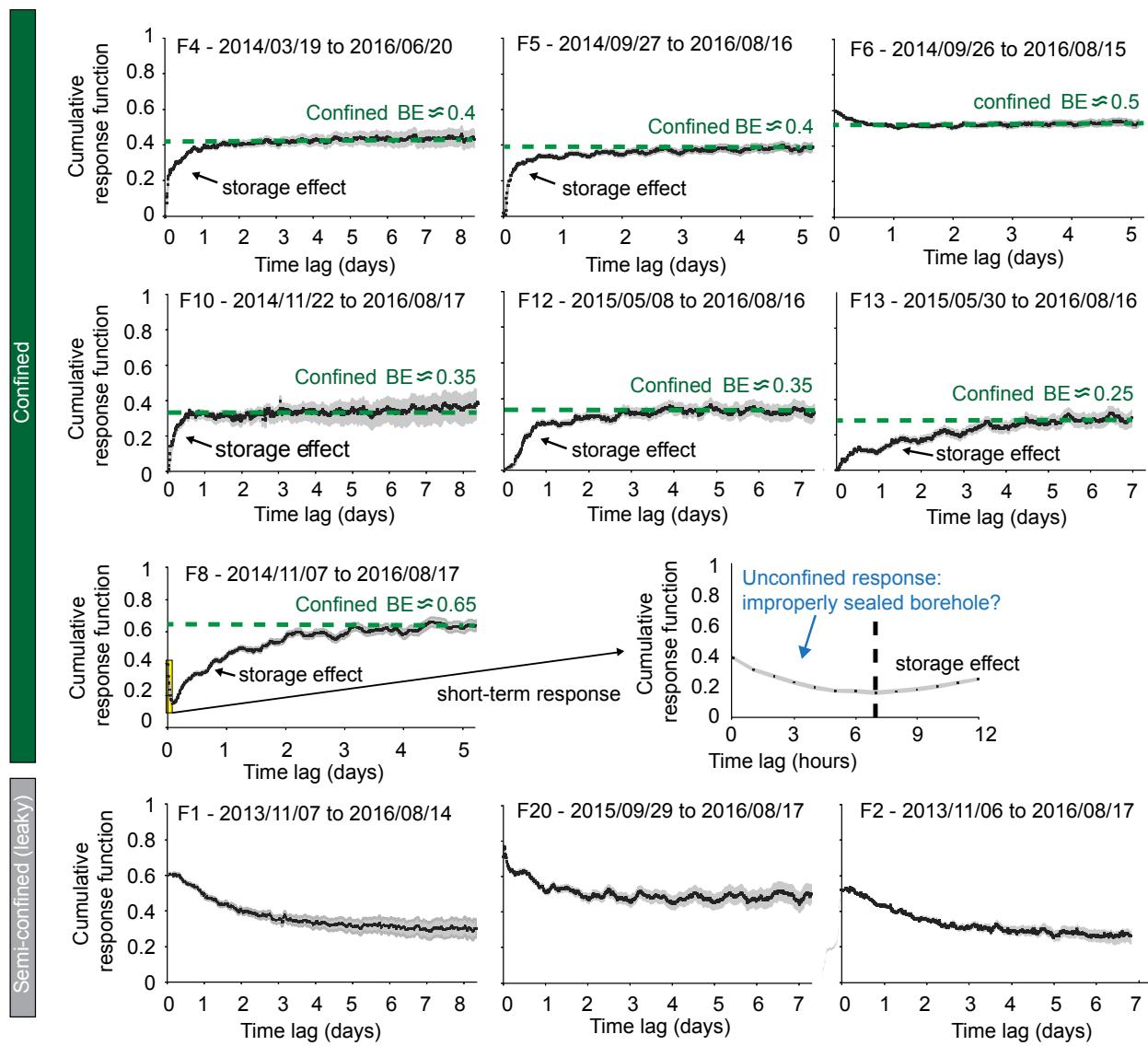
**Fig. 24 Variations in the shape of the BRF according to the time period used for computation. In these curves, the error bars (gray envelopes) correspond to one standard error about the estimated functions.**

Figure 25 presents the classification of confinement conditions that was obtained based on the shape of the BRF for each observation well. The BRF curve on the longer-term (for more than approximately 1 to 4 days of lag) suggests that wells F4, F5, F6, F8, F10, F12 and F13 are confined. A storage effect is observed in the BRF of all these wells except F6. A BE around 0.3-0.4 suggests a relative poorly rigid aquifer skeleton (a perfectly rigid skeleton, in an unfractured crystalline rock for example, would display a BE of 1). However, higher BEs are also observed (up to 0.65 for F8), indicating great variability in physical properties of the aquifer skeleton in the study area. The BRF for wells F1, F20 and F2 is intermediate between the unconfined and confined response; therefore, these wells were interpreted to be under semi-confined (leaky) conditions (see graphs at the bottom of Figure 25). A BE between 0.6 and 0.8 at zero time lag is observed for these three wells, suggesting potentially confined conditions and the presence of a

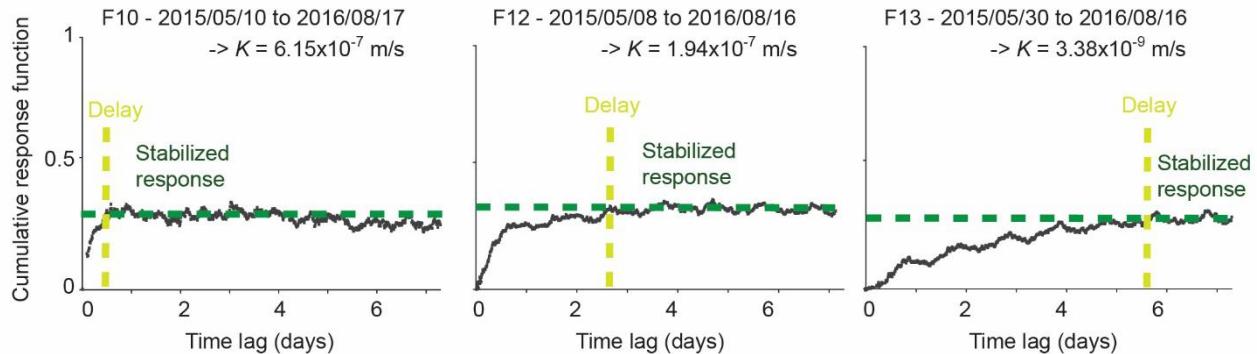
relatively rigid aquifer skeleton (consistent with the rock aquifer properties, i.e. slightly fractured low  $K$  shales). However, at longer time lag, curves show a slow decreasing trend for the BRF related to the slow movement of groundwater through a low- $K$  zone that equilibrates pressure heads, which points toward a leaky aquifer (i.e. semi-confined conditions). No well was identified as unconfined based on the interpretation of the BRF.

In wells that display a combined storage-confined response, after a step change of the barometric pressure, the induced flow from the open borehole to the rock formation will be delayed (storage effect) because of the low- $K$  values of the rock or of the borehole wall (skin effect). This transient flow from the well to the aquifer can be described using slug test solutions (Butler, 1997). According to these principles, the more permeable wells (F10 for example) will only display a short time lag (small storage effect) before stabilization of the BRF response. This is illustrated in Figure 26 that shows BRF curves for three adjacent wells presented in descending order of their  $K$  value, which were obtained from slug tests (Ladevèze *et al.*, 2016). This figure clearly shows that highly delayed responses are associated to wells with the lowest  $K$  values.

Well F8 also displays a long-term combined storage-confined response, but it additionally displays an unconfined-like response at short time lags (Figure 25). This well, although drilled close to wells F5 and F6 (less than 1000 m), provides a very different hydraulic response. The early response of this well (see the zoom to the right of the graph for well F8 in Figure 9) shows a concave curve with a time lag for the downward propagation of air pressure through the seal of the well of about 7 hours, suggesting unconfined conditions. However, the longer-term response that reaches a plateau points towards confined conditions. This behavior is thus assumed to be due to a hydraulic short-circuit between the ground surface and the rock aquifer caused by an improperly sealed casing, while the rock aquifer further from the well remains under confined conditions. This hypothesis was validated in the field during the carrying out of slug tests, as the well could not be pressurized (water was flowing-up along the casing during the initial borehole pressurization). This behavior is also further supported by the response of the water level in the well to precipitation events.



**Fig. 25 Classification of wellbore confining conditions based on the shape of the BRF (cumulative response function).**



**Fig. 26 Delayed responses in three adjacent wells. The shapes of the BRF are associated with confined conditions with significant storage effects. Hydraulic conductivity ( $K$ ) values obtained from slug tests carried out in each of these wells are also indicated in the top right corner of the graphs.**

### 6.5.2 Comparison of methods

Results obtained with the piezometric fluctuation, hydrofacies (using two sets of criteria) and BRF methods are summarized in Table 3. The type of aquifer (or confinement conditions) varies greatly according to the method used. Only one well (F4) obtained the same result with the four approaches. When compared with the BRF method, which is deemed to be the most reliable (see section 6.3.2), results found using the piezometric fluctuation method and the hydrofacies method with the most restrictive set of criteria were similar for 6 of the 10 observation wells. However, the hydrofacies method with the first set of criteria performed very poorly, providing only one similar result (for well F4). In general, the aquifer confinement tends to be underestimated using the hydrofacies method when compared with the BRF method in this study area, leading to the classification of five wells under unconfined conditions with the first set criteria. This bias is thus reduced when more restrictive threshold values for the thickness or the quaternary sediments are used. On the contrary, the use of the piezometric fluctuation method tends to overestimate the degree of confinement of the rock aquifer when compared with the BRF method: all wells were considered confined, except F8 that was classified as unconfined. In the study area, a few wells such as F1, F2 and F20 are completed in an “imperfectly” confined aquifer, a characteristic that cannot be identified solely based on piezometric fluctuations. Finally, while well F8 appeared unconfined to semi-confined using conventional methods, a

clear confined aquifer behavior was observed in the long term (more than three days) using the BRF method. For this well, the unconfined-like short-term response was related to an improperly sealed casing that allows a direct connection between the surface and the fractured rock aquifer.

**Table 3. Confinement conditions interpreted for the 10 observation wells using two conventional methods and the BRF method. U: unconfined; C: confined; SC: semi-confined**

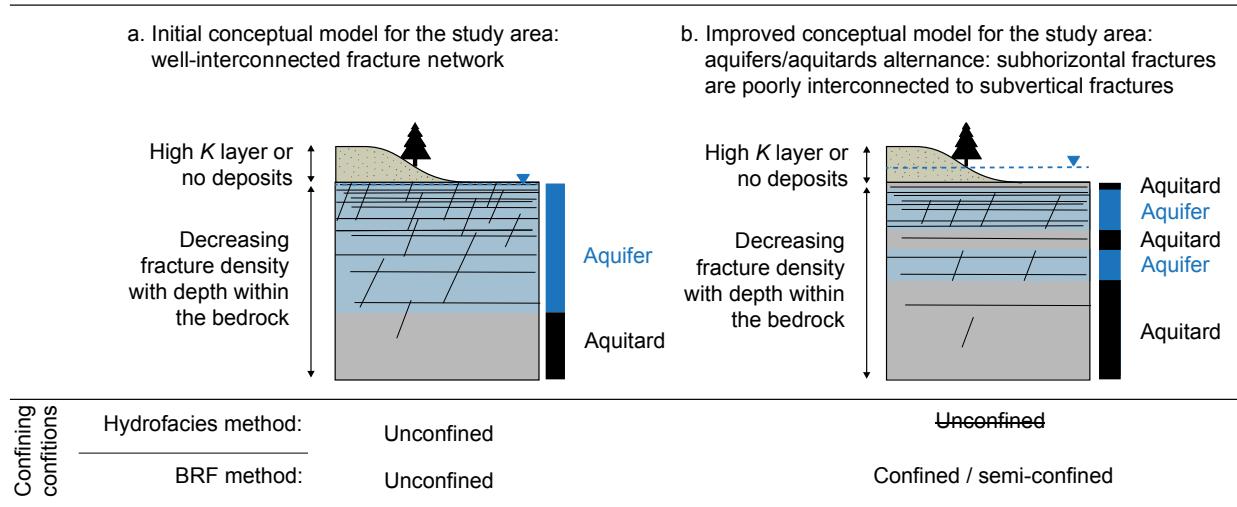
Wells	Hydrofacies using threshold depths from:		Piezometric fluctuations	BRF
	PACES values	Restrictive values		
F1	U	SC	C	SC
F2	U	SC	C	SC
F4	C	C	C	C
F5	SC	SC	C	C
F6	SC	SC	C	C
F8	U	SC	U	C
F10	SC	C	C	C
F12	SC	C	C	C
F13	U	U	C	C
F20	U	SC	C	SC

## 6.6 Discussion

The piezometric fluctuation method is based on the shape of the curves and their correlation with precipitation events, while the hydrofacies method is based on the description of the different surficial units overlying the studied aquifer, thus requiring the definition of threshold values for the thickness and hydraulic properties of the potentially confining layers. These commonly-used methods suffer from a lack of standardization, which strongly limits their robustness. In addition, certain features cannot be detected using the conventional methods, while they can be detected using the BRF (see below). The BRF method is based on the interpretation of direct physical observations of the aquifer hydraulic behavior (water level versus barometric fluctuations) that integrate the reaction of the well over short and longer-term periods. This hydraulic behavior is revealed by the form of the BRF, which indicates the degree of aquifer confinement (Butler *et al.*, 2011). Therefore, the confinement conditions are more likely to be correctly identified using the BRF method.

To summarize and illustrate some of the gains obtained by using the BRF method in a context of a fractured low- $K$  sedimentary aquifer, two conceptual models are presented in Figure 27. In these models, the fractured bedrock is either outcropping or overlain by permeable Quaternary sediments. Rock aquifers from both models (a. and b.) can be classified as unconfined when only considering the thickness and properties of the surficial sediments (hydrofacies method). In model a, subhorizontal fractures are well interconnected with subvertical fractures, allowing significant fluid circulation in the aquifer in its upper part. However in the study area, all the observation wells (even those having a thin or relatively permeable Quaternary sediment cover) showed semi-confined to confined responses using the BRF. This result strongly suggests that model a is not valid for the Saint-Édouard area and that the regional rock aquifer is generally confined or semi-confined even when the quaternary sediments are thin and relatively permeable. These results emphasise the importance of fracture characteristics on the degree of confinement of the rock unit for the study area.

Confinement conditions in the Saint-Édouard area are thus better represented by model of Figure 27b, which comprises some highly fractured zones (“aquifers”) capped by thin “aquitard” layers. The “aquifers” correspond to units where open subhorizontal fractures (bedding plane fractures) intersect subvertical fractures. Fractures may also exist in the aquitards, but they are not well interconnected or closed, hence fluid circulation through them is limited. In the Saint-Édouard study area, subhorizontal fractures are very likely to display significant lateral extension because the rock (mainly composed of shale and siltstone interbeds) is finely layered and the geological strata are only slightly folded. Therefore, it is more likely that the limiting factor for fracture interconnection is the extension of subvertical fractures. In this type of setting, the conventional approach that considers only the hydraulic properties and thickness of the units overlying the rock aquifer automatically lead to an erroneous assessment of the aquifer confinement conditions.

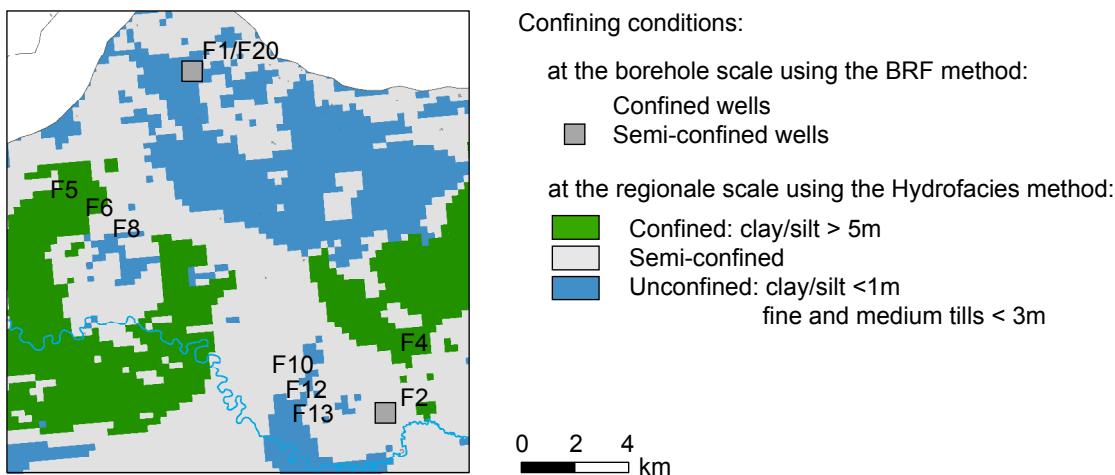


**Fig. 27 Conceptual models of a fractured rock sedimentary aquifer and its confinement condition according to the assessment method employed: a. the fracture network is considered well interconnected throughout its upper part and b. aquifer and aquitard strata are defined according to the presence or absence of interconnected fractures**

The use of the BRF has helped assess the confining conditions found in the study area. The BRF also notably permitted to refine and correct the conceptual model of the fractured rock aquifer (Ladevèze *et al.*, 2017). It has also provided important insights into specific well features and rock aquifer properties such as the presence of improperly sealed boreholes or the qualitative estimates of the hydraulic transmissivity of the well (indirectly determined from the delayed response in wells with storage effects). Such information could not have been obtained using the two conventional methods. Nonetheless, a significant limit to the application of the BRF method is related to the quality and frequency of the available water level data. If water levels are affected by nearby pumping wells or by tides, the BRF may not be suitable to interpret the confinement conditions. Moreover, the method requires high-density temporal measurements of water level and barometric pressure, generally not available from existing monitoring networks.

The BRF method can also be helpful in improving the assessment of confinement conditions at the regional scale. At this scale, spatially distributed maps of confinement conditions can merely be evaluated using the conventional hydrofacies method, when surficial sediment maps are available for the area. Figure 28 presents such a map for the rock aquifer in the Saint-Édouard

study area that had previously been estimated during the PACES project (Lefebvre *et al.*, 2015a) using this approach and the threshold values presented in Figure 28. Results obtained in this study using the BRF method at the 10 observation wells have been superposed for comparison. The use of the BRF has confirmed that, for the specific hydrogeological context found in the Saint-Édouard area, the surficial sediments have a limited control on the confinement conditions (Fig. 28). In geological contexts where rock aquifer confinement is mostly constrained by surficial deposit properties, the BRF could be used in conjunction with the hydrofacies method where barometric pressure data are available to “calibrate” the arbitrary thresholds used to define spatially distributed confinement conditions on the basis of surficial sediment stratigraphy.



**Fig. 28** Spatially distributed confining conditions of the rock aquifer in the study area estimated using the hydrofacies method (Lefebvre *et al.*, 2015). Results obtained using the BRF method at 10 observation wells have been added for comparison. Discrepancies between methods are explained by the fact that confining conditions in this case are mostly controlled by rock aquifer characteristics rather than the low-K surficial sediment units.

## **6.7 Conclusion**

The Barometric Response Function (BRF) has rarely been used as a diagnostic tool to evaluate confinement conditions. Knowing these conditions is crucial to characterize the fluid flow dynamics of an aquifer (when estimating hydraulic properties, recharge processes, aquifer storage, recovery processes to name a few). In this paper, datasets collected in 10 observation wells (stratigraphic logs, piezometric and barometric fluctuations time series) completed in a fractured shale aquifer were used to highlight the benefits that can be obtained from the use of the BRF. Keys results are:

- The BRF can significantly improve the quality and confidence of the assessment of confinement conditions because it uses a combination of direct measurements of piezometric and barometric pressures that are readily interpreted using existing tools . At the borehole scale, the BRF can help identify or better understand confinement conditions that could have been incorrectly evaluated using conventional methods.
- The use of the BRF can provide new insights into the relative contribution of the fracture network to flow in the rock aquifer (identification of impermeable layers in a fractured rock mass).
- The BRF method can be an excellent complement to the hydrofacies method to map confining conditions at the regional scale by providing “ground checks” at the well scale.

While the data required to apply the BRF method are rarely readily available from existing provincial/national groundwater monitoring network, this approach does not necessitate expensive devices and can easily be implemented. It simply requires piezometric and barometric data collected at high frequencies. For all these reasons, we believe that the BRF method will gain popularity and be increasingly used in future hydrogeological investigations.

## **Acknowledgments**

This project was part of the Environmental Geoscience Program of Natural Resources Canada. It also benefited from funding from the Energy Sector through the Eco-EII and PERD programs. The authors wish to thank land owners for the access to drilling sites and for accepting to instrument these wells. Authors would also like to thank Dr. Daniel Paradis for his careful internal review. This is GSC contribution # 20170285.

# **CHAPITRE 7. Fault and natural fracture control on upward fluid migration: insights from a shale gas play in the St. Lawrence Platform, Canada**

## **Titre traduit:**

Le contrôle des failles et fractures naturelles sur les migrations verticales de fluides au sein d'un champ gazier dans la Plate-forme du Saint-Laurent, Canada

## **Auteurs**

*Ladevèze, P.<sup>a,b</sup>, Rivard, C.<sup>b</sup>, Lavoie, D.<sup>b</sup>, Séjourné, S.<sup>c</sup>, Lefebvre, R.<sup>a</sup>, Bordeleau G.<sup>b</sup>*

<sup>a</sup> INRS, Centre Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Quebec City, QC G1K 9A9, Canada

<sup>b</sup> Geological Survey of Canada – Quebec, 490 rue de la Couronne, Quebec City, QC G1K 9A9, Canada

<sup>c</sup> Enki GéoSolutions, Montréal, Canada

## **Soumis**

*Hydrogeology journal*

22 novembre 2017

## Résumé

Des préoccupations environnementales ont été soulevées dans l'est du Canada et le nord-est des États-Unis en lien avec l'exploration et la production de gaz de shale. Une de celles-ci concerne la contamination des ressources en eau. Cet article porte sur l'identification de chemins de migration potentiels pour des fluides dans la zone intermédiaire (ZI) entre un réservoir de gaz profond et un aquifère superficiel via des failles et des fractures naturelles. Les résultats présentés fournissent des éléments de réflexion sur la façon dont les impacts environnementaux du développement du gaz de shale sur les aquifères peuvent être étudiés, lorsque peu de données sont disponibles en profondeur. La zone d'étude est située dans la Plate-forme du Saint-Laurent (Est du Canada), où le Shale d'Utica a fait l'objet de travaux d'exploration (2006-2010). Des analyses détaillées ont été faites à partir de données de diagraphies acquises dans des forages d'observation et de gaz de shale afin d'obtenir une estimation préliminaire des propriétés hydrauliques des failles et fractures. La zone active d'écoulements se situe dans les premiers 60 mètres du roc. Seules les fractures d'une des trois familles de fractures précédemment identifiées dans la ZI semblent ouvertes. Ces dernières sont cependant mal interconnectées et ainsi défavorables à la circulation sur de grandes distances. Les zones de failles ont été conceptuellement décrites comme une combinaison de conduits/barrières aux écoulements, avec un cœur de faille scellé par de la gouge et des fractures ouvertes un peu plus fréquentes que dans le reste de la matrice rocheuse dans la zone de dommages. Malgré le fait qu'aucune donnée hydraulique ne soit disponible en profondeur, il apparaît très improbable que le réseau de fractures naturelles ou que les zones de failles puissent constituer des zones de cheminement préférentielle, en se basant sur les données de terrain disponibles et la compréhension actuelle de ce système.

**Mots clés :** Fractures naturelles; failles; migration ascendante; gaz de shale; Plate-forme du Saint-Laurent.

## **Abstract**

Strong environmental concerns have been raised in relation to shale gas exploration and production, especially in eastern Canada and northeastern United States. One of the major public concerns has been the contamination of fresh water resources. This paper focuses on the investigation of possible fluid upward migration through the intermediate zone (IZ) between a deep shale gas reservoir and shallow aquifers through structural features. The approach provides insights into how this potential for upward migration can be investigated, when there is little available data at depth. The study area is located in the St. Lawrence Platform (eastern Canada), where the Utica Shale was explored between 2006 and 2010. Detailed analyses were carried out on both shallow and deep geophysical log datasets providing the structural attributes and preliminary estimates of the hydraulic properties of faults and fractures. The active groundwater flow zone is located within the upper 60 m of bedrock. Open fractures from only one fracture set of the three sets previously defined were identified in the IZ and gas reservoir, providing a very poorly connected network. The fault zones are here described as combined conduit-barrier systems with sealed cores and some open fractures in the damage zones. Although no hydraulic data were available at depth, the possibility that the fracture network or fault zones act as large-scale flow pathways seems very unlikely based on field data, well logs interpretation and a conceptual model of the fluid flow patterns summarizing the current understanding of the hydrodynamics of this system.

**Keywords:** natural fractures; faults; upward migration; shale gas; St. Lawrence Platform.

## 7.1 Introduction

Shale gas development in North America has raised strong environmental concerns, largely in relation to potential contamination of fresh water resources (BAPE 2014; CCA 2014; EPA 2016). One of these concerns is associated with potential upward fluid migration from deep geological reservoirs to shallow aquifers through preferential pathways such as natural fractures and faults (Lefebvre, 2016). Fluids of concern include hydraulic fracturing fluids, gases (mostly methane) and formation brines (Birdsell *et al.*, 2015). Although the presence of natural preferential pathways that could affect fresh water quality is of particular concern to the population, it is now recognized among the experts that the well casing integrity is the major concern with respect to potential upward fluid migration (Dusseault & Jackson, 2014; Lefebvre, 2016). Nonetheless, the need for a better description and representation of the potential preferential flow pathways in hydrogeological models to assess the risk of upward fluid migration has been stressed by many researchers (Birdsell *et al.*, 2015; Gassiat *et al.*, 2013; Grasby *et al.*, 2016; Kissinger *et al.*, 2013; Reagan *et al.*, 2015). So far, most authors have used mean values to obtain representations of different hydrogeological systems for their simulations. While these provide interesting insights into mechanisms and conditions that could lead to aquifer contamination, there is a critical need for field-based research studies, as well as for developing a methodology aimed at identifying natural preferential migration pathways using multiple lines of evidence (Jackson *et al.*, 2013). In particular, very little work has focused on the characterization of fracture networks in the intermediate zone (IZ), which is located between shallow aquifers (usually in the upper 200 m) used for water supply and deep hydrocarbon reservoirs (usually deeper than 1000 m). However, this geological interval controls the shallow aquifer vulnerability to activities carried out at depth.

In the St. Lawrence Platform (Qubec, Canada), shale gas exploration targeting the Utica Shale was conducted between 2006 and 2010 until a *de facto* moratorium on hydraulic fracturing came into force, in response to strong environmental concerns (BAPE, 2014). In this context, the objective of this study was to identify the potential for fluid upward migration through natural fractures and faults in the Saint-Édouard area, 65 km south-west of Quebec City (Fig. 1), a region where a promising shale gas well had been drilled.

Multisource data including shallow and deep log datasets, core data and seismic data were examined to assess the geometry and potential hydraulic properties of the structural features that affect the sedimentary succession, including the IZ. A special focus was placed on the presence and properties of open fractures and permeable faults. Because hydraulic data are currently not available in the study area for depths below surficial aquifers, as is the case in most shale gas plays, this paper discusses how existing common field datasets can help understand the hydraulic behavior of the fractures and faults that cut through a sedimentary succession. A precise quantitative assessment of the hydraulic properties of these structural discontinuities is beyond the scope of the paper. We wanted our approach to provide semi-quantitative insights into the possibility of upward migration through fractures and faults, based on available field observations and knowledge acquired from the geological context.

## 7.2 The St. Lawrence Platform

### 7.2.1 Regional geological setting

The St. Lawrence sedimentary Platform is divided into two tectonostratigraphic domains (St-Julien & Hubert, 1975): the autochthonous (refers to rocks that are in the place of their original formation) and the parautochthonous domains (intermediate character between autochthonous and allochthonous rock that were moved from their original site of formation) (Fig. 1). In this paper, the term St. Lawrence Platform (SLP) refers to the area roughly located between Montreal and Quebec City (Province of Quebec, Canada).

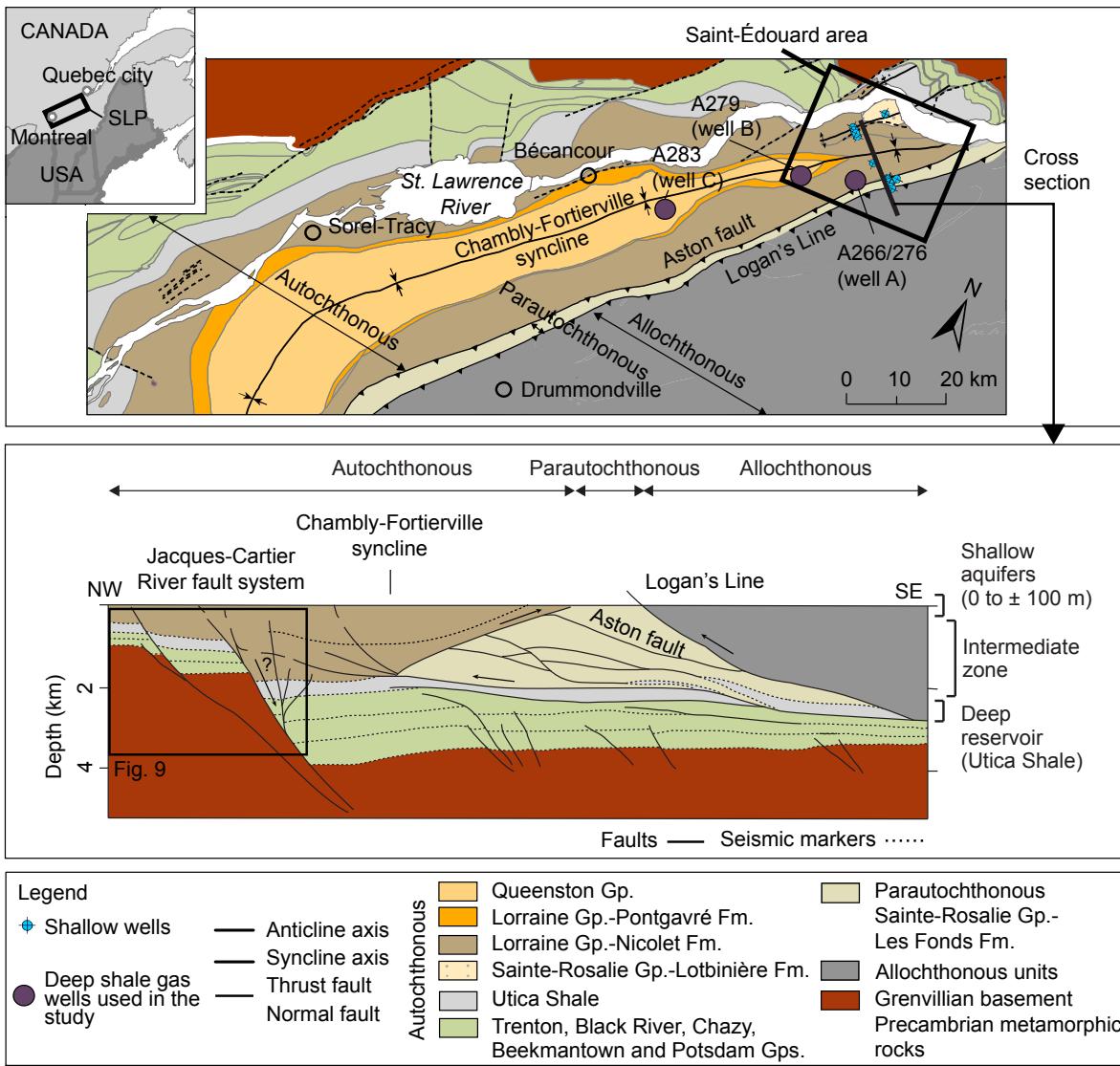
In the autochthonous domain, Cambrian-Lower Ordovician clastic and carbonate units of the Potsdam and Beekmantown groups unconformably overlie the Grenvillian crystalline rocks (Lavoie *et al.*, 2012). During the Middle to Late Ordovician, these units were overlain by the carbonate units of the Chazy, Black River and Trenton groups and by the calcareous shale of the Utica Shale (Lavoie, 2008). The Saint-Rosalie Group (including the Lotbinière and Les Fonds formations) is a time- and facies correlative unit of the Upper Ordovician Utica Shale. The uppermost preserved units of the SLP consist of the Upper Ordovician turbidite deposits of the Lorraine Group and the molasse units of the Queenston Group. The Sainte-Rosalie, Lorraine and Queenston groups were slightly deformed in the regional-scale Chamby-Fortierville syncline. A normal fault system also intersect the units throughout the autochthonous domain (Jacques-Cartier River fault) (Fig. 1).

The second tectonostratigraphic domain corresponds to rocks that were displaced in a southeast-dipping system of thrust faults that display imbricated thrust fan geometries (Castonguay *et al.*, 2006; Séjourné *et al.*, 2003; St-Julien *et al.*, 1983). The parautochthonous units were also deformed by some northeast-striking folds. The Aston fault and the Logan's Line regional thrust-faults delimit the parautochthonous domain (Globensky, 1987; St-Julien & Hubert, 1975). The Logan's Line represents the structural limit between the SLP (or parautochthonous domain) and the Appalachians (or the allochthonous domain) where rocks were displaced northwestwardly along the Appalachian's thrust planes (Tremblay & Pinet, 2016). In the Saint-Édouard area, recent seismic reinterpretation of vintage industry data (Konstantinovskaya *et al.*, 2009; Lavoie *et al.*, 2016) showed that the deep parautochthonous domain forms a triangular zone delimited by

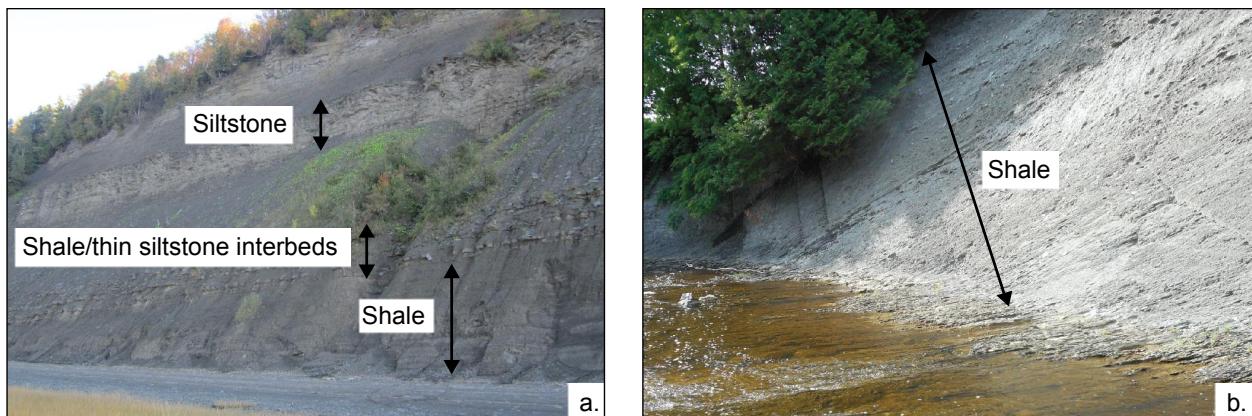
a NW-dipping backthrust to the northwest and by a SE-dipping thrust fault to the southeast (Logan's Line) (Fig. 1).

The Utica Shale is considered an excellent conventional hydrocarbon source rock and an unconventional gas reservoir (Lavoie *et al.*, 2008; Lavoie *et al.*, 2014). It is mostly overlain by the fine-grained units of the Lorraine Group, it is laterally equivalent to the Lotbinière Formation in the northern part of the autochthonous domain and is structurally overlain by the Les Fonds Formation in the parautochthonous domain (Fig. 1). The Lotbinière and Les Fonds formations (Fig. 2) display a dominant lithofacies similar to, and are also time-correlative with, the Utica Shale (Lavoie *et al.*, 2016). However, Lorraine Group units are made of gray to dark-grey shales with metre- to centimetre-thick siltstone interbeds (Clark & Globensky, 1973; Globensky, 1987). Shales from the Lorraine Group are more clayey than those of the Utica Shale (Lavoie *et al.*, 2008). The siltstone interbeds are mostly concentrated in the upper part of the Nicolet Formation (Lorraine Group) (Clark, 1964; Clark & Globensky, 1973; Séjourné *et al.*, 2013). The maximum thickness of these siltstone-rich successions is unknown. Field observations showed that the siltstone-rich zones are locally concentrated in recurring multiple intervals that display thicknesses of up to 15-20 m in the upper part of the formation (Fig. 2). Only estimates of the proportions of siltstones are documented in the formation. The siltstone proportion decreases with depth, from up to 80% of siltstones in the upper part of the unit, to 30-40% in the middle part, to almost no siltstone interbeds at the base of that formation (Séjourné *et al.*, 2013). Given the limited outcrop availability and the lack of clear marker beds, the lateral extension of these interbeds in the shale-dominated succession is poorly documented.

The stratigraphic (*sensu stricto*) intermediate zone is provided by the fine-grained clastics of the Lorraine Group. However, in the tectonically deformed parautochthonous domain, the Utica-equivalent Les Fonds Formation has been structurally displaced over the Utica Shale (*sensu stricto*) and thus forms part of the intermediate zone in the parautochthonous domain, along with the Lorraine Group.



**Fig. 1 Location of the study area and its geological context (geological maps adapted from Clark and Globensky (1973); Globensky (1987); Konstantinovskaya *et al.* (2014a); Slivitzky and St-Julien (1987); Thériault and Beauséjour (2012). Gp.: Group; Fm.: Formation; SLP: St. Lawrence Platform. The structural cross-section is an interpretation proposed in Lavoie *et al.* (2016) that is based on vintage industry data.**



**Fig. 2 Examples of outcropping IZ units of the Saint-Édouard area: a. Lorraine Group (Nicolet Formation): grey-black shales with thick siltstone interbeds and b. Les Fonds Formation: black shales.**

### 7.2.2 Conceptual models of the natural fracture network

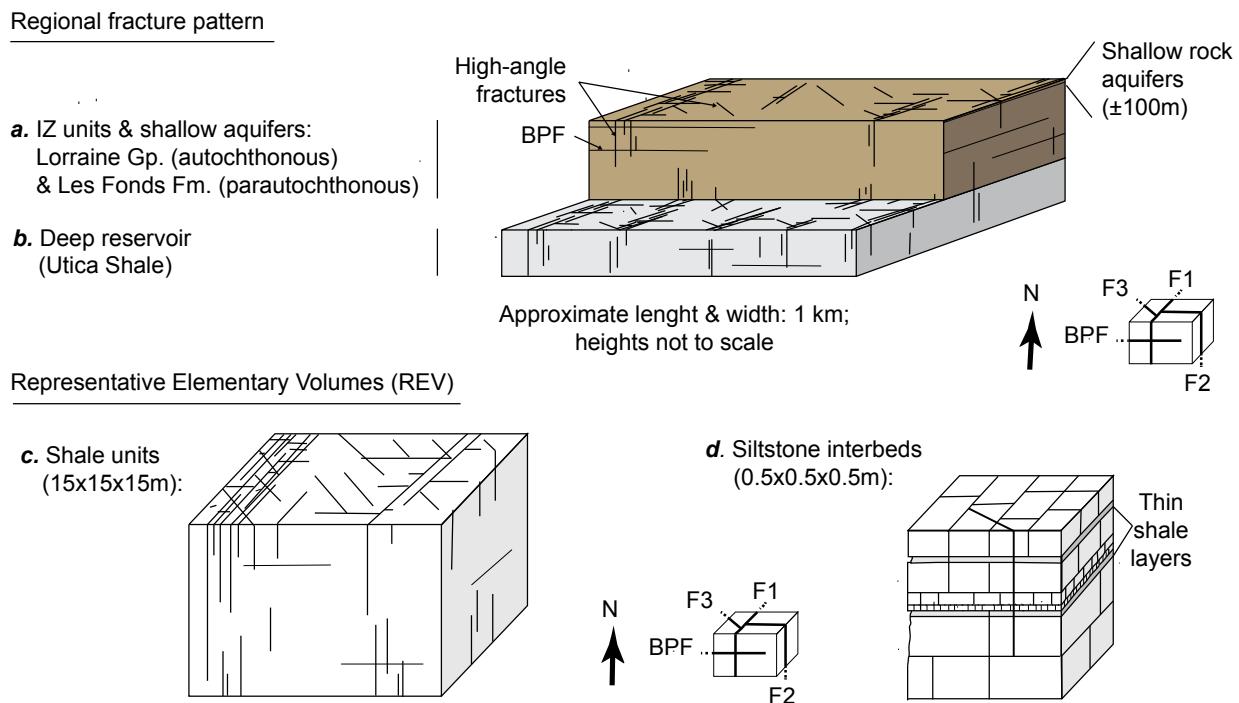
Some conceptual models of the fracture network that affects the geological units of the Saint-Édouard area were proposed in Ladevèze *et al.* (2017) (Fig. 3). These models are based on observations made in 15 outcrops of various orientations, as well as in 11 shallow wells and 3 deep shale gas wells. Three sets of high-angle fractures were identified: F1, F2 and F3; the numbering is based on the relative timing of the fracture sets formation (F1 fractures are the oldest). Some bedding parallel fractures were also observed in the shallow interval. These fracture sets affect the shallow aquifers, the IZ and the reservoir. Based on the similarities of the fracture sets and knowledge of the geologic history of the region, it was concluded that shallow and deep fracture datasets could be used as analogs for the intermediate zone for which very little data are available. Fractures displaying the same orientation as F1 fractures were also found to be more frequent than those from the other fracture sets in the damage zone surrounding fault planes. From deep well log observations, F1 and F2 fractures are clustered in corridors (as opposed to being uniformly distributed) that are horizontally separated by approximately 150 m in the deep reservoir. This inter-cluster distance is thought assumed to be significantly higher in the IZ (Fig. 3a and b). However, due to the lack of observations on large scale outcrops of these units, no clear conclusion could be drawn concerning the maximum distance between the

corridors in the IZ units. F3 fractures were mostly observed in the Utica Shale and are more sparsely distributed throughout the IZ and shallow aquifers.

In siltstone units, fractures are stratabound, contrary to the shale units. Fracture densities are also higher in siltstone units (compared to shale units) and in the calcareous Utica Shale (compared to the more clayey Lorraine Group units). This can be related to their relative difference in brittleness.

To summarize and integrate all the information and knowledge acquired on the fracture network, representative elementary volumes (REV) were proposed for the different geological intervals (Fig. 3a and b) and for the shale and siltstone units (Fig. 3c and d). The sizes of the REVs were defined based on fracture length and spacing in the shale and siltstone units (Lorraine Group) of the area as originally proposed in Oda (1985; 1988) and Odling *et al.* (1999).

There is a lack of field evidence for the vertical extent of structural discontinuities due to the limited size of the outcrops and to the fact that borehole data do not provide any direct observation of fracture lengths (Ladevèze *et al.*, 2017). Due to these limitations, and the near absence of data for the intermediate zone, the vertical extension of natural fractures, which represents a critical parameter for aquifer vulnerability, still remains elusive (Ladevèze *et al.*, 2017).



**Fig. 3 Conceptual models of the fracture network in the Saint-Édouard area.** The regional fracture pattern is represented in a. for the shallow aquifers and intermediate zone (IZ) units (in folded areas, the orthogonal fracture system of F1 and F2 fractures is rotated according to the bedding planes orientations); in b. for the deep reservoir. The fracture pattern is also represented using REVs at a much more local scale for: c. shale units and d. siltstone interbeds. BPF: Bedding-parallel fractures; F1, F2 and F3: high-angle fracture sets; the numeration is based on the relative timing of the fracture sets formation. Figure from Ladevèze *et al.* (2017).

### 7.2.3 Key elements for the hydrogeological context

In the northern part of the study area, the Jacques-Cartier River fault was found to be a discharge zone for regional groundwater flow, based on geochemical results (Bordeleau *et al.*, 2017b). The maximum depth of the regional groundwater flowpaths is unknown, but is currently estimated to be a few hundred meters due to the identification of a small contribution of saline formation water (Bordeleau *et al.*, 2017b). In the Saint-Édouard area, bedrock hydraulic conductivities ( $K$ ) vary between  $10^{-6}$  and  $10^{-9}$  m/s according to pneumatic slug tests carried out on 11 shallow wells

that were completed in the rock aquifer (Ladevèze *et al.*, 2016). Higher  $K$  values were obtained in wells located in the autochthonous domain, with a marked correlation associated with the presence of siltstone interbeds. Wells in the parautochthonous domain displayed lower  $K$  values, as they only intersected shale units that are highly folded and faulted.

## 7.3 Data collection and methods

Here, the term “fractures” refers to mtre scale planar discontinuities within the rock mass without visible displacement. To the contrary, the term “faults” refers to discontinuities that show a displacement. Faults can be observed both at a local (meter) and regional (kilometer) scale.

### 7.3.1 Datasets

In this study, the focus was placed on structural features that could act as preferential upward fluid flow pathways. In this perspective, fracture and fault physical properties (aperture, cementation), cross-cutting relationships and extent/distribution were carefully examined using available field data. For the Saint-Édouard area, the datasets comprised data from core samples, digital logs (shallow and deep wells) and seismic profiles.

A total of 15 shallow (from 15 to 145 m within the shallow fractured rock aquifer) observation wells were drilled into the Lorraine and Sainte-Rosalie groups (Ladevèze *et al.*, 2016), of which 11 were logged using acoustic and optical televiewer tools (Crow & Ladevèze, 2015). Core samples were also collected in seven of these boreholes. To complete the dataset at greater depth in the sedimentary succession, Formation Micro Imager (FMI) logs acquired in three deep shale gas wells: well A (A266/A276 - Leclercville n°1), B (A279 - Fortierville n°1) and C (A283 - Ste-Gertrude n°1) (see Fig. 1 for their location). The FMI logs were recorded in both the vertical and horizontal portions of the three studied shale gas wells. The logged intervals range in depth from 1470 to 2010 m for well A, 560 to 2430 m for well B and 590 to 2010 m for well C. These intervals include the Utica Shale and variable portions of the overlying Lorraine Group. In the horizontal portion of these wells (“horizontal legs”), the logged intervals span across 1000, 970 and 920 m in the Utica Shale, respectively. These FMI logs were provided by industry.

### 7.3.2 General methodology

A two-step methodology is employed in this paper. First, the presence and potential properties of open natural fractures within the intermediate zone was assessed to the best of our knowledge given the available data, to evaluate their impact on groundwater flow dynamics (section 7.4). Second, the architecture and properties of the regional fault zones were examined to infer their hydraulic properties, in order to assess their hydraulic behavior (for instance, whether or not they are permeable) (section 7.5). Finally, the acquired information is gathered to assess, semi-quantitatively, the potential for upward fluid migration from the shale gas reservoir to shallow aquifer based on available field data and professional judgment (discussion in section 7.6).

## 7.4 Open fractures

### 7.4.1 Fracture aperture assessment

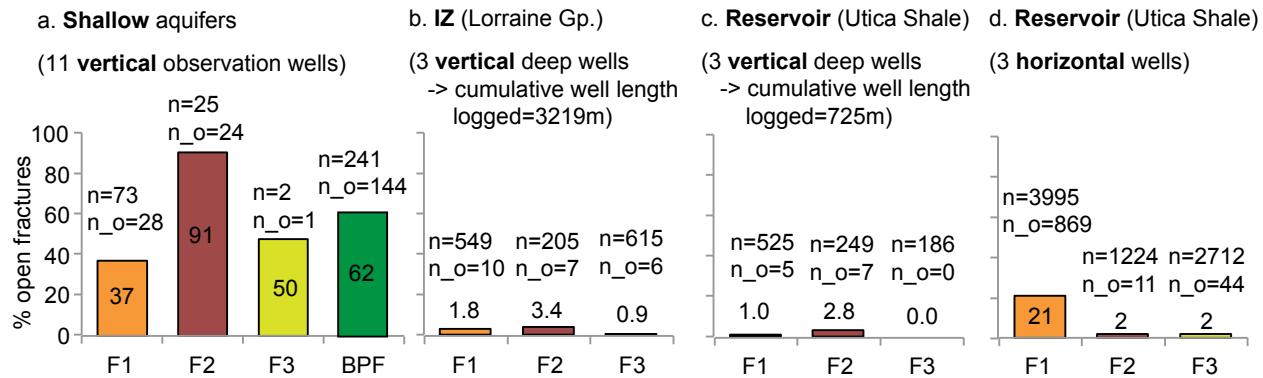
The Lorraine Group and the Utica Shale have low total porosity (mean total porosity  $\sim 3.9\%$ ; considering data from BAPE 2010; Nowamooz *et al.* 2013; Séjourné 2013 and 2015) and matrix permeability (mean permeability:  $10^{-19} \text{ m}^2$ , i.e.,  $10^{-4} \text{ mD}$  or milliDarcy; considering data from BAPE 2010 and Séjourné 2013). As the matrix of these shales is very tight (Chen *et al.*, 2017; Haeri-Ardakani *et al.*, 2015; Lavoie *et al.*, 2016), it appears that significant fluid flow circulation could only occur through open fractures. The presence of open fractures in the rock mass was thus investigated using the conceptual models of the fracture network developed in Ladevèze *et al.* (2017) with the aim of identifying potential flow pathways.

Measurements of fracture apertures were seldom possible in shale outcrops due to surficial and shallow subsurface processes such as frost weathering and fracture filling with surficial materials, but it was quite often possible in well logs. In shallow wells, fracture aperture is directly measurable on acoustic televiewer (ATV) images, as open fractures generally display low amplitudes and high travel times (Davatzes & Hickman, 2010). As closed/cemented fractures rarely produce geometric irregularities on the borehole wall, optical logs were also used to facilitate their identification in shallow wells. In deep shale gas wells, the aperture can only be observed indirectly using FMI data through resistivity contrasts. Since open fractures are filled

with conductive fluids (brines or drilling mud), they display more conductive signatures than quartz- or calcite-cemented (healed) fractures. Resistive healed fractures also display a “halo effect” caused by the resistivity contrast between the filling and the host rock, which helps their identification (Thompson, 2009).

Open fractures were identified in shallow observation wells and in both vertical and horizontal sections of the deep shale gas wells. Fracture observations are, however, affected by an important sampling bias related to their orientation versus that of the borehole (sub-vertical fractures are under-sampled by vertical wells). Another important bias is that fracture aperture may be enhanced and closed natural fracture planes artificially opened during drilling operations (due to the rotation of the drill bit, to the injection of pressurized drilling fluid into the open borehole, or to the pressure exerted by the regional stresses). Therefore, when interpreting statistics on the presence of open fractures in a fracture dataset (e.g. Fig. 4), only general trends were considered.

General trends and observations related to fracture apertures in the present dataset are the following: 1) high proportions of open features were identified in the shallow aquifer in all fracture sets (37%, 91% and 50% of the F1, F2 and F3 fractures are open) (Fig. 4a); 2) open bedding-parallel fractures (BPF) could only be observed in shallow wells (Fig. 4a); 3) in the deep reservoir, a much higher proportion of open F1 fractures was encountered in the horizontal legs drilled in the Utica Shale, compared with the F2 and F3 sets (Fig. 4d); 4) this higher proportion of open F1 fractures was not observed in the vertical wells drilled through the Utica Shale (Fig. 4c and d) nor in the IZ, but this is very likely attributable to the fact that the high-angle fractures are significantly undersampled by vertical wells; 5) while approximately the same number of open fractures was identified in the IZ and reservoir using the three vertical wells, this number was obtained for very different cumulative well lengths: the segments logged in the reservoir were typically more than four times shorter than in the IZ, there is thus a control of lithology on the number of open fractures (more fractures were identified in the Utica Shale reservoir) (Fig. 4b and c).



**Fig. 4** Percentage of open fractures from the total fracture population for the F1, F2, F3 and BPF sets according to the data source; n: total number of fractures; n\_o: number of open fractures; F1, F2 and F3: three high-angle fracture sets; IZ: Intermediate zone; BPF: bedding-parallel fractures; Gp.: Group.

Fracture apertures, estimated from shallow (ATV) and deep (FMI) well logs, are called “apparent apertures” in Table 1 due to the sparsely distributed measurements that were available and because of the limitations of the methods (listed in Appendix 1). When comparing shallow ATV and deep FMI datasets, apparent apertures are markedly higher in the shallow aquifer (at least more than three orders of magnitude higher than in the deep shale gas well). However, the magnitude of this difference must be interpreted with caution as the results were derived from two different estimation methods that both have important limitations (also listed in Appendix 1). In FMI logs, fracture apertures are approximately one order of magnitude higher in the lower portion of the IZ than in the deep reservoir. Fracture aperture estimation in FMI logs were available for both F1 and F3 fractures and there was no significant difference in aperture values when comparing these two fracture sets.

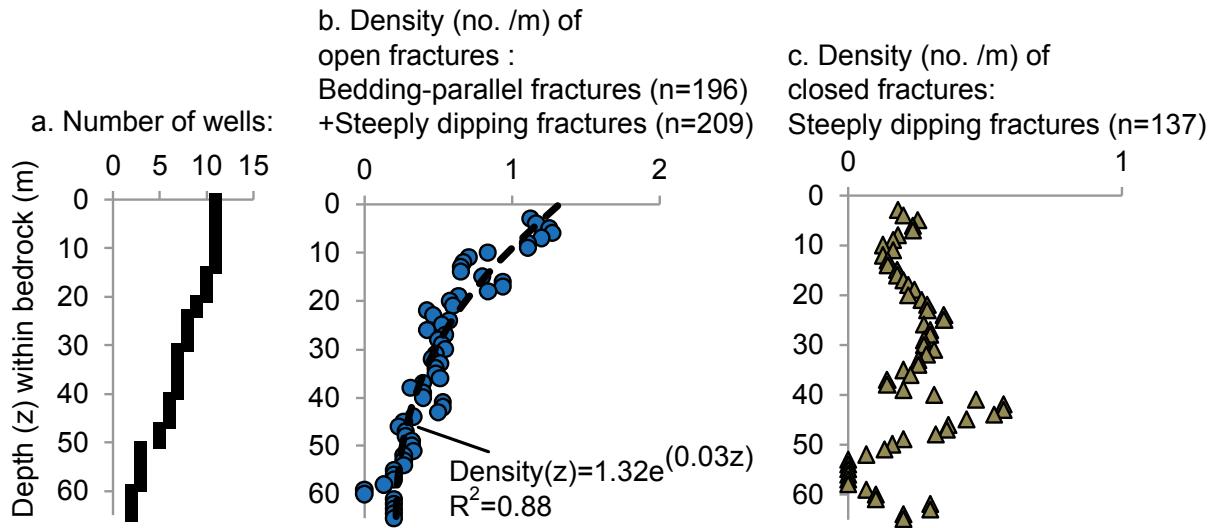
As mentioned earlier, estimated apertures may be considered slightly overestimated since fracture apertures are likely to be enhanced by drilling operations, especially in finely layered rocks such as shale successions. This is particularly the case in the shallow aquifer where the rock decompression further enhances this process. For this reason, some extreme aperture values (typically  $>10$  mm) measured at shallow depth using acoustic televiewer data (Crow & Ladevèze, 2015) were excluded from the analysis. Moreover, deep fracture apertures can also be slightly overestimated when using FMI because of the limitations of the aperture estimation

method (Davatzes & Hickman, 2010). As a consequence, the fracture aperture values presented in Table 1 likely represent an upper bound for realistic values in the study area.

**Table 1 Estimations available for fracture apertures: methods and results.**

	Shallow wells		Deep well B
		High-angle open fractures	
	Open bedding-parallel fractures (BPF)	High-angle open fractures (F1, F2, F3)	IZ - Lorraine Group (vertical well: 560 to 2000 m)
Apparent apertures (mm)			Reservoir – Utica Shale (horizontal well)
Mean:	3.1	3.7	0.051
Min/ Max:	1.0 / 8	1.0 / 8	0.018 / 0.095
No. of estimations	13	13	12
			16

Open and closed fracture densities were calculated along the wells using a counting window. The fracture densities were then normalized by the window length, so as to be expressed as a number of fractures per distance unit (one meter). Shallow observation wells show an exponential decreasing trend of the open fracture density within the upper 60 m of bedrock, with most of the open fractures being located in the first 30 m (Fig. 5b). There is no clear trend for the density distribution of closed fractures with depth for the shallow observation wells (Fig. 5c). The dataset for deep wells did not show any specific trend in the distribution of open fractures within the sedimentary succession and are thus not shown here.



**Fig. 5 Fracture density variations with depth within the bedrock in shallow wells.** Data from 11 observation wells were combined. Fracture densities were calculated using a 5 m window length every 1 m. The number of wells according to the depth within the bedrock was used to normalize fracture densities.

#### 7.4.2 Assessment of the intermediate zone hydraulic properties

A precise estimation of the hydraulic properties of the fractures is beyond the scope of this paper. However, the scope of this section is to assess semi-quantitatively the contribution of fractures to groundwater flow throughout the sedimentary succession, combining the conceptual model of the fracture pattern with available data inferred from well logs.

##### 7.4.2.1 General approach and assumptions

Because the siltstone interbeds are mostly concentrated in the upper part the Lorraine Group (Clark, 1964; Clark & Globensky, 1973; Séjourné *et al.*, 2013) and because the focus of this study is on upward migration from the deep reservoir, the hydraulic properties of the siltstone units are not discussed here. Hydraulic properties for the IZ were thus estimated according to the REV of the shale units (Fig. 3c). To obtain representative values for hydraulic properties, the proportion of open fractures in each set (Fig. 4) and the median values of fracture spacing provided in Ladevèze *et al.* (2017) were used. Median values were preferred over mean values as the fracture spacing distributions exhibit a few extreme values. In addition, as no precise

estimates of the fracture length are available (Ladevèze *et al.*, 2017), the assumption was made that fractures crosscut the REV throughout its length (15 m). As a consequence, results obtained with this approach could be considered as an upper bound for realistic hydraulic property estimates.

Hydraulic properties related to open fractures (fracture porosity, hydraulic conductivity and permeability) within the IZ are critical when investigating potential upward fluid migration. They were estimated using the existing datasets from the shallow aquifer, the lower portion of the IZ (vertical well between 550 and 2000 m) and the reservoir (horizontal well).

When considering open and closed fractures, the same fracture network (with F1, F2 and F3 fracture sets) is present within the shallow rock aquifer and the reservoir (Ladevèze *et al.*, 2017). The geometric properties of the fracture network in these two intervals can be considered valid for the intermediate zone (Ladevèze *et al.*, 2017). However, when considering hydraulic properties, two additional parameters must be taken into account: the variations in proportion of open fractures and the variations in fracture apertures between the shallow aquifer and the deep reservoir. Three assumptions are proposed here to use the shallow and deep datasets to assess the hydraulic properties of the IZ. First, F1 fractures are considered as the only dominant fracture set in the IZ. Second, the proportion of open F1 fractures observed in the reservoir (21% of open F1 fractures compared to approximately less than 3.5% for F2 and F3 open fractures) is considered as an upper limit for the proportion of open F1 fractures in the lower portion of the IZ. These two assumptions are reasonable given that 1) the permeability anisotropy is stress dependent (Barton *et al.*, 1995; Ferrill *et al.*, 1999), 2) according to the *in situ* stress conditions in the SLP (Konstantinovskaya *et al.*, 2012), fractures that are aligned with the present-day maximum horizontal stress ( $S_{H\max}$ ) are more likely to be open (here, F1 fractures, which is consistent with field observations in the reservoir when neglecting the small proportions of open F2 and F3 fractures) and 3) an increase in the magnitude of  $S_{H\max}$  with depth is likely to open a higher proportion of fractures that are parallel with this stress orientation (here, the proportion of open F1 fractures is likely to increase with depth in the IZ and reservoir). Finally, the third assumption is that apertures estimated in the shallow aquifer can be used as proxies to estimate an upper bound for hydraulic properties of the upper portion of the IZ. In fact, the fracture apertures in the upper part of the IZ should be smaller than those from the shallow aquifers because processes

such as uplift, decompaction and erosion may likely enhance the aperture of F1 fractures in the shallow interval. The degree of overestimation is, however, unknown.

#### 7.4.2.2 Fracture porosity, hydraulic conductivity and permeability

The fracture porosity of the shale units within the Saint-Édouard area were estimated in shallow aquifers and at depth using Eqn (1):

$$\theta = \frac{\sum_{i=1}^N n_i b_i}{L} \quad (1)$$

$$\text{with } n_i = \frac{L}{s_i} \quad (2)$$

In Eqn (1),  $\theta$  is the fracture porosity;  $i$  the fracture set (F1, F2, F3 or BPF);  $n_i$  the number of open fractures from set  $i$ ;  $b_i$  is the aperture of the fractures from set  $i$ . and  $L$  is the length of the REV (15 m). In Eqn (2),  $s_i$  is the median spacing for fractures from set  $i$ .

Since very few F3 fracture spacing measurements were available from outcrops, data from the horizontal section of deep wells were used for the median spacing of F3 (as proposed in Ladevèze et al. (2017)). This value represent an upper bound for the spacing of F3 fractures as these structure are likely to be more sparsely distributed in the IZ and shallow aquifer than in the reservoir. For the porosity estimates in the shallow aquifers, fractures from sets F1, F2 and F3 are considered open; in the IZ and in the reservoir, only F1 fractures were considered open.

Direct estimates of the hydraulic conductivity ( $K$ ) were obtained in 14 shallow observation wells of the Saint-Édouard area using slug tests (Ladevèze et al., 2016). Here, only results obtained in the 10 wells that intersect solely the shale units were used. No direct measurement of  $K$  below 150 m from the surface was available in the study area. Drill-stem tests could not be performed in wells A, B and C due to the rock low permeability. Thus, the relationship between fracture aperture and  $K$  of the cubic law was used (Snow, 1968). This model considers laminar flow between two parallel plates. The cubic law is either used to estimate  $K$  of a fracture using its aperture or to obtain its aperture ("hydraulic aperture") using a known  $K$  value (generally field-based). This relationship can also be extended to estimate the hydraulic conductivity of a fracture system by considering regular sets of parallel fractures (Bear, 1993). This is consistent with the

fracture network conceptual model (Fig. 3c), when only considering open F1 fractures. The relationship takes the form of Eqn (3). The use of permeability ( $k$ ) was preferred over hydraulic conductivity ( $K$ ) at depth because the presence of a multiphase fluid flow system (with oil/gas and brines) makes the use of  $K$  less relevant. The parameter  $k$  is only a function of the medium (contrary to  $K$  that is a specific application of  $k$  to fresh water), which is thus more appropriate in this case. The  $k$  values were calculated using Eqn (4).

$$K = \theta \frac{b^2 \rho g}{12\mu} \quad (3)$$

$$\text{and } k = \frac{K\mu}{\rho g} \quad (4)$$

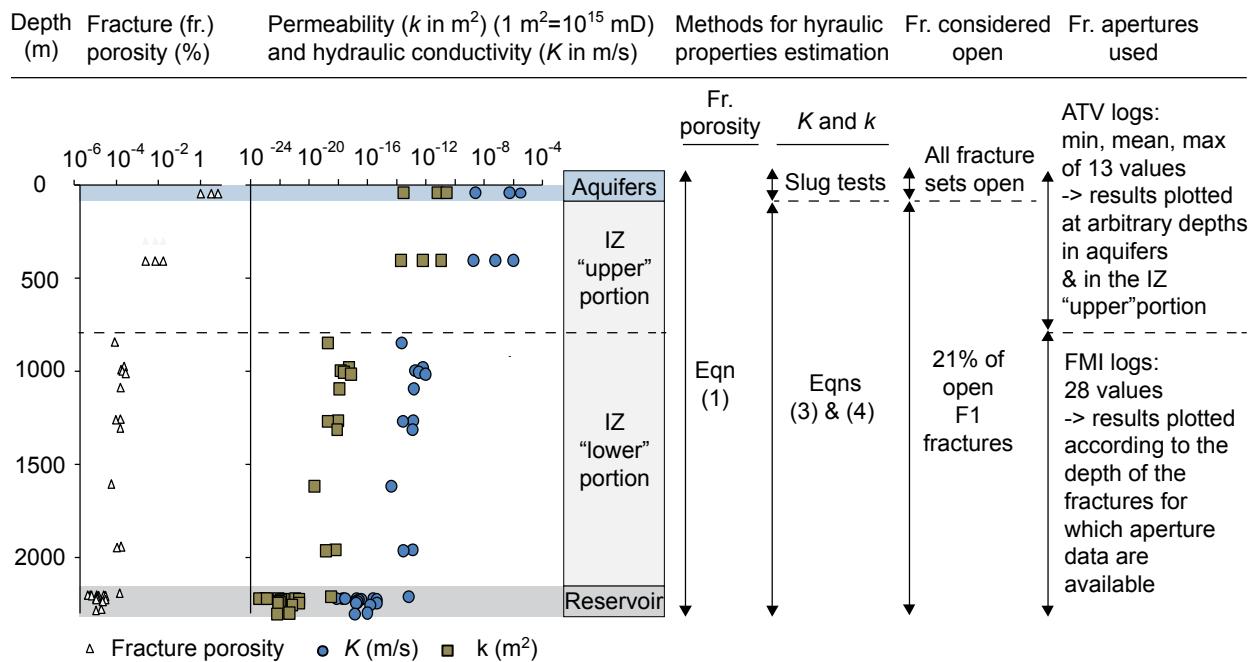
In Eqn (3),  $b$  is the aperture (in meters),  $\theta$  is the fracture porosity (see Eqn 1),  $\rho$  is the fluid density in kg/m<sup>3</sup>,  $\mu$  is the dynamic viscosity in Pa.s and  $g$  is the gravitational acceleration (9.81 m/s<sup>2</sup>). For comparison with available literature values on deep formations,  $K$  values available for the shallow interval were converted into permeability ( $k$ ) using Eqn (3) and the thermo-physical properties of water. These properties were estimated using water temperatures at depth according to the mean geothermal gradient proposed in Bédard *et al.* (2014) for the SLP (23.0°C/km).

Fracture porosities,  $K$  and  $k$  values calculated for the shallow aquifer are presented in Fig. 6 according to the depth at which aperture measurements are available (numerical values are presented in Appendix 2). The median fracture spacing values considered for the estimation of the number of open fractures in the REV are respectively 0.2, 2.51, 0.11 and 0.17 m for the F1, F2, F3 and BPF fracture sets. Fracture aperture values used to calculate porosity come from **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** As the rock mass of the shallow aquifer has open fractures that locally display some large apertures, the fracture network significantly contributes to the total porosity of the rock mass (up to approximately 8%). Hydraulic conductivities ranging from  $2.3 \times 10^{-9}$  to  $2.0 \times 10^{-6}$  m/s were obtained from hydraulic tests performed in shallow observation wells (less than 145 m deep) (Ladevèze *et al.*, 2016). Such values suggest the presence of significant fluid flow circulation at shallow depth in the fractured rock aquifer, mainly through open BPF that are connected to open sub-vertical fractures. Fig. 6 also presents fracture porosities,  $K$  and  $k$  values calculated for the IZ and reservoir with Eqns 3 and 4 using the fracture aperture estimates provided in **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** (numerical

values are available in Appendix 2). The median fracture spacing value considered for the estimation of the number of open F1 fractures in the REV is 0.14 m (measured in horizontal sections of deep wells, see Ladevèze *et al.* (2017) for more details).

Contrary to those in the shallow units, deeper open fractures only slightly contribute to the total porosity. Pores of the rock matrix are then the most significant contributors to total porosity, as the latter was reported having a mean value of 3.9% for the Lorraine Group and the Utica Shale based on laboratory and log analyses on core samples (BAPE 2010; Nowamooz *et al.*, 2013; Séjourné, 2015; Séjourné *et al.*, 2013). Extremely low values of  $K$  and  $k$  for the deep fracture network were thus obtained using the cubic law and the apertures estimated in both the lower portion of the IZ and in the reservoir. Nonetheless, these mean  $k$  values ( $10^{-19}$  to  $10^{-21} \text{ m}^2$ ) are within the range of matrix permeabilities proposed in the literature for the deep units of the Lorraine Group and Utica Shale: mean values around  $10^{-19} \text{ m}^2$ , with extreme values ranging from  $10^{-16}$  to  $10^{-27} \text{ m}^2$  (BAPE 2010; Séjourné *et al.*, 2013). When considering the fracture apertures estimated in the shallow aquifer for F1 fractures, values of  $k$  around  $10^{-15}$  and  $10^{-12} \text{ m}^2$  are obtained, which are close to the upper bound of the range reported for the deeper units. These values, in “conventional” hydrogeology, are considered very low.

No clear trend with depth of the hydraulic properties was identified in the lower portion of the IZ and in the reservoir. However, when comparing the values estimated in each of the geological intervals (shallow aquifers, upper portion and lower portion of the IZ and reservoir), there is a global decreasing trend for these values with depth. As such, only limited fluid circulations can be envisioned in the lower portion of the IZ and in the reservoir.



**Fig. 6** Variation with depth of the estimated fracture porosities, hydraulic conductivity ( $K$ ) and corresponding permeabilities ( $k$ ).  $K$  values from slug tests (field data) were initially presented in Ladevèze et al., 2016. ATV: Acoustic Televue; FMI: Formation Micro Imager; IZ: Intermediate Zone. Numerical values are presented in Appendix 2.

Again, these calculated values must be considered with caution as only a few aperture measurements were available for the analysis. Moreover, the method based on the cubic law has been challenged for fractures displaying low aperture values (less than 0.004 mm, which is the case here when considering fracture apertures from the reservoir) (Witherspoon *et al.*, 1980). Furthermore, these calculations are based on the assumption of a laminar flow between two parallel fracture planes. This assumption can lead to significant errors, as it is now documented that the geometry of the fracture wall significantly controls its hydraulic properties (Berkowitz, 2002; Méheust & Schmittbuhl, 2001) because it induces flow channeling within the fracture (Berkowitz, 2002; Tsang & Neretnieks, 1998). It was also demonstrated that depending on the hydraulic gradient orientation in the fracture, fracture wall roughness can both reduce or enhance fracture permeability estimates compared to parallel plates (Moreno *et al.*, 1990). Despite the

fact that flow channeling and wall roughness are not taken account, the extremely low calculated  $K$  and  $k$  values advocate for very limited fluid flow circulation in the open fractures at depth.

### 7.4.3 Control on groundwater flow dynamics

Based on the open fracture distribution in the shallow fractured rock aquifer, IZ and reservoir, two hydrogeological domains were defined. The first corresponds to the shallowest portion of the bedrock where most of the flow is concentrated (active flow zone). The second hydrogeological domain corresponds to the IZ and reservoir (deep intervals) where very little flow takes place.

Most of the open fractures are concentrated in the upper 30 to 60 m of bedrock, although some open fractures were also locally observed down to 145 m in the deepest monitoring well of the study area (Crow & Ladevèze, 2015). However, as this well displays particularly low  $K$  values ( $\pm 10^{-9}$  m/s) compared to the other observation wells, these fractures seemed to be nearly hydraulically inactive (Ladevèze *et al.*, 2016). Thus, an arbitrary limit of 60 m within bedrock is proposed here to delimit the two hydrogeological domains, but it must be kept in mind that this boundary is gradual and could certainly be spatially variable. Nonetheless, geochemical profiles performed in four of the shallow observation wells (drilled between 15 to 145 m within the shallow fractured rock aquifer) indicated that water types changed from CaHCO<sub>3</sub> or NaHCO<sub>3</sub> (corresponding to relatively recent water) in the upper part of the wells, to NaCl at the bottom (corresponding to evolved water with much longer residence time) (Bordeleau *et al.*, 2017b), thereby providing additional evidence for the lower limit of the shallow groundwater active zone.

#### 7.4.3.1 In the shallow rock aquifer

In the shallow aquifer (0-60 m within bedrock), there is a high proportion of open fractures, both sub-vertical and sub-horizontal, which have apertures larger than 1 mm. This high proportion of “large” open fractures plays a significant role for groundwater circulation, especially where open BPF are interconnected with sub-vertical open fractures. The decreasing density of open BPF within the first 60 m is likely to be related to the increase of the stress normal to BPF planes as a consequence of the increase of the overburden stress with depth. The degree of connectivity of open fractures, and thus fluid circulation, is thus limited as depth increases.

The NW striking F2 fracture set seems preferentially open (91% of F2 fractures). The preferential opening of the F2 set would, however, need confirmation as there is a high risk of error in classifying fracture orientations using shallow well log data and their number was limited (25). The other fracture sets also display significant proportions of open fractures (37% of F1 fractures and 50% of F3 fractures). Thus, in shallow wells, the orientation does not seem to be a critical factor for fracture opening. This finding contrasts, with the statement that open fractures (and thus the anisotropic permeability tensor) should be preferentially oriented parallel to the orientation of the present-day maximum horizontal stress ( $S_{H\max}$ ) in shallow aquifers (Mortimer *et al.*, 2011). In fact,  $S_{H\max}$  is oriented NE-SW in this region (Konstantinovskaya *et al.*, 2012). The probable explanation is that previously closed fractures could have been re-opened under the influence of post-glacial surface processes. It is indeed recognized that episodes of glaciation and de-glaciation can enhance the opening of pre-existing fractures at shallow depths (Martini *et al.*, 1998; Wladis *et al.*, 1997). These effects, combined to decompression in a context of erosion and uplift could likely explain the opening of fractures at shallow depths regardless of their orientation.

#### 7.4.3.2 *In the deep intervals (intermediate zone and reservoir)*

The situation is different below this *circa* 60 m threshold, as most of the open fractures observed are sub-vertical, essentially belonging to the F1 fracture set. Bedding-parallel fractures were not specifically observed in the available shale gas well logs, but were documented by a few authors in other shale gas plays (Gale *et al.*, 2015; Rodrigues *et al.*, 2009). Because of the overburden pressure on the sedimentary succession, the BPF should be closed at depth. Hence, these structures are not considered conductive for fluid flow. F1 fractures are parallel to the contemporary NE-SW orientation of  $S_{H\max}$ , thereby in agreement with the theory proposed by Barton *et al.* (1995) stating that the contemporary *in situ* stress regime at depth should preferentially control the opening of fractures that are aligned with  $S_{H\max}$ . However, because the dissolution of fracture fillings may contribute to the presence of open fractures whatever their orientation (Laubach, 2003; Laubach *et al.*, 2004), the existence of open fractures from the F2 and F3 sets cannot be discarded. Nonetheless, few observations of such features were made in well logs (see Fig. 4). For this reason, it is concluded that the *in situ* stress regime is the dominant cause for fracture opening at depth.

A fluid flow model of this study area should thus take into account the fact that the hydraulic conductivity ( $K$ ) would likely be anisotropic, with a preferential orientation according to the F1 fracture strike. Moreover, as the fractures are rotated according to bedding plane orientations (Ladevèze *et al.*, 2017), the  $K$  tensor should follow these bedding plane orientations, as proposed in the work of Borghi *et al.* (2015).

F1 fractures (open and closed) were found to be pervasive throughout the sedimentary succession, but their vertical extent is unknown (Ladevèze *et al.*, 2017). Nonetheless, the contribution of open F1 fractures, both to porosity and permeability, seems to be small (Fig. 6). Therefore, even if open fractures were identified at depth, their control on  $K$  is limited. In fact, natural open fractures can certainly enhance the  $K$  at depth (although obviously to a very limited extent), but the magnitude of this variation is unknown because no direct hydraulic tests are available in this region and uncertainty remains on the value of fracture apertures, , which in turn strongly impact permeability estimates when using the cubic law. Values of  $k$  presented in Fig. 6, although considered as upper limits, advocate for very limited fluid flow circulation in the open fracture network. Moreover, fracture apertures such as the mean and maximum values estimated in the shallow aquifer are very unlikely to exist below a few hundred meters it is thus very likely that permeability values estimated for the lower portion of the IZ apply to most of the IZ, which also suggests very limited fluid circulation in the fracture network.

For this reason, open fractures can be regarded as features that can potentially increase  $K$  values locally, but further work should be carried out to quantify this increase (comparatively to the  $K$  of the shale matrix). This important issue was also pointed out in other shale gas plays such as the Barnett Shale in Texas, where unhealed, potentially open fractures were also observed (Gale *et al.*, 2007). However, some authors argue that they are merely closed and, as such, do not significantly affect the reservoir permeability (Bowker, 2007).

## 7.5 Fault zones

A fault zone is generally made up of a fault core surrounded by a damage zone, each of these structures being either a barrier to, or a conduit for, fluid flow (Bense & Person, 2006; Caine *et*

*al.*, 1996). Based on available field datasets, the potential contribution to fluid flow circulation of each of these components is examined here.

In the study area, no deep hydraulic tests were performed directly in fault zones. Therefore, quantitative estimates of the hydraulic properties of the fault zones below 150 m are not available. The scope of this section is thus to provide insights into how the available data (borehole data, seismic data, and core analysis data such as the clay content) can help understand the fault zone behavior and whether the fault zones can promote upward fluid circulation through the sedimentary succession.

### **7.5.1 Fault zone architecture**

If a fault zone was to correspond to a potential flow pathway, its architecture would affect the fluid travel time. The autochthonous domain of the SLP hosts some isolated and steeply dipping normal faults, such as that of the Jacques-Cartier River fault (Fig. 1). Their steep dips combined with the overall thinning of the sedimentary succession and the shallowing of the platform towards the northwest would provide the shortest and most direct pathways between the Utica Shale and fresh water aquifers. This geometry contrasts with the parautochthonous and allochthonous domains to the southeast, where shallow-dipping regional thrust faults propagate from southeast to northwest (Fig. 1), often displaying an imbricated fan geometry (Castonguay *et al.*, 2006; Séjourné *et al.*, 2003; St-Julien *et al.*, 1983). Potential pathways in these patterns would have to develop over much longer distances, not only because the Utica Shale is much deeper than in the northern part of the study area, but also due to the much more complex (less direct) geometry associated to the thrust faults.

### **7.5.2 Reported line of evidence of fault sealing**

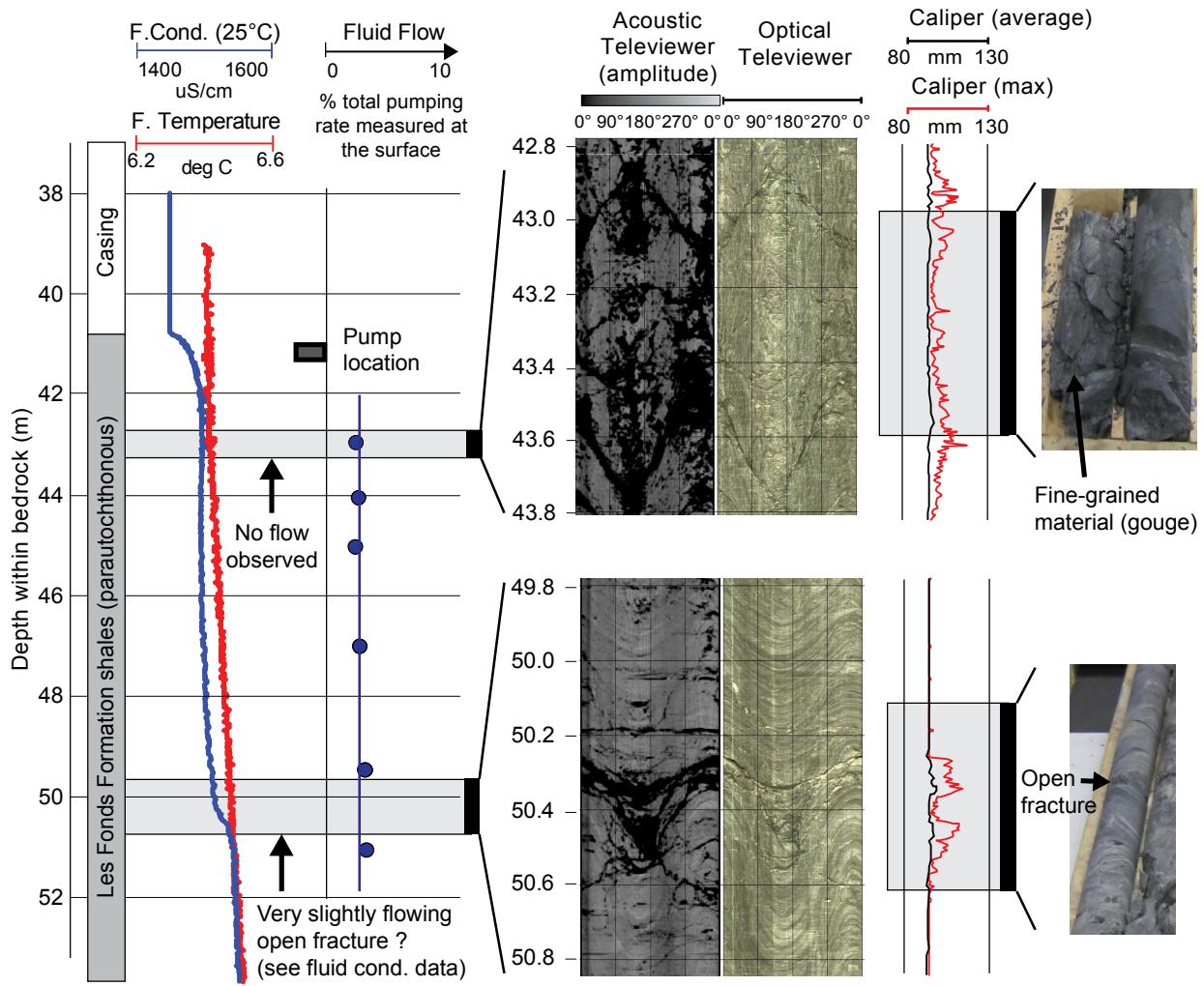
In the SLP, overpressure conditions were identified in the Utica Shale and at the bottom of the Lorraine Group (BAPE 2010; Chatellier *et al.*, 2013; Morin, 1991). In a context of low water saturation within the Utica Shale, between 17.2 and 29.2 % (BAPE 2010; Séjourné, 2015), the overpressure conditions should mostly be caused by high natural gas concentrations, which indicates that large-scale water circulation has not been occurring. Indeed, the existence of an overpressure regime in the reservoir combined with the presence of hydrocarbons may be

interpreted as an indicator of the hydraulic seal capacity of the reservoir, according to the concepts described by Ortoleva *et al.* (1995); Osborne and Swarbrick (1997); Watts (1987). Thus, even if regional scale faults are present in the sedimentary succession, they do not appear to provide migration pathways between the deep reservoir and the shallow aquifer.

This sealing behavior is also in agreement with the differences in fluid pressure observed on each side of the Yamaska fault in the SLP (in the Bécancour area, see Fig. 1 for its location) observed by (Konstantinovskaya *et al.*, 2014b; Tran Ngoc *et al.*, 2014). This pressure unbalance is likely to be related to the absence of fluid circulation across this fault plane.

### 7.5.3 Assessment of the hydraulic behavior of thrust faults

Fine-grained rocks were observed in fault planes identified in a few core samples (Fig. 7) from shallow wells; and are here called “gouge”, as proposed by Sibson (1977). Gouge was also observed in the thrust fault planes of the parautochthonous domain on optical logs of a few shallow observation wells. The presence of this gouge may have caused the sealing of the fault core, which would thus constitute a barrier to fluid flow. Heat-pulse flowmeter tests performed in several shallow observation wells (Crow & Ladevèze, 2015) confirmed that little to no flow could occur in the presence of thrust fault planes. This is also consistent with the low hydraulic conductivity values calculated in shallow wells of this area, which displays significant faulting/folding evidence that is characteristic of the parautochthonous domain (Ladevèze *et al.*, 2016). Nonetheless, the presence of a few open fractures was also noted in some of these logs and can probably explain the presence of local shallow fluid flow circulation (see for instance the slight variation in the fluid conductivity log in the vicinity of an open fracture in Fig. 7).



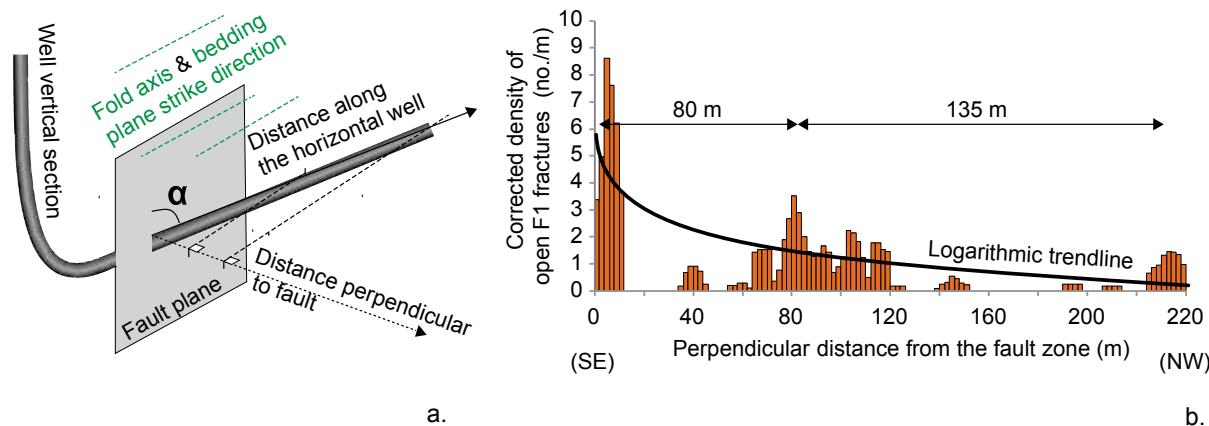
**Fig. 7 Examples of results obtained from borehole logging (Crow & Ladevèze, 2015) performed in a 50 m observation well drilled in the parautochthonous domain within the thrust sheet domain, showing intervals with noticeable faulting and folding, along with open fractures.**

Data from deep shale gas well logs indicated that open fracture densities associated with thrust planes were higher in the vicinity of the Appalachian structural front (see Appendix 3 showing higher values for well A). This finding is in agreement with previous observations when considering fractures without regard to their aperture (Ladevèze *et al.*, 2017; Séjourné, 2015). Nonetheless, open fracture density values obtained in the deep shale gas wells remain significantly lower than those calculated in the shallow observation wells (see values in Fig. 5).

These preliminary observations suggest that there is a possible correlation between open fracture density and the presence of faults. To confirm this potential relationship, a more detailed

comparison of open fracture density variation with fault proximity was undertaken at the borehole scale using FMI data from the horizontal leg of well A, where a fault zone can be observed. In well A, the fault zone is within the Utica Shale and consists of a highly fractured damage zone that surrounds two fault planes that are dipping toward the NW at about  $25^\circ$  (the two planes are closely spaced, so to simplify the analysis, only one plane is hereafter considered) (Ladevèze *et al.*, 2017). In this section of well A, almost all the open fractures have the same orientation as F1 fractures (95 % of the open fractures in the horizontal portion of well A).

The open fracture density is globally decreases with increasing perpendicular distance from the fault zone (Fig. 8). The open fracture distribution is clearly not continuous along the horizontal portion of the well, but rather is clustered. Fig. 8b shows that in well A, three fracture clusters are separated by distances of approximately 80 to 135 m. This pattern is comparable to the periodic pattern identified in the fracture network in Ladevèze *et al.* (2017), where F1 clusters were shown to be cyclically separated by distances of around 150 m. Therefore, this suggests that these open fractures may belong to the F1 set, although the possibility of the existence of a new fracture set associated with these fault zones cannot be rejected with the available dataset.



**Fig. 8** Open fracture density variation in the vicinity of a fault plane in the horizontal section of well A: a. conceptual diagram illustrating the difference between the distance perpendicular to the fault and the distance along the horizontal section of the well (used to estimate the possible relationship between fracture density and fault proximity). The angle  $\alpha$  represents the angle between the fault plane and the borehole direction; b. density variations of open F1 fractures with respect to the distance from a fault zone in the horizontal portion of well A. Fracture densities were corrected for sampling bias using the Terzaghi (1965) method.

## 7.5.4 Assessment of the hydraulic behavior of the normal fault zones

### 7.5.4.1 Previous observations in the vicinity of normal faults

The occurrence of brines migrating into the shallow aquifer was documented in the vicinity of the Jacques-Cartier River normal fault (Fig. 1) (Bordeleau *et al.*, 2017a; Bordeleau *et al.*, 2017b). The authors indicated that the presence of this brine in a few shallow (50 m) wells does not necessarily point to the existence of a large-scale upward migration pathway from the gas reservoir. This brine contribution rather would result from regional groundwater flow originating in the Appalachian highlands and circulating at a maximum depth of up to a few hundred meters. Hence, groundwater would flow, at least to some extent, into formations containing old saline water, then discharge in the vicinity of the Jacques-Cartier River fault system (Bordeleau *et al.*, 2017b). The concentrations of thermogenic methane measured in wells close to this normal fault were not higher than those in wells located elsewhere in the region. The thermogenic gas occurrences in the shallow aquifer of the Saint-Édouard area are interpreted to be sourced from the shallow shale units themselves (thermogenic gas being trapped in pores) (Bordeleau *et al.*, 2017b; Lavoie *et al.*, 2016).

### 7.5.4.2 Fault gouge and fault sealing

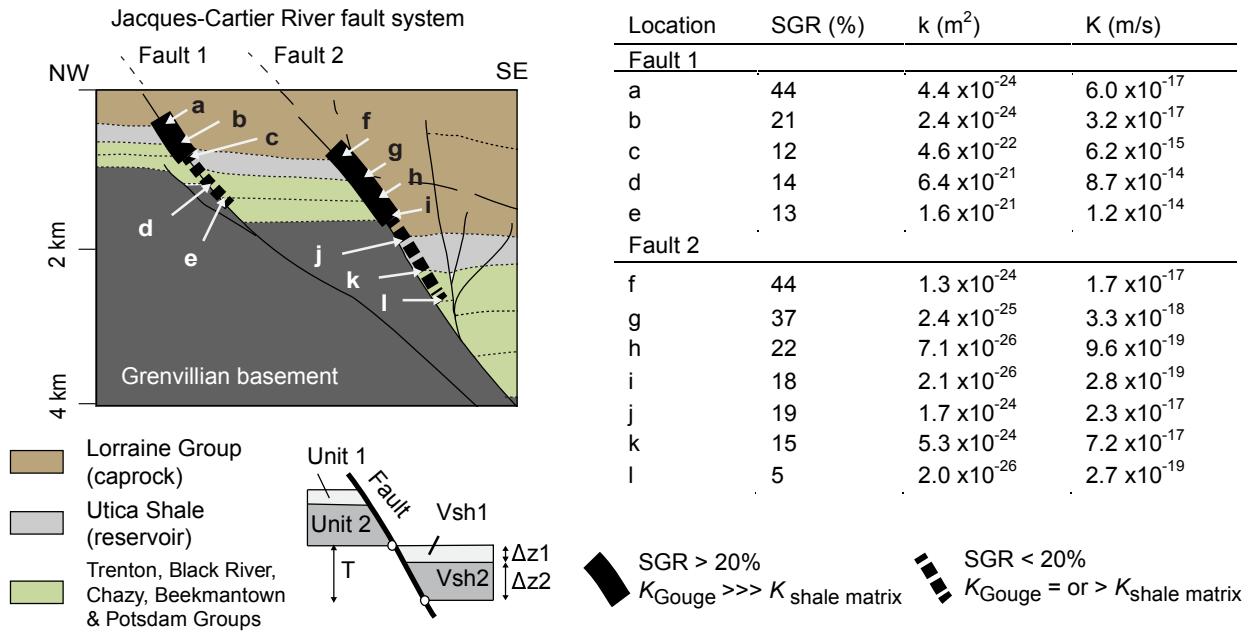
To the south-west of the study area, observations from at least two deep wells have shown that gouge forms in normal faults of the SLP (wells A027 and A125 in the Bécancour area; see Séjourné *et al.*, 2013). Clay-rich shales were also suspected to have been displaced along the Jacques-Cartier River normal fault. Because the stratigraphic units that are cut by normal faults (shales from the Lorraine Group) contain a significant proportion of clay, the term “clay gouge” (Vrolijk *et al.*, 2016) is used hereafter. The shearing in clay-rich units (such as the shale units of this area) is indeed known to form clay gouge in fault planes (Lehner & Pilaar, 1997; Sperrevik *et al.*, 2000; Weber *et al.*, 1978), which is generally considered a barrier to fluid flow (Freeman *et al.*, 1998; Yielding *et al.*, 1997).

The fault core properties of the Jacques-Cartier River fault zone were assessed using the Shale Gouge Ratio (SGR) (Freeman *et al.*, 1998; Yielding *et al.*, 1997). This widely used method is based on the estimation of the percentage of shale that has slipped past a certain point along a fault. The latter is then used to estimate the fault seal capacity. For comparison purposes, the

Sperrevik *et al.* (2002) empirical relationship was also used to estimate the fault core properties. This relationship was developed to describe the observed correlation between clay content and permeability ( $k$ , in mD) at the scale of core samples (Manzocchi *et al.*, 1999; Sperrevik *et al.*, 2002). This relation also takes account of compaction and diagenesis effects which strongly impacts rock porosity and permeability. The reliability of this relationship was successfully tested in a comparable geological context (Bense & Van Balen, 2004). Details on these calculations are provided in Appendix 4.

In this area, the calculated SGR values decrease progressively with increasing depth (Fig. 9) since the volume of shale ( $V_{sh}$ ) also decreases progressively with increasing depth in the sedimentary succession (shale-dominated to carbonate-dominated units). SGR values over 20% (interpreted as sealed structures according to (Yielding *et al.*, 1997)) were calculated for the segments of the normal fault above the Utica Shale reservoir (Fig. 9), advocating for the presence of clay gouge in these segments and, hence, for a sealing behavior. These preliminary results are in agreement with a similar analysis carried out for the Yamaska fault to the southwest of the study area (Konstantinovskaya *et al.*, 2014b). Moreover, in both regions, lower SGR values were found in carbonate-dominated units below the Utica Shale, suggesting a slightly more permeable medium.

With the Sperrevik *et al.* (2002) equation,  $k$  values range approximately from  $10^{-21}$  to  $10^{-24}$  m $^2$  and  $10^{-24}$  to  $10^{-26}$  m $^2$  respectively for the core of theoretical Fault 1 and 2, both illustrated in Fig. 9. These values are either similar to or lower than those obtained for the fracture network at depth using the cubic law relationship (see Fig. 6). Although not considered precise, these semi-quantitative estimates confirm that permeability values of the normal fault core should be regarded as extremely low. These results also advocate for significant sealing behavior of the fault core in the IZ impeding flow across it. Moreover, this analysis highlights the crucial need for field data, including *in situ* permeability tests or pressure gradient estimations across a fault zone, to better calibrate these empirical relations and to more accurately determine the hydraulic behavior of the fault gouge.



**Fig. 9** Cross-section of the Jacques-Cartier River fault system (see location in Fig. 1) used for the Shale Gouge Ratio (SGR), permeability ( $k$ ) (expressed in  $\text{m}^2$ ;  $1 \text{ m}^2 = 10^{15} \text{ mD}$ ) and hydraulic conductivity ( $K$ ) calculations along the fault planes of the Jacques-Cartier River fault system. T: fault true displacement;  $\Delta z$ : thicknesses of the stratigraphic units;  $V_{sh}$ : volume of shale.

#### 7.5.4.3 Contribution of siltstone interbeds to fluid circulation

In the shallow monitoring wells drilled in the Saint-Édouard area, the presence of siltstone interbeds was noted in the vicinity of the Jacques-Cartier River fault and was shown to be a major factor contributing to higher measured  $K$  values. These siltstone interbeds were affected by a dense fracture network compared to shale units (Fig. 3c and d), thus enhancing fluid flow circulation. In deeper horizons, siltstone beds in the vicinity of faults should also have higher permeability values.

The amount of clay-sized particles in siltstone is lower than in shales, thus limiting the potential for gouge to form as a result of friction in fault planes. Furthermore, when faulted, some siltstone beds are likely to be dragged into the fault core, thereby locally increasing their permeability compared to the shale host rock. Similar observations were made by Bense and Person (2006) in

faulted sandstone/shale successions; they showed that the presence of sandstone interbeds dragged into the fault core is more likely to enhance flow along the fault plane than flow across the fault zone (Bense & Person, 2006).

The same phenomenon should also occur in fault zones comprising siltstone/shale successions, such as those of the Saint-Édouard area, especially in the upper units of the Lorraine Group in the Jacques-Cartier River fault system (as opposed to the thrust fault area, where much lower siltstone content was found near the surface). However, the maximum depth where a significant content of siltstone interbeds can be found is currently unknown for the Saint-Édouard area. Therefore, the maximum depth at which siltstone can be dragged into the fault core is unknown, but this should only occur in the upper part of the Lorraine Group units, where siltstones are dominant (up to 80% of siltstones). The dragging of siltstone strata into the fault core at shallow depths could thus explain how groundwater containing brines was found in a few shallow observation wells close to the normal fault (Bordeleau *et al.*, 2017b).

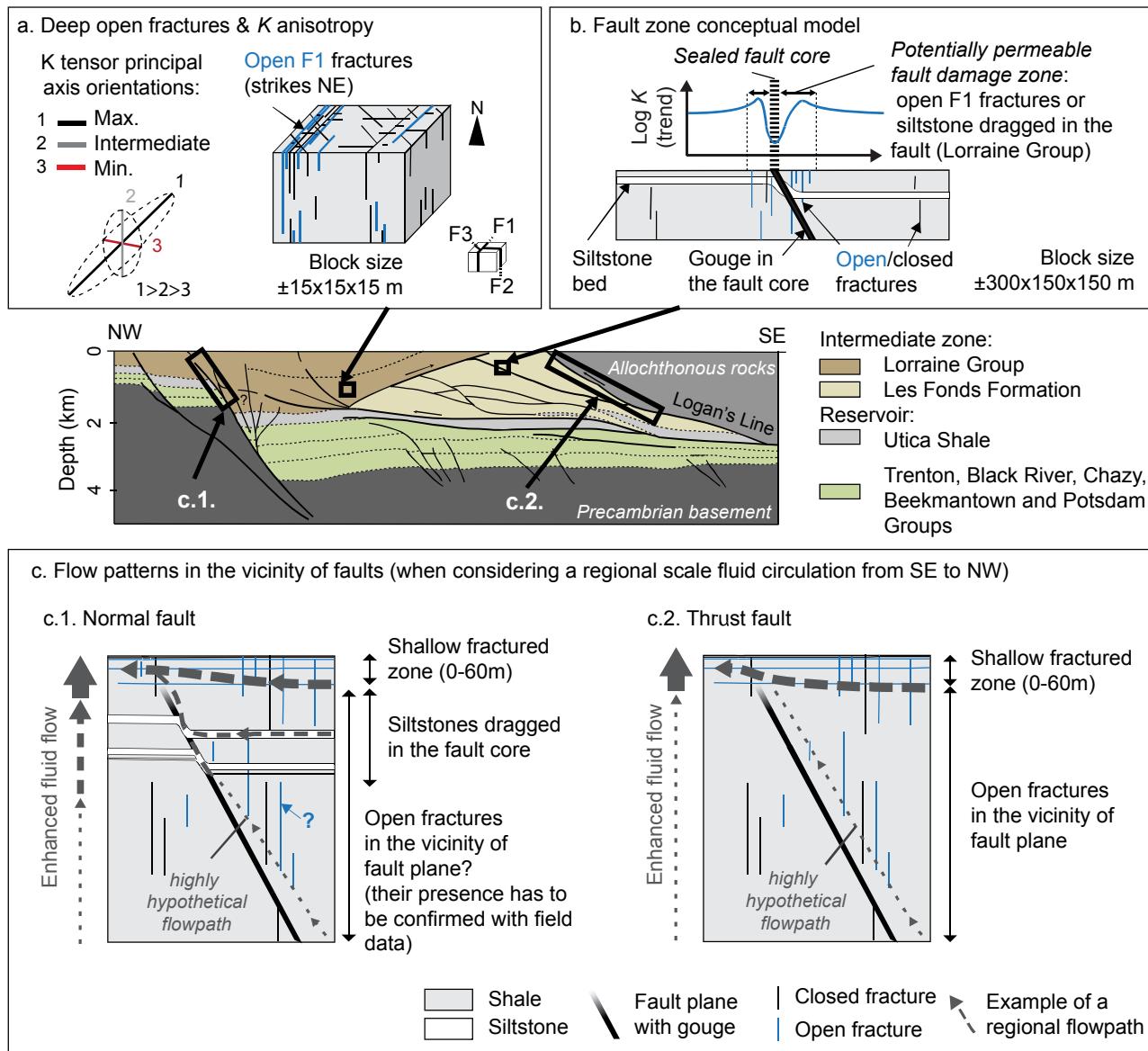
## 7.6 Discussion

The objective of this study was not to precisely quantify the risk to shallow groundwater quality related to potential shale gas exploitation in the Saint-Édouard area, but to provide guidance to make a preliminary assessment of the potential for upward migration through the IZ based on commonly available field data.

Fig. 10 provides different schematic diagrams summarizing the different structural features that potentially impact fluid flow in the Saint-Édouard study area and that have been described in previous sections. Flow circulation in the IZ should be strongly controlled by the presence of open fractures that primarily strike to the NE (F1 fractures) in agreement with the present-day *in situ* maximum horizontal stress ( $S_{H\max}$ ), based on observations made in the reservoir. As very few open fractures from the other sets could be observed at depth, the potential interconnection of open F1 fractures with other open fractures is likely severely limited, thereby also limiting fluid flow circulation. Consequently, the bedrock should be strongly anisotropic with respect to hydraulic conductivity ( $K$ ) (Fig. 10a). At shallow depths (0 – 60 m within the rock aquifer), since most of the fractures in the different sets present a significant proportion of open fractures, the  $K$

tensor should only be weakly anisotropic. The presence of open bedding-parallel fractures that interconnect the high-angle fractures from the F1, F2 and F3 sets also contribute to much higher  $K$  values in the shallow rock aquifer compared to those in the IZ and the shale gas reservoir.

Based on existing data and observations, a combined conduit-barrier system with a sealed fault core was proposed for the conceptual models of the fault zones of the Saint-Édouard area (Fig. 10b). The core of both thrust and normal faults should be considered as a barrier to fluid flow. In contrast, the damage zone surrounding these fault cores could be more permeable than the rock matrix elsewhere. This could be the consequence of the presence of a larger density of open fractures that display the same orientation as F1 fractures (which is parallel to  $S_{H\max}$ ) in the case of the thrust fault system (Fig. 10c.2) or due to the presence of dragged siltstone beds within the core in the case of the normal fault system (Fig. 10c.1). Therefore, Hence, flow should not cross the fault core, but could eventually circulate upward over some distance into the fault damage zone, under the control of a sufficient hydraulic gradient. The current field datasets do not, however, allow the estimation of magnitudes for these potential permeability enhancements. In fact, this potential enhancement of permeability close to thrust faults is mitigated by the fact that these open fractures are crosscut by closed or healed fractures at depth. Also, the presence of open fractures in the vicinity of the normal fault zone was not confirmed with direct field observations or data, but upward fluid migration over a few hundred meters is strongly supported by geochemical results (see section 7.4.1).



**Fig. 10** Conceptual models summarizing potential groundwater flow patterns associated with fractures and faults: a. deep open fractures (intermediate zone and reservoir) and their impact on the hydraulic conductivity tensor at a metre scale (conceptual model of the fracture network: see Ladevèze *et al.* (2017)); b. potential  $K$  variations in the vicinity of faults and c. regional flow pattern in the vicinity of faults. These conceptual models are presented in their regional context using the cross-section shown in Fig. 1.

These concepts and the current field evidence do not support the existence of large-scale upward migrations from the reservoir towards fresh water aquifers in the Saint-Édouard area. Such migrations are thus considered highly hypothetical at best and are represented using dotted lines in Figs. 10c.1 and 10c.2. Nonetheless, the current lack of field measurements of hydraulic properties in the vicinity of fault zones makes it impossible to reach unequivocal conclusions. The acquisition of additional field data, especially related to hydraulic properties and vertical extension of open fractures, in the vicinity of these fault zones would be highly beneficial to validate and refine these models.

Table 2 and 3 summarize the main characteristics of the natural fractures and of the two fault types within the study area that could impact fluid migration. These characteristics should be examined and taken into consideration in assessment studies investigating potential upward migration. Field evidence found for the Saint-Édouard area, which may enhance or, to the contrary, limit the potential upward fluid migration are also presented in these tables.

**Table 2 Summary of natural fracture network characteristics in the intermediate zone (IZ) that may impact potential upward fluid migration**

Natural fracture characteristics that must be examined	Existing information for the study area	
	Enhance fluid migration	Limit fluid migration
Open fractures	Confirmed presence	Open fractures are parallel to one another: limited interconnection
Fracture sets versus contemporary <i>in situ</i> SH <sub>max</sub> (maximum horizontal stress) orientations	F1 fractures are parallel to SH <sub>max</sub>	Very few open fractures, especially from the F2 and F3 sets
Distribution of open fractures in the sedimentary succession		Sparsely distributed
Fracture aperture in the deep intervals		Low measured values
Fracture porosity in a context of low matrix porosity rock		Low fracture porosity
Fracture permeability (k)		Low <i>k</i> values

**Table 3 Summary of fault characteristics of the intermediate zone (IZ) that may impact potential upward fluid migration.**

Fault characteristics that must be examined	Existing information for the study area	
	Enhance fluid migration	Limit fluid migration
Open fractures in the vicinity of faults	Presence of open fractures close to thrust faults	Open fractures are parallel to one another: limited interconnection
Open fractures versus contemporary <i>in situ</i> SH <sub>max</sub> orientation	Open fractures are parallel to SH <sub>max</sub>	
Lithologies	Presence of siltstone interbeds in the upper part of the IZ (Fig. 10c.1)	Low K shale
Fault plane properties	Siltstone beds have probably been dragged into the normal fault core	Presence of gouge
Fault dips	Steep dips and thus shorter pathways (in normal faults)	Shallow dips and thus longer pathways (in thrust faults)

## 7.7 Conclusions

In the context of unconventional oil and gas exploitation, there is a need for a better understanding and representation of the potential preferential flow pathways in hydrogeological models to assess the risk of contaminant migration from the reservoir to shallow aquifers. While impact assessments must be data-driven, the intermediate zone located between shallow aquifers and the deep reservoir is generally poorly documented. In this perspective, this paper provides key elements of a methodology that could be applied within the framework of a preliminary environmental study to assess the potential for upward fluid migration from a deep unconventional reservoir using limited (though commonly available) datasets.

This contribution focused on determining whether the structural discontinuities affecting a study area in the St. Lawrence Platform (Quebec, eastern Canada), could constitute natural flow pathways between the Utica Shale unconventional reservoir and the shallow fresh water aquifers. Several natural fractures and faults were known in this area (Ladevèze *et al.*, 2017; Lavoie *et al.*, 2016). However, their structural characteristics, as well as the possibility of upward flow circulation through them remained to be defined. It was concluded that the existence of large-scale preferential flow pathways in fault zones is not unequivocally ruled out but is deemed to be unlikely in the study area. In addition to more fieldwork needed to assess the hydraulic properties of the fault zones at depth, a detailed study of driving mechanisms should also be carried out so as to better define and even quantify the risk of upward fluid migration from a deep reservoir in the vicinity of faults.

Although the results and conclusions proposed here are meaningful for a portion of the St. Lawrence Platform of southern Quebec, the approach outlines the fact that in the absence of data in the intermediate zone, the latter can be indirectly characterized using the existing field datasets collected in shallow aquifers and at depth in the reservoir. Important insights into the control of structural discontinuities on fluid circulation can be obtained using these limited datasets. The methodology developed for this study could be applied to other sedimentary basins to address similar issues or other environmental concerns related to deep industrial activities such as the geological sequestration of carbon dioxide or the use of deep geothermal energy, where potential fluid flow pathways also need to be identified beforehand.

## **Acknowledgments**

This project was part of the Environmental Geoscience Program of Natural Resources Canada. It also benefited from funding from the Energy Sector through the Eco-EII and PERD programs. The authors wish to thank the land owners of drilling sites, Talisman Energy (now Repsol Oil and Gas Canada inc.) and especially Marianne Molgat and Vincent Perron, as well as Charles Lamontagne of the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements climatiques du Québec, for providing well logs and seismic data. Finally, authors acknowledge Dr. Stephen Grasby (GSC) for reviewing the document. This is GSC contribution 33495.

## Appendices

### Appendix 1 Methods description and limitation for fracture aperture estimations

Fracture apertures estimated in	Shallow wells using Acoustic Televiewer logs	Deep well B using Formation MicroImager logs
Estimation method	Manual picking on the image log (travel time or amplitude); data from Crow and Ladevèze (2015).	Calculation using resistivity measurements and the addition of current flow caused by the presence of fractures (performed by the logging company using the Luthi and Souhaité (1990) method on well B data)
Factors that limit the quality of apparent aperture estimations  (Davatzes & Hickman, 2010; Luthi & Souhaité, 1990; Ruehlicke, 2015)	1) Aperture enhancements due to drilling and borehole orientation. 2) Reduction in acoustic impedance contrasts due to wall roughness. 3) Footprint of the acoustic beam	1) Resistivity contrasts between fracture filling and the host rock. 2) Fracture geometry at the borehole wall (assumptions: planar fractures, infinite length, no crosscutting fractures, no partial borehole intersection, no edge-effects). 3) Lithology variations over fracture length. 4) Image quality. 5) Electrode button dimensions. 6) Anisotropic <i>in situ</i> stress conditions

### Appendix 2 Estimated hydraulic properties: min, mean and max for the values presented in Fig. 6.

	Estimated hydraulic properties		
	Fracture porosity (%)	Hydraulic conductivity $K$ (m/s)	Permeability $k$ ( $\text{m}^2$ ) ( $1 \text{ m}^2 = 10^{15} \text{ mD}$ )
	Mean	$4.7 \times 10^{-7}$	$6.0 \times 10^{-12}$
Shallow aquifer	Mean	3.5	$4.7 \times 10^{-7}$
	Min/max	1.0 / 8.0	$2.3 \times 10^{-9} / 2.0 \times 10^{-6}$
Intermediate zone (IZ): using apertures from: 1) shallow aquifers 2) lower portion of the IZ:	Mean	0.56	$4.5 \times 10^{-8}$
	Min/max	0.15 / 1.22	$8.9 \times 10^{-10} / 4.6 \times 10^{-7}$
	Mean	0.0078	$1.2 \times 10^{-13}$
Reservoir	Min/max	0.0027 / 0.014	$5.0 \times 10^{-15} / 7.7 \times 10^{-13}$
	Mean	0.0010	$3.0 \times 10^{-16}$
	Min/max	0.0002 / 0.0070	$1.2 \times 10^{-18} / 9.4 \times 10^{-14}$
			$2.1 \times 10^{-21}$
			$8.8 \times 10^{-24} / 6.6 \times 10^{-19}$

**Appendix 3 Open fracture densities for deep wells (fracture densities were calculated using a 15 m window size every 5 m).**

		Well A	Well B	Well C
	Distance to the Logan's Line	3 km	9 km	15 km
Open fracture densities (no. fr./m)	Lorraine Group - Vertical portion	0.018	0.014	0.0067
	Utica Shale - Vertical portion	0.006	0	0
	Utica Shale - Horizontal Leg	1.14	0.03	0
Shallow vertical wells (for comparison)		Up to 1.32 open fractures/meter (Fig. 5)		

**Appendix 4 Methods used for the calculation of the normal fault core properties of the Jacques-Cartier River fault zone.**

The Shale Gouge Ratio (SGR) method (Freeman *et al.*, 1998; Yielding *et al.*, 1997) (Eqn 5) is based on the length of the throw along the faults ( $T$ ; i.e. the vertical displacements of the stratigraphic units), the thicknesses of the stratigraphic units ( $\Delta z$ ) and the volume of shale ( $V_{sh}$ ) within these units to estimate the percentage of shale within a portion of the sedimentary succession that has slipped past a certain point along the fault.  $T$  and  $\Delta z$  of this normal fault system were identified using the cross-section presented in Fig. 1. Similar estimations were not possible (or would have been speculative at best) in the case of the thrust faults because these structures often display only shale on shale repetitions with little lithological or stratigraphic contrasts. Gamma ray logs were used to estimate  $V_{sh}$  (Rider, 2002). Séjourné (2015) used a similar approach, employing computed gamma ray logs (called HCGR), acquired in the deep shale gas wells and in conventional wells drilled in the area in the Lorraine Group, Utica Shale, Trenton and Beekmantown groups and an empirical equation for pre-Tertiary rocks proposed by Atlas (1982). The  $V_{sh}$  values used in this current exercise are from this dataset: 0.44, 0.21, 0.08 and 0.2 respectively for the Lorraine Group, Utica Shale, Trenton Group and Beekmantown Group. Tightly sealed faults display high SGR values. Threshold values of 18% (Freeman *et al.*, 1998) or 20% (Yielding *et al.*, 1997) were proposed for sealed faults in shale/sandstone successions that display cross-fault pressure differences.

$$SGR = \frac{\sum(V_{sh} \cdot \Delta z)}{T} \cdot 100 \quad (5)$$

The Sperrevik *et al.* (2002) relationship (Eqn 6) is an empirical relationship developed using core samples collected in faulted clastic reservoirs in the United Kingdom and in the Sinai Desert (Knott *et al.*, 1996). These cores include sandstones and some clay-rich units such as shales. Eqn 6 is based on the clay content and of compaction and diagenesis effects which strongly impacts rock porosity and permeability. The maximum burial depth ( $z_{max}$ ) and the depth at the time of rock deformation/faulting ( $z_{def}$ ) were used as proxies. This is relevant for the study area as the geological units were buried under at least 5000 m of Paleozoic strata before erosion (Héroux & Bertrand, 1991; Yang & Hesse, 1993). Then,  $z_{max}$  corresponds to the actual depth of the units plus a 5000 m value. Because a conservative estimate was used for the  $z_{def}$  value, the shallower depths of the stratigraphic units at the fault footwall were used. The parameter  $k$  is the fault core permeability expressed in milliDarcies (mD) ( $1 \text{ mD} = 10^{-15} \text{ m}^2$ ),  $a$  are empirical parameters proposed in Sperrevik *et al.* (2002) ( $a_1=80000$ ;  $a_2=19.4$ ;  $a_3=0.00403$ ;  $a_4= 0.0055$ ;  $a_5= 12.5$ ). As proposed in the previous section, the use of  $k$  ( $\text{m}^2$  or mD) instead of  $K$  ( $\text{m/s}$ ) is used here because of the presence of multiple phases in the pore space (water, gas, brines) of the cover succession. For comparison purposes, the  $k$  values are converted into  $K$  using the thermo-physical properties of water at 35°C (the temperature estimated at an arbitrary depth of 1500 m using the mean geothermal gradient proposed in Bédard *et al.* (2014) for the SLP).

$$k = a_1 \cdot \exp - \left( a_2 \cdot V_{sh} + a_3 \cdot z_{max} + (a_3 \cdot z_{def} - a_5) (1 - V_{sh})^7 \right) \quad (6)$$



## **CHAPITRE 8. AUTRES CONTRIBUTIONS**

### **8.1 Perspectives régionales des travaux**

Tel que mentionné dans le rapport de l'EPA (2016), le rôle des fractures naturelles sur la migration des fluides, ainsi que les mécanismes contraignants ces migrations sont encore aujourd’hui mal compris. Face au développement des ressources non conventionnelles, de nombreuses études ont été menées ou sont actuellement en cours afin d’apporter de nouveaux éléments de compréhension et de caractérisation du risque de migration de fluides entre les réservoirs profonds et les aquifères de surface. De nombreuses approches développées touchent notamment les domaines de la modélisation hydrogéologique (Cohen *et al.*, 2013; Flewelling & Sharma, 2013; 2015; Gassiat *et al.*, 2013; Kissinger *et al.*, 2013; Lange *et al.*, 2013; Lefebvre *et al.*, 2015b; Myers, 2012a; b; Saiers & Barth, 2012) et de la géochimie (Li *et al.*, 2016; Molofsky *et al.*, 2013; Osborn *et al.*, 2011a; b; Pinti *et al.*, 2013; Warner *et al.*, 2012a; b).

Les travaux de ce doctorat s’inscrivent dans une démarche menée au Québec qui vise à mieux caractériser les successions sédimentaires présentant des ressources profondes. De façon non exhaustive, des travaux ont été menés récemment dans la plateforme du Saint Laurent et ont notamment porté sur le potentiel de séquestration géologique du CO<sub>2</sub> (Bédard *et al.*, 2011; 2012) ainsi que sur l’impact potentiel de cette activité sur les conditions géologiques locales (Konstantinovskaya *et al.*, 2012; Konstantinovskaya *et al.*, 2014b; Tran Ngoc *et al.*, 2014). Des travaux ont également été menés afin de caractériser le potentiel géothermique profond de ce bassin sédimentaire (Bédard *et al.*, 2016; Raymond *et al.*, 2012). Enfin, des travaux en lien avec le potentiel de migration de fluides entre les réservoirs profonds gazier/pétroliers ont été réalisés récemment au Québec (Nowamooz *et al.*, 2013; Peel, 2014; Pinti *et al.*, 2016; Raynauld, 2014; Raynauld *et al.*, 2016; Saby *et al.*, 2016) et plus spécifiquement dans la région de Saint-Édouard (Bordeleau *et al.*, 2017b; Lavoie *et al.*, 2016; Lavoie *et al.*, 2014; Rivard *et al.*, 2014; Rivard *et al.*, 2017).

Les enjeux scientifiques complexes associés à ce genre de projets nécessitent idéalement des données et expertises multidisciplinaires. Dans le cadre du projet Saint-Édouard, l’approche utilisée a intégré des volets hydrogéologique, géologique, géochimique, géophysique et

géomécanique, qui ont pu se nourrir entre eux afin de pouvoir apporter les éléments nécessaires à la compréhension du système. Ce doctorat correspond au volet hydrogéologique du projet, mais s'est également intégré dans le volet géologique et a utilisé les données des volets géochimique et géomécanique pour mieux comprendre et décrire le comportement du système étudié.

## 8.2 Autres productions scientifiques

Cette section présente les autres contributions dans lesquelles ont été publiés certains des travaux réalisés et résultats obtenus dans le cadre du doctorat.

### 8.2.1 Rapports de recherche

**Ladevèze P**, Rivard C, Lefebvre R, Lavoie D, Parent M, Malet X, Bordeleau G & Gosselin J-S (2016) Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier Public 8036: 112 p. Doi : 10.4095/297891.

Crow H.L. & **Ladevèze P** (2015) Downhole geophysical data collected in 11 boreholes near St.-Édouard-de-Lotbinière, Québec. Geological Survey of Canada, Open File 7768: 48p. Doi: 10.4095/297047.

Crow H.L., **Ladevèze P**, Laurencelle M, Benoit N, Rivard C & Lefebvre R (2013) Downhole geophysical logging and preliminary analyses of bedrock structural data for groundwater applications in the Montérégie Est area, Québec. Geological Survey of Canada, Open File 7077: 51p. Doi: 10.4095/292295.

Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoit, N., Vigneault, H., Beaudry, C., Malet, X., Laurencelle, M., Gosselin, J.-S., **Ladevèze, P.**, Thériault, R., Beaudin, I., Michaud, A., Pugin, A., Morin, R., Crow, H., Gloaguen, E., Bleser, J., Martin, A., Lavoie, D. (2013) Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'INRS, la CGC, l'OBV Yamaska et l'IRDA dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines, rapport final INRS R-1433 : 319 p.

## **8.2.2 Articles scientifiques**

Bordeleau G, Rivard C, Lavoie D, Lefebvre R, Malet X & **Ladevèze P** (2017) Geochemistry of groundwater in the St-Edouard area, Quebec, Canada, and its influence on the distribution of methane in the aquifers, *Applied Geochemistry*, sous presse.

Lavoie D, Pinet N, Bordeleau G, Ardakani OH, **Ladevèze P**, Duchesne MJ, Rivard C, Mort A, Brake V, Sanei H & Malet X (2016) The Upper Ordovician black shales of southern Quebec (Canada) and their significance for naturally occurring hydrocarbons in shallow groundwater. *International Journal of Coal Geology* 158:44-64.



## RÉFÉRENCES

- Acworth RI & Brain T (2008) *Calculation of barometric efficiency in shallow piezometers using water levels, atmospheric and earth tide data.* 1469-1481 p. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-008-0333-y>
- Aller L; Lehr JH; Petty R & Bennett T (1987) DRASTIC: a standardized system to evaluate groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. *National Water Well Association, Worthington, Ohio, United States of America.*
- Anderson MP (1989) Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geological Society of America Bulletin* 101(4):501-511.
- Antonellini M & Mollema PN (2000) A natural analog for a fractured and faulted reservoir in dolomite: Triassic Sella Group, northern Italy. *AAPG Bulletin* 84(3):314-344.
- Arihood LD (1994) Hydrogeology and paths of flow in the carbonate bedrock aquifer, northwestern Indiana. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 30(2):205-218.
- Atlas D (1982) Well logging and interpretation techniques. The course for home study. *Dresser Industries Inc.*
- Bai T & Pollard DD (2000) Fracture spacing in layered rocks: a new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology* 22(1):43-57.
- Bai T; Pollard DD & Gao H (2000) Explanation for fracture spacing in layered materials. *Nature* 403(6771):753-756.
- BAPE (2010) Comparaison des shales d'Utica et de Lorraine avec des shales en exploitation, Réponse de la l'APGQ aux questions de la Commission du BAPE sur les gaz de schiste. *Bureau d'Audiences Publiques sur l'Environnement (BAPE)* DB25.
- BAPE (2014) Les enjeux liés à l'exploration et l'exploitation du gaz de schiste dans le shale d'Utica des basses-terres du Saint-Laurent. Rapport d'enquête et d'audience publique. *Bureau d'audiences publiques sur l'environnement (BAPE). Bibliothèque et Archives nationales du Québec, Québec City, Canada* Report 307:546.
- Barton A; Hickman S & Morin R (1998) Reservoir-Scale fracture permeability in the Dixie Valley, Nevada, geothermal field *Twenty-Third Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* SGP-TR-158:299-306.
- Barton CA; Zoback MD & Moos D (1995) Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology* 23(8):683-686.
- Bear J (1972) *Dynamics of fluids in porous media.* Dover Publications, inc., New York. 789 p
- Bear J (1993) 1 - Modeling Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks. *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock,* Academic Press, Oxford<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-083980-3.50005-X>. p 1-37.

- Bear J (2007) Hydraulic of groundwater. Dover Publications. Reprint of the McGraw-Hill, Inc., New York, 1979 edition.
- Bédard K; Comeau FA & Malo M (2011) Évaluation du potentiel de séquestration géologique du CO<sub>2</sub> des bassins sédimentaires du sud du Québec. . *Rapport de recherche (R1289)*. INRS, Centre Eau Terre Environnement, Québec.
- Bédard K; Comeau FA & Malo M (2012) Capacité effective de stockage géologique du CO<sub>2</sub> dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. *Rapport de recherche (R1331)*. INRS, Centre Eau, Terre et Environnement, Québec. .
- Bédard K; Comeau FA; Millet E; Raymond J; Malo M & Gloaguen E (2016) Évaluation des ressources géothermiques du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. *Rapport de recherche (R1659)*. INRS, Centre Eau Terre Environnement, Québec. .
- Bédard K; Raymond J; Malo M; Konstantinovskaya E & Minea V (2014) St. Lawrence Lowlands Bottom-Hole Temperatures: Various Correction Methods. *GRC Transactions* 38.
- Belt ES; Riva J & Bussières L (1979) Revision and correlation of late Middle Ordovician stratigraphy northeast of Quebec City. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16(7):1467-1483.
- Bense VF & Person MA (2006) faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resources Research* 42(W05421).
- Bense VF & Van Balen R (2004) The effect of fault relay and clay smearing on groundwater flow patterns in the Lower Rhine Embayment. *Basin Research* 16(3):397-411.
- Berkowitz B (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25(8-12):861-884.
- Birdsell DT; Rajaram H; Dempsey D & Viswanathan HS (2015) Hydraulic fracturing fluid migration in the subsurface: A review and expanded modeling results. *Water Resources Research* 51(9):7159-7188.
- Bohling GC; Jin W & Butler JJ (2011) Kansas Geological Survey Barometric Response Function Software User's Guide. Edit Survey KG (The University of Kansas, Lawrence, KS).
- Bonnet E; Bour O; Odling NE; Davy P; Main I; Cowie P & Berkowitz B (2001) Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics - AGU* 39, 3.
- Bordeleau G; Rivard C; Lavoie D; Lefebvre R; Ahad J; Mort A & Xu X (2017a) A multi-isotope approach to determine the origin of methane and higher alkanes in groundwater of the Saint-Édouard area, eastern Canada, submitted to Environmental Geoscience.
- Bordeleau G; Rivard C; Lavoie D; Lefebvre R; Malet X & Ladevèze P (2017b) Geochemistry of groundwater in the St-Edouard area, Quebec, Canada, and its influence on the distribution of methane in the aquifers, Applied Geochemistry, sous presse/in press.
- Borghi A; Renard P & Courrioux G (2015) Generation of 3D Spatially Variable Anisotropy for Groundwater Flow Simulations. *Groundwater* 10.1111/gwat.12295:n/a-n/a.
- Bowker KA (2007) Barnett Shale gas production, Fort Worth Basin: issues and discussion. *AAPG Bulletin* 91(4):523-533.

- Butler JJ (1997) The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests. Kansas Geological Survey, The University of Kansas. Lewis publishers.
- Butler JJ; Jin W; Mohammed GA & Reboulet EC (2011) New Insights from Well Responses to Fluctuations in Barometric Pressure. *Ground Water* 49(4):525-533.
- Caine JS; Evans JP & Forster CB (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24(11):1025-1028.
- Caine JS & Tomusiak SRA (2003) Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 115(11):1410-1424.
- Carrier M-A; Lefebvre R; Rivard C; Parent M; Ballard J-M; Benoit N; Vigneault H; Beaudry C; Malet X; Laurencelle M; Gosselin J-S; Ladevèze P; Thériault R; Beaudin I; Michaud A; Pugin A; Morin R; Crow H; Gloaguen E; Bleser J; Martin A & Lavoie D (2013) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Montérégie Est. Portrait des ressources en eau souterraines en Montérégie Est, Québec, Canada. INRS-ETE Rapport de recherche R-1433:319.
- Castonguay S; Dietrich J; Lavoie D & Laliberté J-Y (2010) Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: insights from interpretation of MRNQ seismic reflection data. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 58(3):219-234.
- Castonguay S; Dietrich J; Shinduke R & 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. *Commission géologique du Canada, Dossier Public* 5328:19p.
- Castonguay S; Séjourné S & Dietrich J (2003) The Appalachian structural front in southern Quebec: Seismic and field evidence for complex structures and a triangle zone at the edge of the foreland thrust belt. *First annual joint meeting of the Geological Society of America – Northeastern Section and the Atlantic Geoscience Society, Halifax 2003:* [http://gsa.confex.com/gsa/2003NE/finalprogram/abstract\\_51232.htm](http://gsa.confex.com/gsa/2003NE/finalprogram/abstract_51232.htm).
- Castonguay Sb; Ruffet G; Tremblay A & Fréraud G (2001) Tectonometamorphic evolution of the Southern Quebec Appalachians: 40Ar/39 Ar evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber zone. 113:144-160.
- CCA (2014) Environmental impacts of shale gas extraction in Canada. *Council of Canadian Academies (CCA)*:292p.
- Chatellier J-Y; Flek P; Molgat M; Anderson I; Ferworn K; Lazreg Larsen N & Ko S (2013) Chapter 3: Overpressure in Shale Gas: When Geochemistry and Reservoir Engineering Data Meet and Agree. *AAPG Special Volumes Memoir* 103: Critical Assessment of Shale Resource Plays, 2013:45-69.
- Chen Z; Lavoie D; Malo M; Jiang C; Sanei H & H.Ardakani O (2017) A dual-porosity model for evaluating petroleum resource potential in unconventional tight-shale plays with

- application to Utica Shale, Quebec (Canada). *Marine and Petroleum Geology* 80:333-348.
- Chilès J (1988) Fractal and geostatistical methods for modeling of a fracture network. *Mathematical Geology* 20(6):631-654.
- Clark TH (1964) Région d'Upton. *Ministère des Richesses Naturelles, Service d'Exploration Géologique, Rapport Géologique* 100.
- Clark TH & Globensky Y (1973) Portneuf et parties de St-Raymond et de Lyster - Comtés de Portneuf et de Lotbinière. *Ministère des Richesses Naturelles, Direction Générale des Mines, Rapport Géologique* 148.
- Clark TH & Globensky Y (1976) Région de Bécancour. 165.
- Cohen HA; Parratt T & Andrews CB (2013) Potential Contaminant Pathways from Hydraulically Fractured Shale to Aquifers. *Groundwater* 51(3):317-319.
- Comeau FA; Kirkwood D; Malo M; Asselin E & 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(12):1473-1490.
- Crow HL & Ladevèze P (2015) Downhole geophysical data collected in 11 boreholes near St.-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Geological Survey of Canada, Open File* 7768:48p.
- Davatzes NC & Hickman SH (2010) Stress, fracture, and fluid-flow analysis using acoustic and electrical image logs in hot fractured granites of the Coso geothermal field, California, USA., in Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bail, Indonesia, 25-29 April 2010.
- Dershowitz B; LaPointe P; Eiben T & Wei L (1998) Integration of Discrete Feature Network Methods with Conventional Simulator Approaches. *Society of Petroleum Engineers SPE-49069-MS*.
- Detay M; Poyet P; Emsellem Y; Bernardi A & Aubrac G (1989) Developement of the saprolite reservoir and its state of saturation - influence on the hydrodynamic characteristics of drilling in crystalline basement [in french]. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Serie II* 309(4):429-436.
- Dietrich J; Lavoie D; Hannigan P; Pinet N; Castonguay S; Giles P & Hamblin AP (2011) Geological setting and resource potential of conventional petroleum plays in Paleozoic basins in eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 59(1):54-84.
- Ding W; Li C; Li C; Xu C; Jiu K; Zeng W & Wu L (2012) Fracture development in shale and its relationship to gas accumulation. *Geoscience Frontiers* 3(1):97-105.
- Dusseault M & Jackson R (2014) Seepage pathway assessment for natural gas to shallow groundwater during well stimulation, in production, and after abandonment. *Environmental Geosciences* 21(3):107-126.
- Eaton TT; Anderson MP & Bradbury KR (2007) Fracture Control of Ground Water Flow and Water Chemistry in a Rock Aquitard. *Ground Water* 45(5):601-615.
- Engelder T (1985) Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 7(3-4):459-476.

- English JM (2012) Thermomechanical origin of regional fracture systems. *AAPG Bulletin* 96(9):1597-1625.
- EPA (2016) Hydraulic Fracturing for Oil and Gas: Impacts from the Hydraulic Fracturing Water Cycle on Drinking Water Resources in the United States (Final Report). U.S. Environmental Protection Agency (EPA), Washington, DC EPA/600/R-16/236F:666.
- Escuder Viruete J; Carbonell R; Jurado MJ; Martí D & Pérez-Estaún A (2001) Two-dimensional geostatistical modeling and prediction of the fracture system in the Albala Granitic Pluton, SW Iberian Massif, Spain. *Journal of Structural Geology* 23(12):2011-2023.
- Faure S; Tremblay A & 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.
- Ferrill DA; Winterle J; Wittmeyer G; Sims D; Colton S; Armstrong A & Morris AP (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA today* 9(5):1-8.
- Ferris JG; Knowles DB; Brown RH & Stallman RW (1962) Theory of aquifer tests. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1535-E:113.
- Fetter CW (2001) *Applied Hydrogeology - Fourth Edition*. Prentice Hall, New Jersey. 615 p
- Fiore Allwardt P; Bellahsen N & Pollard DD (2007) Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain anticline, Wyoming. *Geosphere* 3(6):408-421.
- Fisher R (1953) Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 217(1130):295-305.
- Flewelling SA & Sharma M (2013) Constraints on Upward Migration of Hydraulic Fracturing Fluid and Brine. *Groundwater* 52(1):9-19.
- Flewelling SA & Sharma M (2015) Comment on “Hydraulic fracturing in faulted sedimentary basins: Numerical simulation of potential contamination of shallow aquifers over long time scales” by Claire Gassiat et al. *Water Resources Research* 51(3):1872-1876.
- Freeman B; Yielding G; Needham DT & Badley ME (1998) Fault seal prediction: the gouge ratio method. *Geological Society, London, Special Publications* 127(1):19-25.
- Freeze RA & Cherry JA (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. (USA). 604 p
- Furbish DJ (1991) The response of water level in a well to a time series of atmospheric loading under confined conditions. *Water Resources Research* 27(4):557-568.
- Gale J; Ukar E; Elliott SJ & Wang Q (2015) Bedding-Parallel Fractures in Shales: Characterization, Prediction and Importance. *AAPG Annual Convention and Exhibition*. (Denver, CO., USA, May 31 - June 3, 2015).
- Gale JF; Reed RM & Holder J (2007) Natural fractures in the Barnett Shale and their importance for hydraulic fracture treatments. *AAPG Bulletin* 91(4):603-622.
- Gale JF; Ukar E; Wang Q & Elliott SJ (2016) Bedding-Parallel Fractures in Shales. *AAPG Annual Convention and Exhibition*. (Calgary, Alberta, Canada, June 22, 2016).

- Gale JFW; Laubach SE; Olson JE; Eichhubl P & Fall A (2014) Natural fractures in shale: A review and new observations. *AAPG Bulletin* 98(11):2165-2216.
- Gassiat C; Gleeson T; Lefebvre R & McKenzie J (2013) Hydraulic fracturing in faulted sedimentary basins: Numerical simulation of potential contamination of shallow aquifers over long time scales. *Water Resources Research* 49(12):8310-8327.
- Gillespie PA; Walsh JJ; Watterson J; Bonson CG & Manzocchi T (2001) Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. *Journal of Structural Geology* 23(2):183-201.
- Globensky Y (1987) Géologie des Basses Terres du Saint-Laurent. *Direction Générale de l'Exploration Géologique et minérale du Québec, Gouvernement du Québec* MM 85-02.
- Glorioso JC & Rattia A (2012) Unconventional reservoirs: Basic petrophysical concepts for shale gas. *SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference & Exhibition-From Potential to Production.* (Vienna, Austria, SPE).
- Gosselin J-S; Rivard C; Martel R & Lefebvre R (2017) GWHAT : disponible à/available at: <https://github.com/jnsebgosselin/gwhat>.
- Grasby SE; Ferguson G; Brady A; Sharp C; Dunfield P & McMechan M (2016) Deep groundwater circulation and associated methane leakage in the northern Canadian Rocky Mountains. *Applied Geochemistry* 68:10-18.
- Grieser WV & Bray JM (2007) Identification of Production Potential in Unconventional Reservoirs. *Production and Operations Symposium.* (Oklahoma City, Oklahoma, U.S.A. , 2007/1/1) Society of Petroleum Engineers, SPE.
- Gross MR (1993) The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology* 15(6):737-751.
- Guerriero V; Mazzoli S; Iannace A; Vitale S; Carravetta A & Strauss C (2013) A permeability model for naturally fractured carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology* 40:115-134.
- Haeri-Ardakani O; Sanei H; Lavoie D; Chen Z & Jiang C (2015) Geochemical and petrographic characterization of the Upper Ordovician Utica Shale, southern Quebec, Canada. *International Journal of Coal Geology* 138:83-94.
- Hamblin AP (2006) The “Shale Gas” concept in Canada: a preliminary inventory of possibilities. *Geological Survey of Canada, Open File* 5389:103.
- Hare PW & Morse RE (1997) Water-Level Fluctuations Due to Barometric Pressure Changes in an Isolated Portion of an Unconfined Aquifer. *Ground Water* 35(4):667-671.
- Hare PW & Morse RE (1999) Monitoring the Hydraulic Performance of a Containment System with Significant Barometric Pressure Effects. *Ground Water* 37(5):755-763.
- Healy RW (2010) Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.
- Healy RW & Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1):91-109.
- Heath RC (1983) Basic ground-water hydrology. US Geological Survey. Volume 2220.

- Heidbach O; Tingay M; Barth A; Reinecker J; Kurfeß D & Müller B (2009) The World Stress Map. Édit 2008 SEBOTWDR (Helmholtz Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences, Commission de la Carte Géologique du Monde / Commission for the Geological Map of the World).
- Heilweil VM & Brooks LE (2011) Conceptual model of the Great Basin carbonate and alluvial aquifer system. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5193*:191.
- Héroux Y & Bertrand R (1991) Maturation thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28(7):1019-1030.
- Houston JFT & Lewis RT (1988) The Victoria Province Drought Relief Project, II. Borehole Yield Relationships. *Ground Water* 26(4):418-426.
- Howard KWF; Hughes M; Charlesworth DL & Ngobi G (1992) Hydrogeologic Evaluation Of Fracture Permeability In Crystalline Basement Aquifers Of Uganda. *Applied Hydrogeology* 1(1):55-65.
- Hussein MEA; Odling NE & Clark RA (2013) Borehole water level response to barometric pressure as an indicator of aquifer vulnerability. *Water Resources Research* 49(10):7102-7119.
- Jackson RE; Gorody AW; Mayer B; Roy JW; Ryan MC & Van Stempvoort DR (2013) Groundwater Protection and Unconventional Gas Extraction: The Critical Need for Field-Based Hydrogeological Research. *Groundwater* 51(4):488-510.
- Jacob CE (1940) On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 21(2):574-586.
- Ji S & Saruwatari K (1998) A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology* 20(11):1495-1508.
- Kissinger A; Helmig R; Ebigbo A; Class H; Lange T; Sauter M; Heitfeld M; Klünker J & Jahnke W (2013) Hydraulic fracturing in unconventional gas reservoirs: risks in the geological system, part 2. *Environmental Earth Sciences* 70(8):3855-3873.
- Knott SD; Beach A; Brockbank PJ; Lawson Brown J; McCallum JE & Welbon AI (1996) Spatial and mechanical controls on normal fault populations. *Journal of Structural Geology* 18(2):359-372.
- Konstantinovskaya E; Malo M & Badina F (2014a) Effects of irregular basement structure on the geometry and emplacement of frontal thrusts and duplexes in the Quebec Appalachians: Interpretations from well and seismic reflection data. *Tectonophysics* 637(0):268-288.
- Konstantinovskaya E; Malo M & Castillo DA (2012) Present-day stress analysis of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin (Canada) and implications for caprock integrity during CO<sub>2</sub> injection operations. *Tectonophysics* 518-521:119-137.
- Konstantinovskaya E; Rodriguez D; Kirkwood D; Harris L & 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; Rutqvist J & Malo M (2014b) CO<sub>2</sub> storage and potential fault instability in the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin (Quebec, Canada): Insights from coupled reservoir-geomechanical modeling. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 22(0):88-110.
- Krusemann GP & De Ridder NA (1994) *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data - Second Edition (Completely Revised)*.
- Kulatilake PHSW & Panda BB (2000) Effect of Block Size and Joint Geometry on Jointed Rock Hydraulics and REV. *Journal of Engineering Mechanics* 126(8).
- Ladeira FL & Price NJ (1981) Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology* 3(2):179-183.
- Ladevèze P; Rivard C; Lavoie D; Séjourné S; Lefebvre R & Bordeleau G (2018) Faults and natural fractures controls on upward fluid migration: insights from a shale gas play in the St. Lawrence Platform, Canada. Submitted to Hydrogeology Journal in november 2017.
- Ladevèze P; Rivard C; Lefebvre R; Lavoie D; Parent M; Malet X; Bordeleau G & Gosselin J-S (2016) Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Commission géologique du Canada, Dossier Public* 8036:112.
- Ladevèze P; Séjourné S; Rivard C; Lefebvre R; Lavoie D & Rouleau A (2017) Defining the natural fracture network in a shale gas play and its cover succession; the case of the Utica Shale in eastern Canada, in press. *Journal of Structural Geology* doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.007.
- Lai J; Wang G; Huang L; Li W; Ran Y; Wang D; Zhou Z & Chen J (2015) Brittleness index estimation in a tight shaly sandstone reservoir using well logs. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 27, Part 3:1536-1545.
- Lange T; Sauter M; Heitfeld M; Schetelig K; Brosig K; Jahnke W; Kissinger A; Helmig R; Ebibgo A & Class H (2013) Hydraulic fracturing in unconventional gas reservoirs: risks in the geological system part 1. *Environmental Earth Sciences* 70(8):3839-3853.
- Larsen B; Grunnalite I & Gudmundsson A (2010) How fracture systems affect permeability development in shallow-water carbonate rocks: An example from the Gargano Peninsula, Italy. *Journal of Structural Geology* 32(9):1212-1230.
- Laubach SE (2003) Practical approaches to identifying sealed and open fractures. *AAPG Bulletin* 87(4):561-579.
- Laubach SE; Olson JE & Gale JFW (2004) Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? *Earth and Planetary Science Letters* 222(1):191-195.
- Laubach SE; Olson JE & Gross MR (2009) Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin* 93(11):1413-1426.
- Lavenu AP; Lamarche J; Gallois A & Gauthier BD (2013) Tectonic versus diagenetic origin of fractures in a naturally fractured carbonate reservoir analog (Nerthe anticline, southeastern France). *AAPG Bulletin* 97(12):2207-2232.

- Lavoie D (2008) Chapter 3 Appalachian Foreland Basin of Canada. *Sedimentary Basins of the World*, Andrew DM (Édit.) Elsevier, Vol Volume 5. p 65-103.
- Lavoie D; Desrochers A; Dix G; Knight I & Salad Hersi O (2012) The Great American Carbonate Bank in Eastern Canada: An Overview. In: Derby, J.R., Fritz, R.D., Longacre, S.A., Morgan, W.A., Sternbach, C.A. (Eds.), *The Great American Carbonate Bank. The Geology and Economic Resources of the Cambrian–Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia*. *AAPG Memoirs* 98:499-523.
- Lavoie D; Hamblin AP; Theriault R; Beaulieu J & Kirkwood D (2008) The Upper Ordovician Utica Shales and Lorraine Group flysch in southern Québec: Tectonostratigraphic setting and significance for unconventional gas. *Commission géologique du Canada, Open File* 5900:56.
- Lavoie D; Pinet N; Bordeleau G; Ardakani OH; Ladevèze P; Duchesne MJ; Rivard C; Mort A; Brake V; Sanei H & Malet X (2016) The Upper Ordovician black shales of southern Quebec (Canada) and their significance for naturally occurring hydrocarbons in shallow groundwater. *International Journal of Coal Geology* 158:44-64.
- Lavoie D; Rivard C; Lefebvre R; Séjourné S; Thériault R; Duchesne MJ; Ahad JME; Wang B; Benoit N & Lamontagne C (2014) The Utica Shale and gas play in southern Quebec: Geological and hydrogeological syntheses and methodological approaches to groundwater risk evaluation. *International Journal of Coal Geology* 126:77-91.
- Lefebvre R (2016) Mechanisms leading to potential impacts of shale gas development on groundwater quality. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 10.1002/wat2.1188.
- Lefebvre R; Ballard J-M; Carrier M-A; Vigneault H; Beaudry C; Berthot L, Légaré-Couture, G.; Parent M; Laurencelle M; Malet X; Therrien A; Michaud A; Desjardins J; Drouin A; Cloutier MH; Grenier J; Bourgault M-A; Larocque M; Pellerin S; Graveline M-H; Janos D & Molson J (2015a) Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'INRS, l'IRDA et le OBV-CA dans le cadre du PACES. Rapport final INRS R-1580, soumis au MDDELCC en mars 2015:300p.
- Lefebvre R; Gleeson T; McKenzie JM & Gassiat C (2015b) Reply to comment by Flewelling and Sharma on “Hydraulic fracturing in faulted sedimentary basins: Numerical simulation of potential contamination of shallow aquifers over long time scales”. *Water Resources Research* 51(3):1877-1882.
- Lehner FK & Pilaar WF (1997) The emplacement of clay smears in synsedimentary normal faults: inferences from field observations near Frechen, Germany. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Moller-Pedersen P & Koestler AG (Édit.) Elsevier, Vol Volume 7. p 39-50.
- Li Z; You C; Gonzales M; Wendt AK; Wu F & Brantley SL (2016) Searching for anomalous methane in shallow groundwater near shale gas wells. *Journal of Contaminant Hydrology* 195(Supplement C):23-30.
- Luthi SM & Souhaite P (1990) Fracture apertures from electrical borehole scans. *Geophysics* 55(7):821-833.

- Luthi SM & Souhaité P (1990) Fracture apertures from electrical borehole scans. *Geophysics* 55(7):821-833.
- Manzocchi T; Walsh J; Nell P & Yielding G (1999) Fault transmissibility multipliers for flow simulation models. *Petroleum Geoscience* 5(1):53-63.
- Martini AM; Walter LM; Budai JM; Ku TCW; Kaiser CJ & Schoell M (1998) Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(10):1699-1720.
- McConaughy DT & Engelder T (1999) Joint interaction with embedded concretions: joint loading configurations inferred from propagation paths. *Journal of Structural Geology* 21(11):1637-1652.
- Méheust Y & Schmittbuhl J (2001) Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106(B2):2089-2102.
- Meng F; Zhou H; Zhang C; Xu R & Lu J (2015) Evaluation Methodology of Brittleness of Rock Based on Post-Peak Stress–Strain Curves. *Rock Mech Rock Eng* 48(5):1787-1805.
- Merin IS (1992) Conceptual Model of Ground Water Flow in Fractured Siltstone Based on Analysis of Rock Cores, Borehole Geophysics, and Thin Sections. *Ground Water Monitoring & Remediation* 12(4):118-125.
- Michalski A (1990) Hydrogeology of the Brunswick (Passaic) Formation and Implications for Ground Water Monitoring Practice. *Ground Water Monitoring & Remediation* 10(4):134-141.
- Michalski A & Britton R (1997) The Role of Bedding Fractures in the Hydrogeology of Sedimentary Bedrock—Evidence from the Newark Basin, New Jersey. *Ground Water* 35(2):318-327.
- Miller JA (1986) Hydrogeologic framework of the Floridan aquifer system in Florida and in parts of Georgia, South Carolina, and Alabama.).
- Miller SM (1979) *Determination of spatial dependence in fracture set characteristics by geostatistical methods*. (The University of Arizona). 122 p
- Min K-B; Jing L & Stephansson O (2004) Determining the equivalent permeability tensor for fractured rock masses using a stochastic REV approach: Method and application to the field data from Sellafield, UK. *Hydrogeology Journal* 12(5):497-510.
- Molofsky LJ; Connor JA; Wylie AS; Wagner T & Farhat SK (2013) Evaluation of Methane Sources in Groundwater in Northeastern Pennsylvania. *Groundwater* 51(3):333-349.
- Moreno L; Tsang C-F; Tsang Y & Neretnieks I (1990) Some anomalous features of flow and solute transport arising from fracture aperture variability. *Water Resources Research* 26(10):2377-2391.
- Morin C (1991) Rapport de qualification, poursuite des travaux d'exploration Villeroy. Édit Sigpeg), p 52.

- Morin R; Godin R; Nastev M & Rouleau A (2007) Hydrogeologic controls imposed by mechanical stratigraphy in layered rocks of the Chateauguay River Basin, a US-Canada transborder aquifer. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 112(B4):12.
- Mortimer L; Aydin A; Simmons CT & Love AJ (2011) Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers? *Journal of Hydrology* 399(3-4):185-200.
- Mozley PS & Davis JM (2005) Internal structure and mode of growth of elongate calcite concretions: Evidence for small-scale, microbially induced, chemical heterogeneity in groundwater. *Geological Society of America Bulletin* 117(11-12):1400-1412.
- Myers T (2012a) Author's Reply. *Ground Water* 50(6):828-830.
- Myers T (2012b) Potential Contaminant Pathways from Hydraulically Fractured Shale to Aquifers. *Ground Water* 50(6):872-882.
- Narr W; Schechter DW & Thompson LB (2006) *Naturally fractured reservoir characterization*. Richardson, TX: Society of Petroleum Engineers,
- Narr W & Suppe J (1991) Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 13(9):1037-1048.
- Nastev M; Morin R; Godin R & Rouleau A (2008) Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* 16(2):373-388.
- Neuman SP (1988) Stochastic Continuum Representation of Fractured Rock Permeability as an Alternative to the REV and Fracture Network Concepts. *Groundwater Flow and Quality Modelling*, Custodio E, Gurgui A & Ferreira JPL (Édit.) Springer Netherlands, Dordrecht10.1007/978-94-009-2889-3\_19. p 331-362.
- Nowamooz A; Lemieux JM & Therrien R (2013) Étude E3-10, Modélisation numérique de la migration du méthane dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Rapport final. *Département de géologie et de génie géologique, Université Laval*:115.
- Oda M (1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses. *Geotechnique* 35(4):483-495.
- Oda M (1988) A method for evaluating the representative elementary volume based on joint survey of rock masses. *Canadian Geotechnical Journal* 25(3):440-447.
- Odling NE; Gillespie P; Bourgine B; Castaing C; Chiles JP; Christensen NP; Fillion E; Genter A; Olsen C; Thrane L; Trice R; Aarseth E; Walsh JJ & Watterson J (1999) Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience* 5(4):373-384.
- Odling NE; Perulero Serrano R; Hussein MEA; Riva M & Guadagnini A (2015) Detecting the vulnerability of groundwater in semi-confined aquifers using barometric response functions. *Journal of Hydrology* 520(0):143-156.
- Ogunyomi O; Hesse R & Heroux Y (1980) Pre-Orogenic and Synorogenic Diagenesis and Anchimetamorphism in Lower Paleozoic Continental Margin Sequences of the Northern Appalachians in and Around Quebec City, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 28(4):559-577.

- Ortoleva P; Al-Shaieb Z & Puckette J (1995) Genesis and dynamics of basin compartments and seals. *American Journal of Science* 295(4):345-427.
- Osborn SG; Vengosh A; Warner NR & Jackson RB (2011a) Methane contamination of drinking water accompanying gas-well drilling and hydraulic fracturing. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108(20):8172-8176.
- Osborn SG; Vengosh A; Warner NR & Jackson RB (2011b) Reply to Saba and Orzechowski and Schon: Methane contamination of drinking water accompanying gas-well drilling and hydraulic fracturing. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108(37):E665-E666.
- Osborne MJ & Swarbrick RE (1997) Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bulletin* 81(6):1023-1041.
- Parent M; Girard F; Fagnan N; Michaud Y; Boisvert É & Fortier R (2008) Chap.4. Caractérisation géologique des formations enfouies, in Guide méthodologique pour la cartographie hydrogéologique régionale des aquifères granulaires. Contribution 2003016 de la Commission Géologique du Canada, réalisée conjointement avec l'INRS-Géoressources (maintenant INRS-Eau, Terre et Environnement), le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, la MRC de Portneuf et l'université Laval. Dépôt légal - Bibliothèque et Archives nationales du Québec. .), p 101.
- Park HJ & West TR (2002) Sampling bias of discontinuity orientation caused by linear sampling technique. *Engineering Geology* 66(1-2):99-110.
- Peel M (2014) *Investigation géologique et géochimique des relations entre un réservoir pétrolier et un aquifère superficiel dans le secteur Haldimand, Gaspé*. M.Sc. (INRS ETE). 286 p
- Perrin J; Ahmed S & Hunkeler D (2011) The effects of geological heterogeneities and piezometric fluctuations on groundwater flow and chemistry in a hard-rock aquifer, southern India. *Hydrogeology Journal* 19(6):1189.
- Pinet N (2011) Deformation in the Utica Shale and Lorraine Group, Saint Lawrence Lowlands, Québec. *Geological Survey of Canada, Open File* 6952:12.
- Pinet N; Duchesne M; Lavoie D; Bolduc Ae & Long B (2008) Surface and subsurface signatures of gas seepage in the St. Lawrence Estuary (Canada): Significance to hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology* 25(3):271-288.
- Pinet N; Lavoie D; Keating P & Duchesne M (2014) The St Lawrence Platform and Appalachian deformation front in the St Lawrence Estuary and adjacent areas (Quebec, Canada): structural complexity revealed by magnetic and seismic imaging. *Geological Magazine* 151(6):996-1012.
- Pinti DL; Gelinas Y; Larocque M; Barnetche D; Retailleau S; Moritz A; Hélie J-F & Lefebvre R (2013) Etude E3-9, Concentrations, sources et mécanismes de migration préférentielle des gaz d'origine naturelle (méthane, hélium, radon) dans les eaux souterraines des Basses-Terres du Saint-Laurent. Volet géochimie. *UQAM, Université Concordia, INRS-ETE*:104.

- Pinti DL; Gelinas Y; Moritz AM; Larocque M & Sano Y (2016) Anthropogenic and natural methane emissions from a shale gas exploration area of Quebec, Canada. *Science of The Total Environment* 566-567(Supplement C):1329-1338.
- Quilty EG & Roeloffs EA (1991) Removal of barometric pressure response from water level data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96(B6):10209-10218.
- Rahi KA & Halihan T (2013) Identifying Aquifer Type in Fractured Rock Aquifers using Harmonic Analysis. *Ground Water* 51(1):76-82.
- Rasmussen T (2005) Barometric Efficiency. *Water Encyclopedia*, John Wiley & Sons, Inc., 10.1002/047147844X.me21.
- Rasmussen TC & Crawford LA (1997) Identifying and Removing Barometric Pressure Effects in Confined and Unconfined Aquifers. *Ground Water* 35(3):502-511.
- Raymond J; Malo M; Comeau FA; Bédard K; Lefebvre R & Therrien R (2012) Assessing the geothermal potential of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin in Quebec, Canada. in *IAH 2012 congressNiagara Falls, ON, Canada*, p 8.
- Raynauld M (2014) *Caractérisation et modélisation des conditions d'écoulement à densité variable au dessus d'un réservoir pétrolier, secteur d'Haldimand à Gaspé*. M.Sc. (INRS ETE).
- Raynauld M; Peel M; Lefebvre R; Molson JW; Crow H; Ahad JME; Ouellet M & Aquilina L (2016) Understanding shallow and deep flow for assessing the risk of hydrocarbon development to groundwater quality. *Marine and Petroleum Geology* 78:728-737.
- Reagan MT; Moridis GJ; Keen ND & Johnson JN (2015) Numerical simulation of the environmental impact of hydraulic fracturing of tight/shale gas reservoirs on near-surface groundwater: Background, base cases, shallow reservoirs, short-term gas, and water transport. *Water Resources Research* 51(4):2543-2573.
- Rider M (2002) *The geological interpretation of well logs*. Second Edition. Rider-French Consulting Ltd.,
- Rivard C; Lavoie D; Lefebvre R; Séjourné S; Lamontagne C & Duchesne M (2014) An overview of Canadian shale gas production and environmental concerns. *International Journal of Coal Geology* 126:64-76.
- Rivard C; Lavoie D; Pinet N; Duchesne MJ; Bordeleau G; Séjourné S; Huchet F; Lefebvre R; Brake V; Crow H & Malet X (2017) A study of aquifer vulnerability to hydrocarbon development in southern New Brunswick. *Proceedings of Geo Ottawa 2017*.
- Rodrigues N; Cobbold PR; Loseth H & Ruffet G (2009) Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society* 166(4):695-709.
- Rojstaczer S (1988) Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. *Water Resour. Res* 24(11):1927-1938.

- Rojstaczer S & Riley FS (1990) Response of the water level in a well to Earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions. *Water Resources Research* 26(8):1803-1817.
- Roy A (2013) *Scale-dependent heterogeneity in fracture data sets and grayscale images*. Doctor of Philosophy (The University of Tennessee).
- Roy A; Perfect E; Dunne WM & McKay LD (2014) A technique for revealing scale-dependent patterns in fracture spacing data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119(7):5979-5986.
- Ruehlicke B (2015) From Borehole Images to Fracture Permeability and Fracturing Pressure. *Oral presentation given at Geoscience Technology Workshop, Unconventionals Update, Austin, Texas, November 4-5, 2014.*
- Rushton KR & Rao SVR (1988) Groundwater flow through a Miliolite limestone aquifer. *Hydrological Sciences Journal* 33(5):449-464.
- Saby M; Larocque M; Pinti DL; Barbicot F; Sano Y & Castro MC (2016) Linking groundwater quality to residence times and regional geology in the St. Lawrence Lowlands, southern Quebec, Canada. *Applied Geochemistry* 65(Supplement C):1-13.
- Saiers JE & Barth E (2012) Potential Contaminant Pathways from Hydraulically Fractured Shale Aquifers. *Ground Water* 50(6):826-828.
- Sasseville C; Clauer N & Tremblay A (2012) Timing of fault reactivation in the upper crust of the St. Lawrence rift system, Canada, by K-Ar dating of illite-rich fault rocks1. *Canadian Journal of Earth Sciences* 49(5):637-652.
- Sasseville C; Tremblay A; Clauer N & Liewig N (2008) K-Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Quebec). *Journal of Geodynamics* 45(2-3):99-119.
- Séjourné S (2015) Caractérisation des réseaux de fractures naturelles, de la porosité et de la saturation en eau du Shale d'Utica et de sa couverture par l'analyse des diagraphies de forages pétroliers dans la région de Saint-Édouard, Québec. *Commission Géologique du Canada, Dossier Public* 7980:60.
- Séjourné S (2017) Étude géomécanique du Shale d'Utica et de sa couverture d'après les puits pétroliers et gaziers de la région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. *Commission Géologique du Canada, Dossier Public* 8196:54.
- Séjourné S; Dietrich J & Malo M (2003) Seismic characterization of the structural front of southern Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51(1):29-44.
- Séjourné S; Lefebvre R; Malet X & Lavoie D (2013) Synthèse géologique et hydrogéologique du Shale d'Utica et des unités sus-jacentes (Lorraine, Queenston et dépôts meubles), Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec. *Commission Géologique du Canada, Dossier Public* 7338:165.
- Sibson R (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133(3):191-213.

- Sikander A & Pittion J (1978) Reflectance studies on organic matter in lower Paleozoic sediments of Quebec. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 26(1):132-151.
- Singhal BBS & Gupta RP (2010) *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands. [http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7\\_2](http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7_2)
- Slivitzky A & St-Julien P (1987) Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. (Direction Générale de l'Exploration Géologique et minérale du Québec - Gouvernement du Québec).
- Snow DT (1968) Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Div.*
- Spane FA (2002) Considering barometric pressure in groundwater flow investigations. *Water Resources Research* 38(6):14-11-14-18.
- Sperrevik S; Faerseth RB & Gabrielsen RH (2000) Experiments on clay smear formation along faults. *Petroleum Geoscience* 6(2):113-123.
- Sperrevik S; Gillespie PA; Fisher QJ; Halvorsen T & Knipe RJ (2002) Empirical estimation of fault rock properties. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, Andreas GK & Robert H (Édit.) Elsevier, Vol Volume 11. p 109-125.
- St-Julien P & Hubert C (1975) Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science* 275-A:337-362.
- St-Julien P; Slivitsky A & Feininger T (1983) A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec. *Geological Society of America Memoirs* 158:103-112.
- Stesky M (2010) Pangea Scientific - Spheristat Version 3.1 - User's Manual.
- Surette M; Allen DM & Journeay M (2008) Regional evaluation of hydraulic properties in variably fractured rock using a hydrostructural domain approach. *Hydrogeology Journal* 16(1):11-30.
- Tavchandjian O; Rouleau A; Archambault G; Daigneault R & Marcotte D (1997) Geostatistical analysis of fractures in shear zones in the Chibougamau area: applications to structural geology. *Tectonophysics* 269(1-2):51-63.
- Terzaghi RD (1965) Sources of error in joint surveys. *Geotechnique* 15 (3):287-304.
- Thériault R (2007) Trenton/Black River Hydrothermal Dolomite Reservoirs in Québec: The Emergence of a New and Highly Promising Play along the St. Lawrence Platform. *American Association of Petroleum Geologists. Eastern Section Annual Meeting, Abstract with Programs* 57.
- Thériault R (2012) Caractérisation du Shale d'Utica et du Groupe de Lorraine, Basses-Terres du Saint-Laurent - Partie 2 : Interprétation Géologique. Édit Québec MDRNEF), p 80.
- Thériault R & Beauséjour S (2012) Carte géologique du Québec, Edition 2012. *Ressources Naturelles Québec DV* 2012-07.
- Thompson LB (2009) *Atlas of borehole imagery*. AAPG/Datapages,
- Todd DK & Mays LW (2005) *Groundwater Hydrology Third Edition*. John Wiley & Sons, Inc.,

- Toll NJ & Rasmussen TC (2007) Removal of Barometric Pressure Effects and Earth Tides from Observed Water Levels. *Ground Water* 45(1):101-105.
- Tran Ngoc TD; Lefebvre R; Konstantinovskaya E & Malo M (2014) Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: implications for CO<sub>2</sub> geological storage. *Environmental Earth Sciences* 10.1007/s12665-013-2941-7:1-28.
- Tremblay A & Pinet N (2016) Late Neoproterozoic to Permian tectonic evolution of the Quebec Appalachians, Canada. *Earth-Science Reviews* 160:131-170.
- Tremblay A; Roden-Tice MK; Brandt JA & Megan TW (2013) Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada: Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating. *Geological Society of America Bulletin* 125(5/6):794-810.
- Tsang C-F & Neretnieks I (1998) Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* 36(2):275-298.
- Valley BC (2007) *The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France)*. (Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zurich). 277 p
- Van Camp M & Vauterin P (2005) Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences* 31(5):631-640.
- van der Kamp G & Gale JE (1983) Theory of earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains. *Water Resources Research* 19(2):538-544.
- Villaescusa E & Brown ET (1990) Characterizing joint spatial correlations using geostatistical methods. *Rock Joints*, C. A. Barton and O. Stephansson B (Édit.).
- Vitale S; Dati F; Mazzoli S; Ciarcia S; Guerriero V & Iannace A (2012) Modes and timing of fracture network development in poly-deformed carbonate reservoir analogues, Mt. Chianello, southern Italy. *Journal of Structural Geology* 37(0):223-235.
- Voeckler H (2012) *Modeling deep groundwater flow through fractured bedrock in a mountainous headwater catchment using a coupled surface water-groundwater model, Okanagan basin, British Columbia*. (The University of British Columbia, Vancouver). 433 p
- Vrba J & Zaporozec A (1994) *Guidebook on mapping groundwater vulnerability*. Heise,
- Vrolijk PJ; Urai JL & Kettermann M (2016) Clay smear: Review of mechanisms and applications. *Journal of Structural Geology* 86:95-152.
- Wang D; Ge H; Wang X; Wang J; Meng F; Suo Y & Han P (2015) A novel experimental approach for fracability evaluation in tight-gas reservoirs. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 23:239-249.
- Wang Q & Gale JF (2016) Characterizing Bedding-Parallel Fractures in Shale: Aperture-Size Distributions and Spatial Organization. *AAPG Annual Convention and Exhibition*. (Calgary, Alberta, Canada, June 22, 2016).
- Warner NR; Jackson RB; Darrah TH; Osborn SG; Down A; Zhao K; White A & Vengosh A (2012a) Geochemical evidence for possible natural migration of Marcellus Formation

brine to shallow aquifers in Pennsylvania. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(30):11961-11966.

Warner NR; Jackson RB; Darrah TH; Osborn SG; Down A; Zhao K; White A & Vengosh A (2012b) Reply to Engelder: Potential for fluid migration from the Marcellus Formation remains possible. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(52):E3626.

Watts NL (1987) Theoretical aspects of cap-rock and fault seals for single- and two-phase hydrocarbon columns. *Marine and Petroleum Geology* 4(4):274-307.

Weber KJ; Mandl GJ; Pilaar WF; Lehner BVF & Precious RG (1978) The Role Of Faults In Hydrocarbon Migration And Trapping In Nigerian Growth Fault Structures. (Offshore Technology Conference).

Witherspoon PA; Wang JSY; Iwai K & Gale JE (1980) Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources Research* 16(6):1016-1024.

Wladis D; Jönsson P & Wallroth T (1997) Regional characterization of hydraulic properties of rock using well test data. in *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SKB) Technical Report* (Department of Geology, Chalmers University of Technology, Göteborg Sweden), p 54.

Wu H & D. Pollard D (1995) An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology* 17(6):887-905.

Yang C & Hesse R (1993) Diagenesis and anchimetamorphism in an overthrust belt, external domain of the Taconian Orogen, southern Canadian Appalachians-II. Paleogeothermal gradients derived from maturation of different types of organic matter. *Organic Geochemistry* 20(3):381-403.

Yielding G; Freeman B & Needham DT (1997) Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bulletin* 81(6):897-917.

Zoback ML (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97(B8):11703-11728.

## **SECTION 3 - ANNEXES**

## **ANNEXE I : FORAGE DE PUITS D'OBSERVATION**

### **1 Introduction**

Quinze puits ont été forés durant les automnes 2013 et 2014 dans le cadre du projet de recherche mené dans la région de Saint-Édouard par la Commission géologique du Canada (dans lequel le doctorat s'insère). Ces forages ont tous été aménagés en puits d'observation. L'objectif de ces forages était d'acquérir des données sur les caractéristiques du roc et des fluides présents dans l'aquifère rocheux fracturé.

Cette annexe présente les travaux reliés aux forages et qui sont d'intérêt pour la thèse. Plus de détails sur ces travaux sont présents dans le Dossier Public de la CGC no. 8036 :

*Ladevèze, P., Rivard, C., Lefebvre, R., Lavoie, D., Parent, M., Malet, X., Bordeleau, G. et Gosselin, J.-S., 2016. Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 8036, 112 p. doi:10.4095/297891*

### **2 Méthodologie**

Les forages ont entre 30 et 147 m de profondeur, mais la majorité ont une profondeur de 50 m. Un puits a dû être foré plus profondément que prévu à cause de l'épaisse couche de dépôts quaternaires pour avoir au moins 20 m dans le roc sous ces dépôts (puits F4). Le forage F21, situé juste à côté des puits de *Talisman Energy*, a été foré jusqu'à une profondeur de 147 m afin de caractériser les zones un peu plus profondes, sous l'horizon foré pour les puits résidentiels. Deux méthodes de forage ont été utilisées : le forage « carotté » (au diamant, comme dans le cas du forage minier) et le forage destructif (similaire à ceux que font les puisatiers pour le forage des puits résidentiels).

#### **2.1 Forage carotté**

Une foreuse de type D60 (de la compagnie *Forages Comeau*) a été utilisée pour forer les puits d'observation F1, F2, F3, F4, F7, F8, F20 et F21 (Figure 1) afin de récupérer les carottes de

roche. Un carottier a été utilisé pour collecter les carottes de roche tout le long du trou de forage. Ces forages ont un diamètre de 96 mm (diamètre HQ; environ 3,8 po) et les carottes extraites font une longueur de 1,5 m (5 pieds) et ont un diamètre de 63 mm (2,5 po).



**Figure 1 Forage carotté (au diamant) : puits F4 (a.) et F7 (b.).**

Des échantillons dans les sédiments quaternaires ont également été prélevés à l'aide d'une cuillère fendue (Figure 2a), de façon plus rapprochée au début du forage, puis plus espacée si l'épaisseur des dépôts était importante. Ceux-ci ont été conservés dans des sacs en plastique pour pouvoir les examiner à la loupe binoculaire par la suite et pour faire des analyses granulométriques. Les carottes de roches (Figure 2b) ont été entreposées à la carothèque du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.



a.

b.

**Figure 2 Échantillons de sédiments prélevés avec une cuillère fendue (a.) et carottes de roche (b.).**

Les avantages de la méthode de forage carotté, outre le fait que le prélèvement de carottes de roches est possible, sont que les puits ont des parois lisses, moins sujettes aux éboulements. De plus, ces parois lisses permettent une meilleure observation des structures lors des diagraphies (sonde optique et acoustique, caméra vidéo). La foreuse utilisée ici (foreuse géotechnique) est également relativement peu encombrante, ce qui facilite l'accès aux sites. L'inconvénient est que le temps forage est nettement long et le couts sont plus importants.

## 2.2 Forage destructif

Une foreuse Foremost DR-12W (Compagnie *Forage LBM inc.*), utilisant un marteau en fond de trou, a été utilisée pour forer les puits d'observation F5, F6, F10, F11, F12, F13 et F14 (Figure 3). Ces forages ont un diamètre de 152 mm (6 po), comme en général les puits résidentiels. Lors des opérations de forage, l'utilisation d'un cyclone a permis une récupération efficace des retailles de forages (« cuttings ») afin d'identifier les lithologies traversées par le forage.



**Figure 3 Forage des puits par la méthode destructive (puits F5).**

L'avantage majeur de l'utilisation de la méthode destructive est la rapidité d'exécution des travaux, ce qui limite également les frais engendrés par les opérations. Les inconvénients sont que les parois du puits sont plus rugueuses et propices aux éboulements dans le trou de forage (ce qui peut bloquer le puits à une certaine profondeur). Ce facteur limite également la qualité des diagraphies (surtout l'imagerie acoustique et optique des parois). Enfin, cette méthode implique une plus grosse logistique sur le terrain (deux camions); il est donc primordial d'avoir un accès facile et stable, peu importe la météo au site de forage, facteur souvent limitant pour le choix des sites.

### **3 Répartition des puits sur le territoire**

Les localisations des deux types de puits sur le territoire sont présentées dans la figure 4. Les coordonnées cartographiques et les principales caractéristiques des 15 forages réalisés pour le projet sont présentées dans le tableau 1.

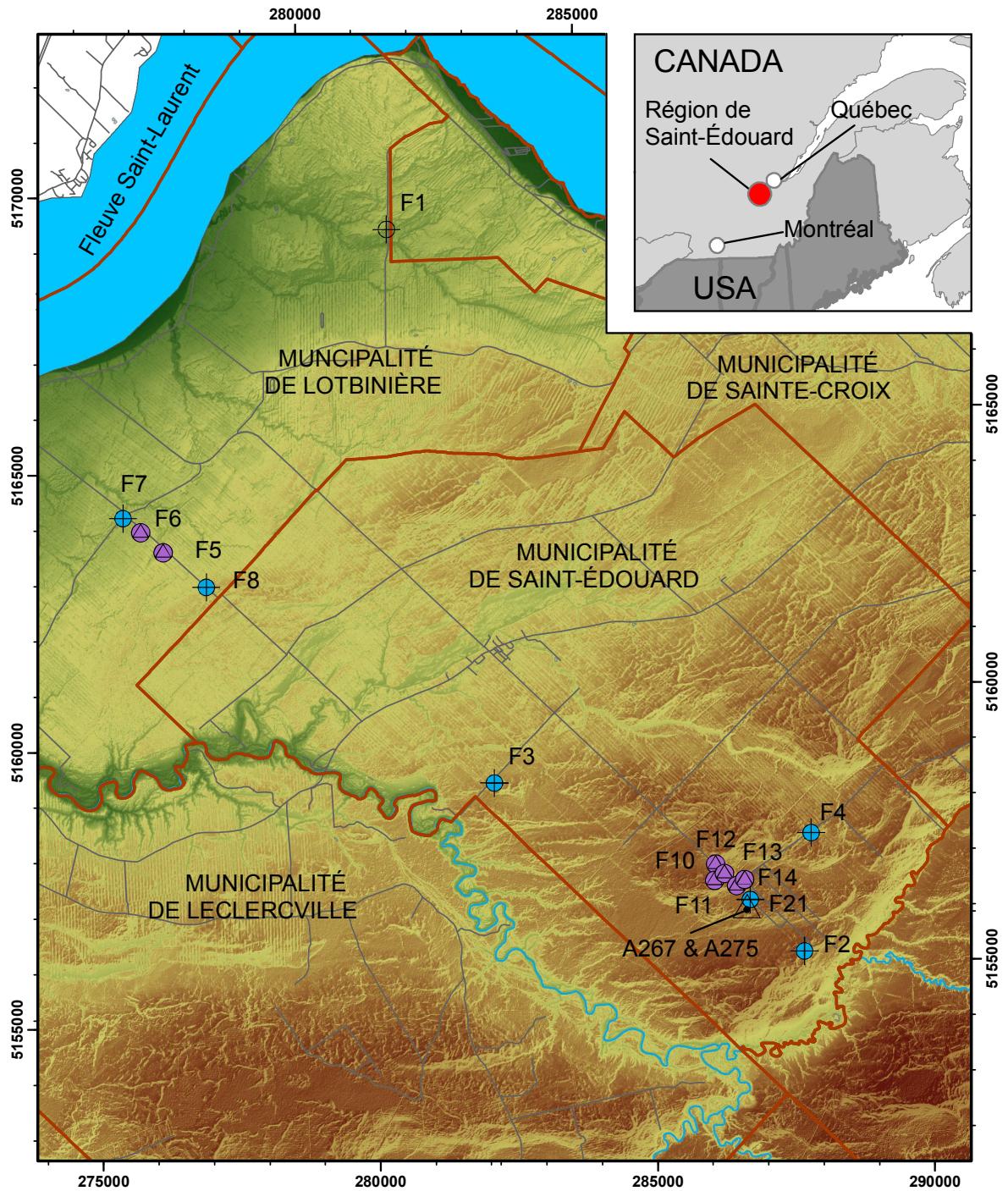


Figure 4 : Localisation des puits d'observation forés dans la région de Saint-Édouard

**Tableau 1 Localisation et principales caractéristiques de construction des puits d'observation.**

Localisation des puits (NAD83 UTM Zone19N)					Caractéristiques des puits (profondeurs par rapport à la surface du sol)					
Nom	X (m)	Y (m)	Z (m)	Municipalité	Méthode de forage	Diamètre du forage (mm) <sup>1</sup>	Profondeur de forage (m)	Profondeur du tubage (m)	Profondeur au roc (m)	Niveau d'eau statique (m) <sup>2</sup>
<b>F1</b>	281 370	5 168 963	45,9	Lotbinière	Carotté	96	49,70	3,05	2,59	-0,02
<b>F2</b>	287 925	5 155 391	91,1	Saint-Édouard	Carotté	96	52,12	7,59	6,10	1,55
<b>F3</b>	282 584	5 158 820	74,1	Saint-Édouard	Carotté	96	49,99	20,30	20,12	0,79
<b>F4</b>	288 214	5 157 504	87,2	Saint-Édouard	Carotté	96	60,35	40,65	40,84	7,51
<b>F5</b>	276 903	5 163 441	50,2	Lotbinière	Destruktif	152	51,82	12,19	9,75	1,26
<b>F6</b>	276 528	5 163 836	52,6	Lotbinière	Destruktif	152	51,82	9,91	7,62	1,23
<b>F7</b>	276 263	5 164 099	49,3	Lotbinière	Carotté	96	51,51	13,54	11,43	3,74
<b>F8</b>	277 620	5 162 758	59,5	Lotbinière	Carotté	96	51,51	4,40	1,43	0,89
<b>F10</b>	286 450	5 157 073	90,5	Saint-Édouard	Destruktif	152	30,48	16,98	15,85	-0,51
<b>F11</b>	286 396	5 156 776	93,9	Saint-Édouard	Destruktif	152	54,86	4,78	4,57	1,73
<b>F12</b>	286 599	5 156 883	89,2	Saint-Édouard	Destruktif	152	73,15	10,98	7,92	0,97
<b>F13</b>	286 807	5 156 653	89,0	Saint-Édouard	Destruktif	152	60,96	4,72	1,83	0,84
<b>F14</b>	286 947	5 156 751	87,8	Saint-Édouard	Destruktif	152	30,48	18,29	14,33	30,20 <sup>3</sup>
<b>F20</b>	281 370	5 168 963	45,7	Lotbinière	Carotté	96	49,99	8,13	3,05	0,18
<b>F21</b>	287 026	5 156 377	88,7	Saint-Édouard	Carotté	96	152,10	21,00	3,66	4,77

<sup>1</sup> Conversion mm à po : 96 mm = 3.8 po ; 152 mm = 6 po.

<sup>2</sup> Niveau d'eau par rapport à la surface du sol, axe positif vers le bas.

<sup>3</sup> Le niveau d'eau est resté proche de cette valeur pendant toute la durée du projet.

## 4 Rapports de forage

Les rapports de forage des puits d'observation forés pour le projet sont présentés dans le Dossier Public 8036 (Ladevèze *et al.*, 2016). Ces rapports ont été préparés avec le logiciel *Strater®*. Un exemple de ces rapports est présenté à la figure 5. Ces rapports de forage récapitulent notamment:

- Les lithologies identifiées dans les dépôts meubles et le roc.
- Les principales caractéristiques de construction des puits.
- Les caractéristiques du roc ont été investiguées par diagraphies. Le détail de ces diagraphies fait l'objet d'un autre dossier public 7768 (Crow & Ladevèze, 2015).

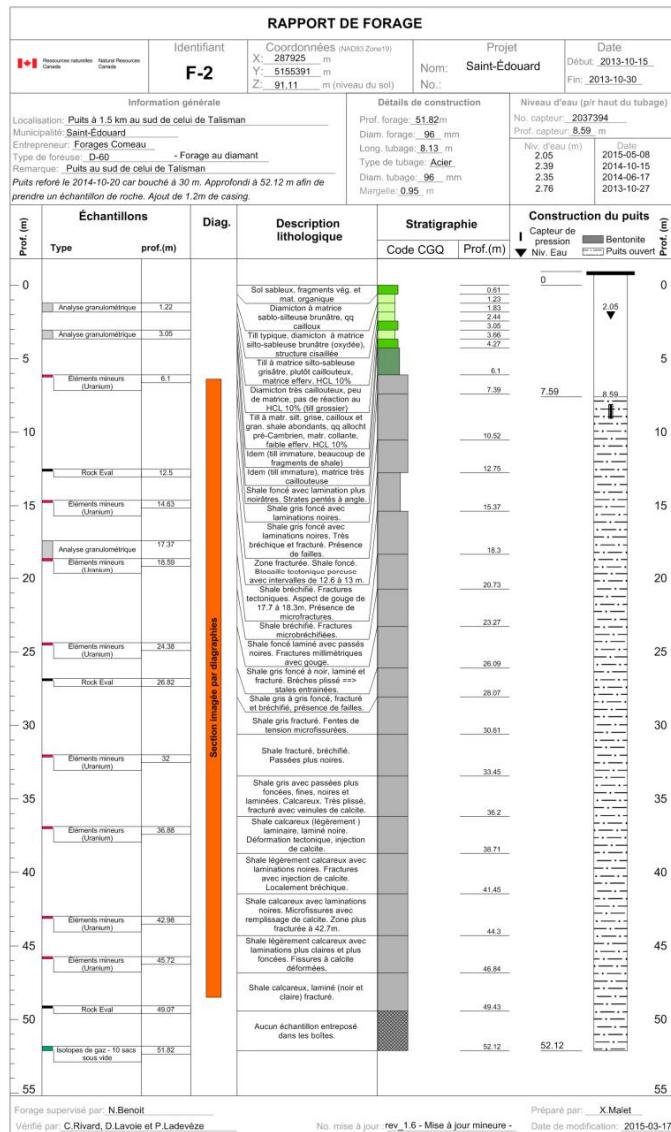


Figure 5 Exemple du rapport de forage du puits F2 (voir l'annexe II pour tous les rapports).



## **ANNEXE II : PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DU ROC DANS LE SECTEUR DE SAINT-ÉDOUARD**

### **1 Introduction**

Des essais *in situ* de perméabilité à charge variable (mieux connus sous leur nom anglais « *slug tests* ») ont été réalisés dans 14 puits forés dans le cadre du projet. L’objectif de ces tests était d’estimer la conductivité hydraulique  $K$  du massif rocheux. Une valeur de ce paramètre est estimée par puits. La valeur de  $K$  est un bon indicateur de la capacité du puits à produire de l’eau.

Cette annexe est tirée du Dossier Public de la CGC no. 8036 :

*Ladevèze, P., Rivard, C., Lefebvre, R., Lavoie, D., Parent, M., Malet, X., Bordeleau, G. et Gosselin, J.-S., 2016. Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 8036, 112 p. doi:10.4095/297891*

### **2 Méthodologie de terrain**

Ces méthodes consistent à appliquer une variation de charge hydraulique initiale ( $H_0$ ) de façon « instantanée » dans le puits. Ceci peut être réalisé aussi bien en augmentant le niveau d’eau dans le puits qu’en le diminuant de façon très rapide. Ceci induit respectivement une descente ou une remontée du niveau d’eau, jusqu’au retour de la nappe à son niveau initial. Les mesures de ces variations seront utilisées pour le calcul de la conductivité hydraulique ( $K$ ). La magnitude de  $H_0$  doit également être mesurée et servira également pour le calcul de  $K$ . Ainsi, tout au long des essais, les variations piézométriques sont mesurées à l’aide d’un capteur de pression, dont la fréquence de mesures est ajustée en fonction de la vitesse des variations piézométriques. Dans notre cas, des mesures ont été prises avec un capteur de pression de la marque *Solinst Levelogger Model 3001®* avec un pas de temps de 1 seconde.

Étant donné que les puits se sont avérés avoir des propriétés hydrauliques très variables selon les secteurs, il a été nécessaire de faire appel à plusieurs méthodes pour couvrir ces larges plages de

K. Trois méthodes ont été utilisées : la méthode d'initiation de test pneumatique (« méthode pneumatique »), la méthode avec pompage rapide d'un volume d'eau connu et la méthode d'initiation de test mécanique (« méthode mécanique »).

La plupart des essais ont été faits avec la méthode pneumatique. Cette méthode est en effet facile et rapide à appliquer sur le terrain. De plus, les résultats obtenus avec cette technique sont généralement de très bonne qualité. Les puits les moins perméables ont été testés en pompant rapidement un volume restreint d'eau et en suivant la remontée du niveau d'eau. Certains puits ont été testés avec une troisième méthode (la méthode mécanique) afin de comparer les résultats obtenus avec ceux des deux dernières méthodes. Cependant, les résultats obtenus avec la méthode mécanique étaient de faible qualité, il a donc été choisi de ne pas tester tous les puits avec cette méthode.

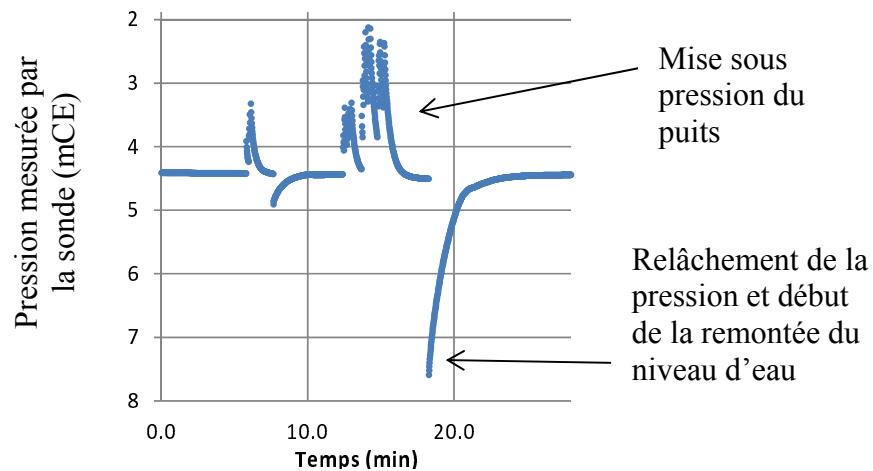
## 2.1 Méthode d'initiation de test pneumatique (« méthode pneumatique »)

Le principe de cette méthode est d'injecter de l'air dans le puits à l'aide d'un compresseur afin de faire diminuer le niveau d'eau. Une fois le puits mis sous pression et le niveau d'eau stabilisé, l'air sous pression est instantanément relâché via une valve. Ce retour à la pression atmosphérique dans le puits déclenche la remontée du niveau d'eau, relativement rapidement au départ, puis plus lentement par la suite, jusqu'à son niveau initial. Le matériel utilisé ainsi que deux des courbes acquises pendant les essais sont présentés aux figures 1 et 2.

La méthode a été appliquée sur des puits de 100 et 150 mm (4 et 6 po) de diamètre. Les variations de niveau d'eau produites suite à la mise sous pression du puits vont de quelques dizaines de centimètres à 2 ou 3 m. Au moins trois essais par puits ont été réalisés avec au moins deux dont le rabattement varie au maximum d'un facteur de 2, afin de se conformer aux recommandations de Butler (1997). Les niveaux d'eau avant et après le test ont aussi été mesurés manuellement afin de vérifier que ces derniers étaient bien les mêmes. Des niveaux différents peuvent indiquer un mauvais développement de puits.



**Figure 1 Matériel utilisé pour réaliser les essais par la méthode pneumatiques.**



**Figure 2 Exemples d'enregistrements acquis par le capteur de pression lors de deux essais réalisés à la suite sur un puits du projet.**

## 2.2 Méthode avec pompage rapide d'un volume d'eau connu

Cette méthode a été préférée à la méthode pneumatique pour les puits ayant les  $K$  les plus faibles (F13 et F21). Dans ces cas spécifiques et avec la méthode pneumatique, il est difficile de produire un rabattement dans un délai de temps raisonnable.

Ainsi, afin de réduire le temps pour initier le rabattement, un essai de perméabilité *in situ* « modifié » a été effectué à l'aide d'un pompage. Une pompe *Grundfos Redi-Flo2®* a été utilisée. Un volume d'eau a été rapidement pompé du puits pour produire un rabattement. Ensuite, la pompe a été rapidement retirée du puits. Le roc traversé par le puits étant de très faible conductivité hydraulique, la variation de niveau d'eau peut être considérée comme

« instantanée » puisque l'aquifère est lent à réagir face à cette variation et que l'eau retirée provient essentiellement de l'eau emmagasinée dans le tubage du puits.

De plus, avant l'insertion de la pompe dans le puits et immédiatement après le pompage (et le retrait de la pompe), le niveau d'eau est mesuré manuellement pour connaître la valeur de  $H_0$  créée par le pompage. Des variations initiales de niveau d'eau entre 1 et 3 m ont été générées par cette méthode.

La remontée du niveau d'eau est mesurée en continu et est utilisée pour calculer  $K$ . Il est à noter qu'une sonde barométrique doit être installée à proximité du forage pour collecter les données de pressions barométriques avec le même pas de temps. En effet, comme le suivi de la remontée du niveau d'eau se fait sur plusieurs heures, voire jours dans le cas des puits les moins perméables, il est nécessaire de compenser les variations des niveaux d'eau dans le puits avec les pressions barométriques pour ne traiter que le signal lié à l'essai de perméabilité.

Il est certain qu'en utilisant cette méthode une erreur supplémentaire est introduite dans l'estimation de  $K$ . Celle-ci peut être due à une mauvaise mesure de  $H_0$  ou à un pompage qui n'aurait pas été effectué suffisamment rapidement. Dans ces deux cas, les conditions d'applicabilité d'un essai de perméabilité *in situ* ne sont pas respectées (réaliser la variation de charge hydraulique initiale de façon « instantanée » et connaître sa magnitude exacte, tel que décrit dans Butler (1997)). Avant d'utiliser la méthode avec pompage, il est donc nécessaire de tenter un essai de perméabilité avec la méthode pneumatique pour s'assurer que cette dernière n'est pas adaptée aux conditions de perméabilité du puits. Des méthodes alternatives pour des contextes de roc de très faible conductivité hydraulique existent et sont décrites à la fin de cette Annexe. Celles-ci sont plus lourdes à appliquer sur le terrain et n'ont donc pas été mises en œuvre dans la présente étude, mais pourraient constituer une alternative intéressante dans un contexte d'étude similaire à celui de la région de Saint-Édouard.

### 2.3 Méthode d'initiation de test mécanique (« méthode mécanique »)

Ces essais de perméabilité ont été effectués à l'aide d'un tube de PVC de 50 mm (2 po) de diamètre et de 150 mm (6 pieds) de long rempli de sable. Cette sonde est descendue dans le puits pour faire brutalement augmenter le niveau d'eau dans le puits. La descente du niveau d'eau est

ensuite suivie jusqu'au retour au niveau d'eau initial (avant insertion de la sonde). Enfin, la sonde est retirée brutalement de la colonne d'eau et c'est la remontée du niveau d'eau qui est mesurée. La descente et la remontée du niveau peuvent toutes les deux être utilisées pour calculer une valeur de conductivité hydraulique. Les variations de niveau d'eau engendrées vont de 20 à 35 cm dans des puits de 100 mm (4 po) de diamètre.

Cette méthode a été testée sur les puits F1, F2, F3, F4, F11 et F12. Cependant, les résultats obtenus avec la méthode pneumatique étaient de meilleure qualité, la méthode d'immersion de sonde n'a donc pas été choisie pour tester les autres puits (il est plus facile de produire une variation de charge hydraulique initiale de façon « instantanée » avec la méthode pneumatique qu'avec la méthode d'immersion de sonde). De plus, la méthode avec pompage est préférée pour les puits les moins perméables. La méthode par immersion de sonde aurait pu être utilisée pour ces puits de très faibles  $K$ , le tout en suivant les variations de niveau d'eau sur des périodes de temps longs. Cependant, compte tenu du fait que nos puits les moins perméables étaient de gros diamètre (152 mm, 6 po), pour faire varier significativement le niveau d'eau, il aurait alors fallu utiliser une sonde de grande taille. Cette solution n'a pas été retenue compte tenu des contraintes logistiques liées à l'utilisation de ce genre de matériel.

Ainsi, les quelques résultats obtenus par la méthode mécanique ont donc plutôt été utilisés à titre comparatif. Ceci a permis de confirmer les résultats obtenus avec la méthode pneumatique et avec la méthode par pompage.

### **3 Solutions analytiques utilisées pour l'interprétation**

Pour l'interprétation de chacun des essais de perméabilité in situ, plusieurs modèles analytiques ont été utilisés. Ainsi, l'estimation des propriétés hydrauliques a été faite à partir de deux méthodes différentes pour s'affranchir de certaines erreurs dues aux hypothèses simplificatrices liées au développement de ces modèles analytiques. Le logiciel AQTESOLV Pro 4.0® (Duffield, 2007) a été utilisé pour l'interprétation.

Le modèle sans stockage de Bouwer and Rice (1976) a été utilisé en première approximation. Ce modèle est une extension du modèle de Hvorslev (1951), qui considère que l'aquifère est d'extension latérale infinie et que le puits le pénètre sur toute sa hauteur. Ces hypothèses sont

peu réalistes dans la plupart des cas. Bouwer and Rice (1976) ont bonifié ce modèle avec des coefficients de forme couvrant un champ de géométries de puits plus variées. La pénétration partielle du puits dans l'aquifère est notamment prise en compte dans ce dernier modèle. Une analyse basée sur ce modèle nécessite un calage de la courbe des données expérimentales (variation de charge selon le temps), sur une droite théorique issue du modèle considéré (Horslev ou Bouwer et Rice). Quand les résultats expérimentaux ne suivent pas une droite (allure concave de la courbe de charge normalisée par  $H_0$  selon temps), il faut alors négliger certaines portions de la courbe lors du calage. Les recommandations sont de caler la droite théorique sur les portions de courbes de charge normalisées de 0,25 à 0,15 et de 0,30 à 0,20 pour les approches de Horslev et Bouwer et Rice respectivement (Butler *et al.*, 1996). Ces recommandations permettent de minimiser l'effet du stockage sur l'estimation de  $K$ . Malgré ces limitations, les résultats issus de ce modèle constituent tout de même une bonne première estimation de  $K$ .

Le modèle du Kansas Geological Survey (KGS) (1994) (Hyder *et al.*, 1994) a ensuite été utilisé pour estimer les valeurs de conductivité hydraulique. Ce modèle est une extension du modèle de Cooper, Bredehoeft et Papadopoulos (CBP) (Cooper *et al.*, 1967). Ce dernier permet de tenir compte d'une partie plus importante de la courbe expérimentale et de prendre en compte les effets de stockage (emmagasinement spécifique). Il est ainsi possible par exemple avec cette méthode de modéliser l'effet des parois de puits sur le déroulement du test. Par contre, afin d'estimer correctement l'emmagasinement spécifique, il est plutôt recommandé d'utiliser un puits d'observation à proximité du puits testé (Butler *et al.*, 1996). De plus, le modèle du KGS tient compte, contrairement au modèle de CPB, de la pénétration partielle de l'aquifère par le puits. La solution du KGS 1994 est actuellement considérée, par certains auteurs, comme la méthode la plus complète pour une bonne analyse de données des essais de perméabilité (Neville, 2011). Ce modèle n'est en effet pas développé sur la base d'hypothèses de géométries ou de conditions hydrauliques trop simplifiées.

Les conditions d'applications et les hypothèses principales liées à chacune des méthodes sont récapitulées au tableau 1.

**Tableau 1 Principales hypothèses et conditions d'application des solutions utilisées.**

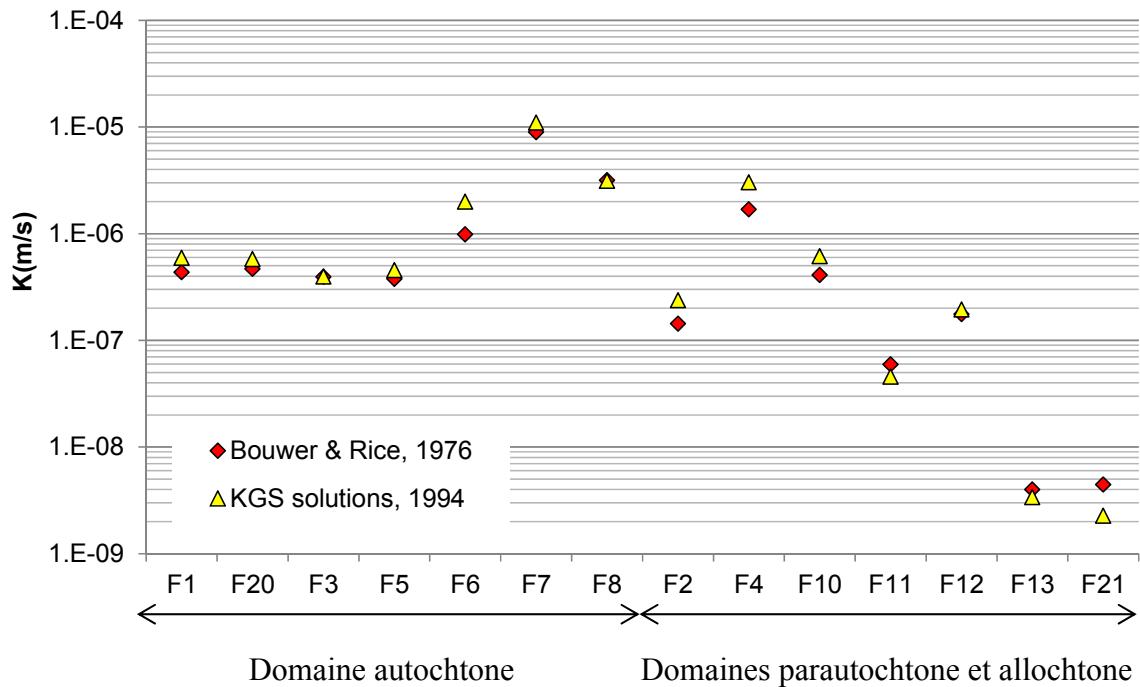
<b>Solution</b>	<b>Type de nappe</b>	<b>Hypothèses principales</b>
<b>Bouwer et Rice, 1976</b>	Captive et libre	Pas de stockage (formation incompressible), pénétration partielle du puits dans l'aquifère
<b>KGS, 1994</b>	Captive et libre	Pénétration partielle du puits dans l'aquifère, emmagasinement dans l'aquifère
<b>Toutes ces solutions (hypothèses communes)</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- aquifère d'extension latérale infinie</li> <li>- aquifère homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme</li> <li>- régime d'écoulement transitoire</li> <li>- écoulement est horizontal jusqu'au puits</li> <li>- variation initiale de niveau d'eau produite de façon instantanée</li> </ul>

## 4 Résultats obtenus et discussion

Pour chaque puits, les valeurs de  $K$  obtenues avec les deux méthodes d'interprétation des essais sont présentées à la figure 3. Les valeurs numériques sont également disponibles au tableau 2.

Les données sont aussi regroupées à la figure 4 selon la localisation des puits dans les trois grands domaines structuraux de la région. Une carte illustrant la répartition de ces valeurs de  $K$  est présentée en figure 5.

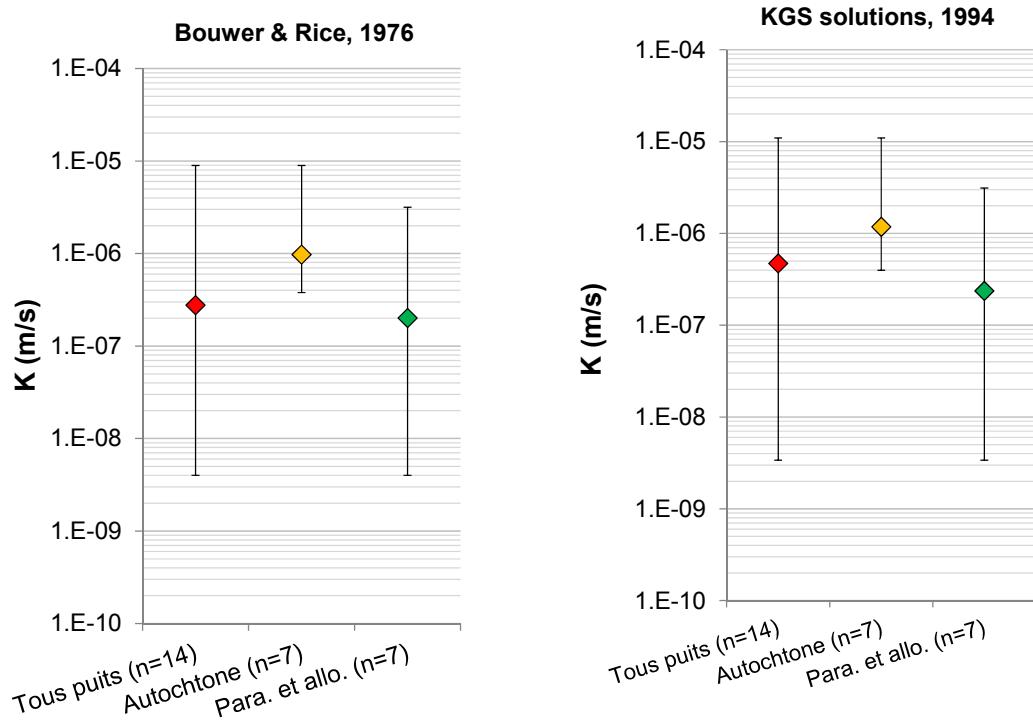
Sur certains puits, compte tenu de la faible conductivité hydraulique du roc, de nombreuses tentatives ont été nécessaires pour obtenir une mesure acceptable. De plus, les remontées prenaient parfois plusieurs heures. Ainsi, après plusieurs essais, une, deux ou trois mesures jugées représentatives pour ce contexte ont été conservées. Compte tenu des contraintes de temps, les essais n'ont pas toujours pu être répliqués jusqu'à ce que trois valeurs puissent être conservées à chaque site. Dans cette section de résultats, la valeur ou la moyenne des valeurs les plus représentatives sont présentées pour chaque puits.



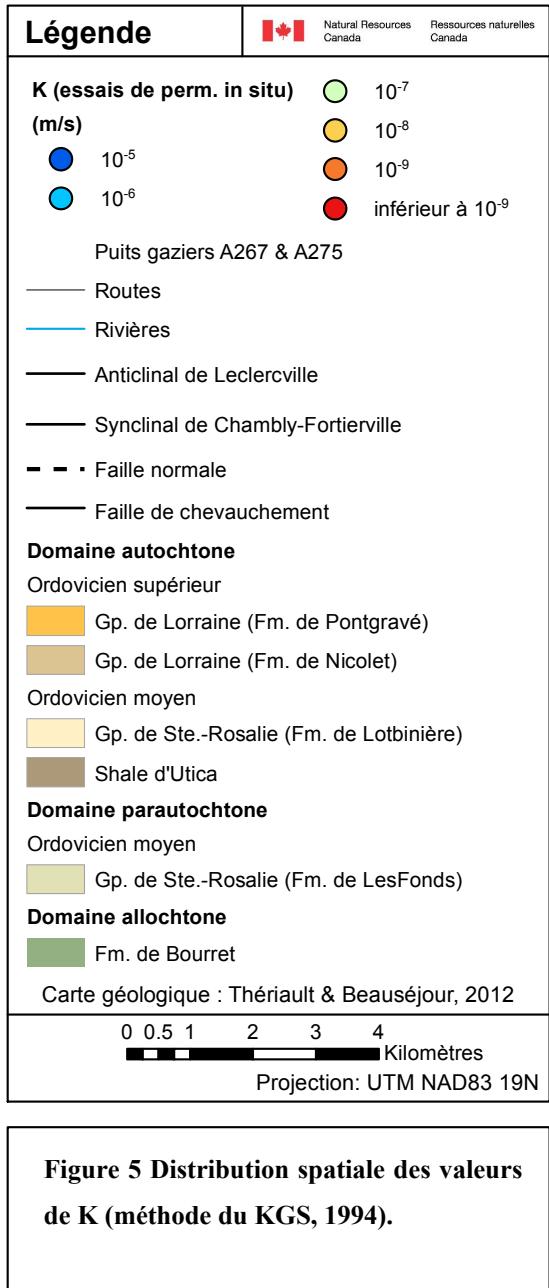
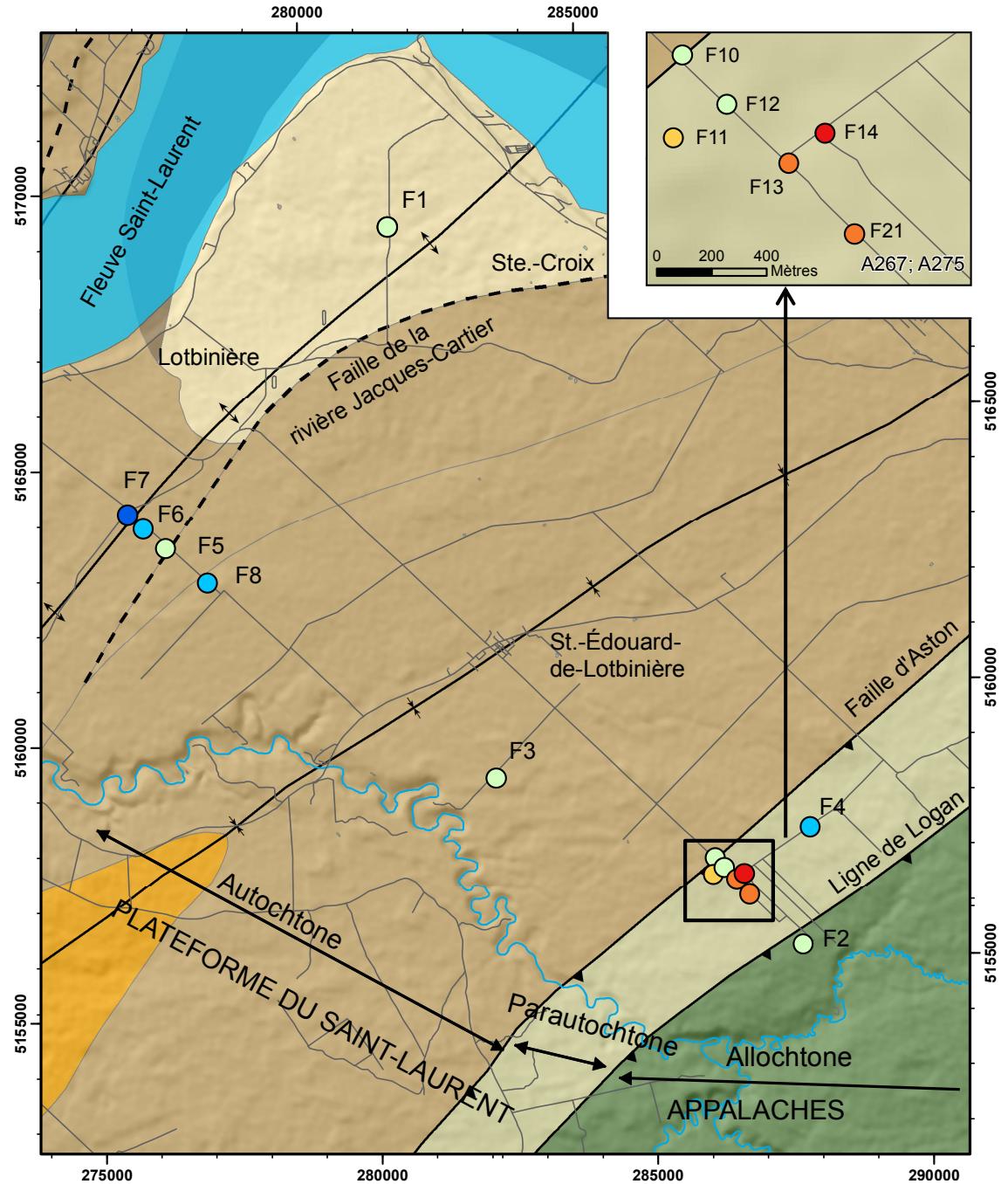
**Figure 3 Conductivités hydrauliques (K) estimées avec deux solutions analytiques : Bouwer et Rice, 1976 et KGS Solutions, 1994. Les données ont été acquises à l'aide d'essais de perméabilité in situ avec pompage pour les puits F13 et F21 et avec la méthode pneumatique pour les autres puits.**

**Tableau 2 Valeurs numériques de conductivité hydraulique mesurées sur chacun des puits.**

Puits	Méthode utilisée	Type de nappe	K (m/s)	
			Bouwer et Rice, 1976	KGS solutions, 1994
<b>F1</b>			$4,35 \times 10^{-7}$	$5,93 \times 10^{-7}$
<b>F2</b>			$1,43 \times 10^{-7}$	$2,38 \times 10^{-7}$
<b>F3</b>			$3,93 \times 10^{-7}$	$3,97 \times 10^{-7}$
<b>F4</b>		Captive	$1,69 \times 10^{-6}$	$3,02 \times 10^{-6}$
<b>F5</b>	Méthode pneumatique		$3,78 \times 10^{-7}$	$4,55 \times 10^{-7}$
<b>F6</b>			$9,83 \times 10^{-7}$	$2,00 \times 10^{-6}$
<b>F7</b>			$8,96 \times 10^{-6}$	$1,10 \times 10^{-5}$
<b>F8</b>		Libre	$3,17 \times 10^{-6}$	$3,12 \times 10^{-6}$
<b>F10</b>			$4,09 \times 10^{-7}$	$6,15 \times 10^{-7}$
<b>F11</b>			$5,96 \times 10^{-8}$	$4,55 \times 10^{-8}$
<b>F12</b>			$1,76 \times 10^{-7}$	$1,94 \times 10^{-7}$
<b>F13</b>	Méthode avec pompage	Captive	$4,00 \times 10^{-9}$	$3,38 \times 10^{-9}$
<b>F20</b>	Méthode pneumatique		$4,66 \times 10^{-7}$	$5,78 \times 10^{-7}$
<b>F21</b>	Méthode avec pompage		$4,45 \times 10^{-9}$	$2,26 \times 10^{-9}$



**Figure 4 Compilation des moyennes géométriques, ainsi que des valeurs minimales et maximales de  $K$  selon la localisation des puits dans les grands domaines structuraux de la région d'étude. Notes : Para. : Parautochtone , allo. : allochtone ; Domaine autochtone : puits F1, F3, F5, F6, F7, F8, F20 / Domaines parautochtone et allochtone : puits F2, F4, F10, F11, F12, F13, F21.**



Les conductivités hydrauliques ( $K$ ) sont comprises entre  $2,3 \times 10^{-9}$  m/s et  $1,1 \times 10^{-5}$  m/s pour les puits de la région de Saint-Édouard. La moyenne géométrique est nettement plus élevée dans les puits du domaine autochtone ( $1,8 \times 10^{-6}$  m/s) que dans ceux des deux autres domaines ( $2,3 \times 10^{-7}$  m/s). De plus, dans les domaines parautochtone et allochtone, les valeurs de  $K$  sont plus étalées que dans le domaine autochtone (trois ordres de grandeur de  $K$  comparativement à un peu plus d'un pour le domaine autochtone).

Dans le domaine autochtone, des lits de siltstone (Formation de Nicolet) d'épaisseurs significatives (plusieurs mètres voire dizaines de mètres) sont présents et alternent avec les lits de shale. Ces intervalles de siltstone sont densément fracturés (Crow & Ladevèze, 2015; Ladevèze *et al.*, 2016) et permettent à ces puits de produire des quantités d'eau significativement plus importantes que les puits dont la lithologie dominante est le shale.

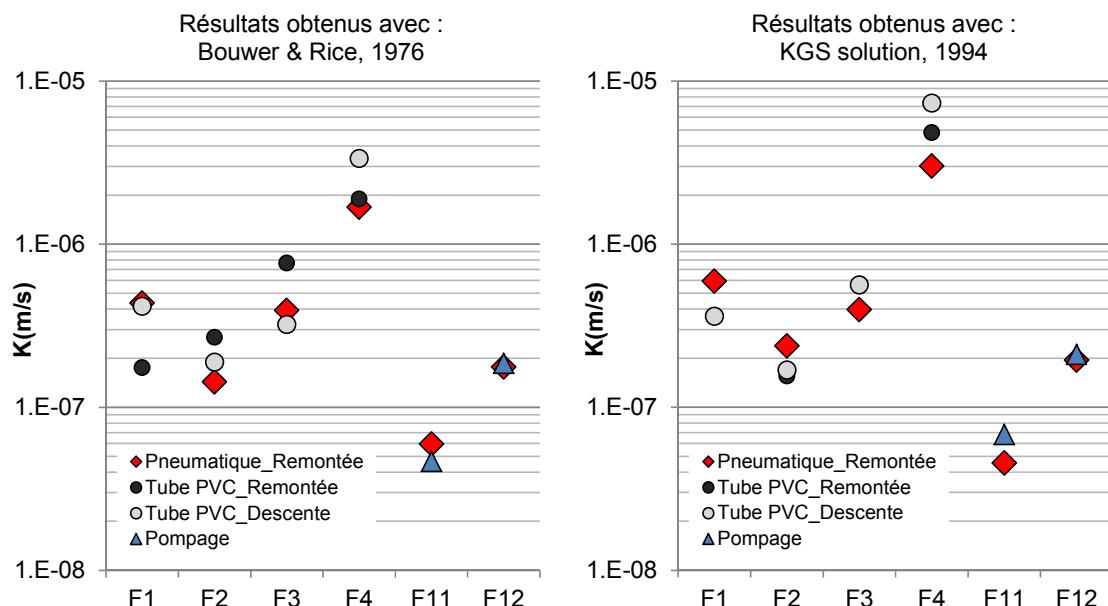
Dans le sud de la zone d'étude (domaines parautochtone et allochtone), seul le puits F4 a une valeur de  $K$  supérieure à  $10^{-7}$  m/s. Cependant, ce comportement est probablement lié à un défaut de scellement du puits. En effet, les lithologies et la déformation des roches dans ce forage sont comparables aux puits avoisinants. La différence est qu'au niveau de F4, le roc est surmonté d'un épais aquifère sableux, la conductivité hydraulique du puits est probablement liée à cet aquifère sableux plutôt qu'aux caractéristiques du roc puisque la partie supérieure du puits est probablement partiellement ouverte sur cet aquifère. Tous les autres puits présentent des valeurs de  $K$  faibles voire très faibles (le puits F14 est notamment resté à sec pendant tout le projet et n'a donc même pas pu être testé). Les faibles conductivités hydrauliques des puits dans les domaines parautochtone et allochtone s'expliquent par le fait que nos forages recoupent quasiment exclusivement du shale peu perméable.

## 5 Validation des valeurs de $K$

Les résultats présentés à la figure 6 montrent que les valeurs de conductivité hydraulique obtenues selon les trois méthodes d'essais de perméabilité *in situ* sont globalement similaires pour une même solution analytique. Ceci confirme la représentativité des valeurs obtenues à partir de ces trois méthodes, qui sont simples et rapides à mettre en œuvre.

La méthode pneumatique a été choisie pour tester l'ensemble des puits, car elle permet un plus grand contrôle sur l'intensité du rabattement imposé dans le puits. Certains puits ont également un diamètre plus gros (150 mm, soit 6 po), rendant la méthode mécanique difficile à appliquer sur le terrain. Enfin, la méthode pneumatique a l'avantage non négligeable de permettre d'appliquer un « choc hydraulique » quasi instantané (comme requis dans les hypothèses de développement des solutions analytiques), ce qui n'est pas tout à fait le cas quand on utilise une sonde avec la méthode mécanique. En effet, la sonde n'est pas toujours insérée suffisamment rapidement dans la colonne d'eau, ce qui ajoute un bruit dans les données de niveau d'eau.

Enfin, les résultats ont montré que, globalement, les valeurs de  $K$  obtenues étaient similaires, quelle que soit la solution analytique utilisée pour l'interprétation. Les valeurs obtenues avec solution KGS (1994) sont toutefois considérées être les plus représentatives des conditions du milieu, car cette méthode est basée sur des hypothèses plus représentatives des conditions de terrain réelles.



**Figure 6 Comparaison des résultats d'essais de perméabilité in situ obtenus avec les trois méthodes de terrain utilisées pour les solutions de Bouwer & Rice (1976) et solution KGS (1994).**

## **6 Recommandations pour d'autres travaux dans un contexte de roc de très faible $K$**

Lors du projet, il a été nécessaire d'utiliser la méthode d'essai hydraulique « modifiée » à l'aide d'un pompage plutôt que la méthode pneumatique pour les puits de très faible conductivité hydraulique. Ceci était justifié par le fait qu'avec la méthode pneumatique, la remontée du niveau d'eau pouvait prendre un temps particulièrement long.

Cependant, la méthode « modifiée » à l'aide d'un pompage est moins précise que la méthode pneumatique. Ceci, principalement à cause des risques de mauvaises estimations de la variation initiale du niveau piézométrique et du bruit pouvant s'ajouter au signal de remontée du niveau d'eau. En effet, la remontée se faisant sur de longues durées (plusieurs jours), le signal peut être bruité par exemple par l'influence de la barométrie, par des variations piézométriques régionales ou par des épisodes de recharge, etc.

Deux autres techniques de mesure existent pour tester le roc de très faible  $K$  et pourraient être utilisées dans des conditions similaires à celles de la région de Saint-Édouard. Ces méthodes permettent une estimation plus fiable de  $K$ . La logistique de terrain est également plus lourde avec ces systèmes. Typiquement, ce genre de méthode peut être utilisé pour des valeurs de  $K$  inférieures à  $10^{-8}$  m/s.

Plus de détails sur ces méthodes sont présentés notamment dans Butler (1997) et sont brièvement décrites dans les sous-sections suivantes.

### **6.1 Essais de perméabilité pneumatiques avec un petit diamètre de puits pour réduire le temps de l'essai**

Cette méthode est similaire à celle de l'essai de perméabilité pneumatique à la différence qu'un obturateur gonflable (*packer*) est inséré dans le puits avec en son centre, un tubage de petit diamètre. Un test de remontée est effectué dans ce tubage, qui relie la surface à la section de puits sous l'obturateur. Le dispositif de terrain est présenté à la figure 7.

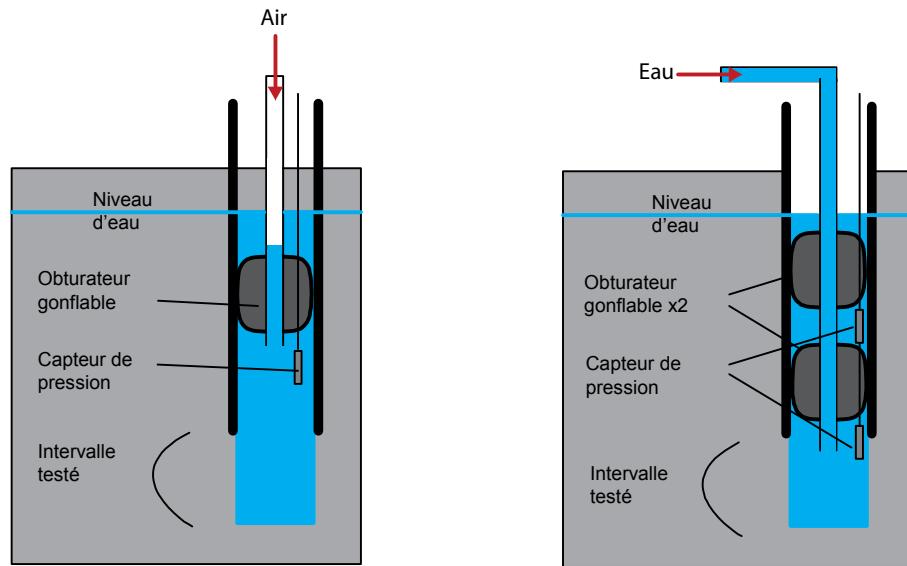
La réduction du diamètre effectif du forage par cette méthode permet de réduire le temps de remontée du niveau d'eau à la suite de la variation instantanée de charge hydraulique

(dépressurisation du puits) (Cooper *et al.*, 1967). À titre d'exemple, en utilisant un tubage de 50 mm (2 po) dans un puits dont le diamètre est de 152 mm (6 po), le temps de remontée est 9 fois moins long que si l'essai pneumatique avait été fait directement sur le tubage du puits.

## **6.2 Le « *shut-in test* » (ou *pulse-test*) pour réduire le temps de l'essai et tester des formations très peu perméables**

Ce type d'essai est également réalisé avec un tubage de diamètre inférieur inséré dans le puits, mais cette fois deux obturateurs pneumatiques sont utilisés. De l'eau est injectée dans le tubage depuis la surface à l'aide d'une pompe jusqu'à ce qu'il soit rempli. Le dispositif de terrain est présenté à la figure 8. Deux sondes de pression sont utilisées. La première est disposée sous les deux obturateurs afin de suivre les variations de pression tout au long du test. La deuxième est insérée entre les deux obturateurs. Ceci permet d'avoir un niveau de pression de référence, notamment pour s'assurer qu'il n'y a pas de fuite de fluides entre les parois du tubage et l'obturateur lors de la mise sous-pression du puits lors du test.

Le tubage est ensuite pressurisé avec un volume supplémentaire d'eau à l'aide de la pompe. Pour réaliser le test, la pression est alors brusquement relâchée. C'est la décroissance de pression d'eau dans la colonne qui est suivie et qui sera utilisée pour l'interprétation du test, comme dans les autres essais de perméabilité. Cette méthode a été initialement décrite par Bredehoeft and Papadopoulos (1980) et modifiée par Neuzil (1982). Cette méthode permet de réduire considérablement le temps d'essai par rapport aux essais de perméabilité *in situ* conventionnels, particulièrement dans les formations de conductivités hydrauliques très faibles. Il faut noter qu'ici, contrairement aux tests conventionnels, les variations de charges ne sont plus fonction des variations de niveau d'eau dans le puits, mais sont plutôt fonction de la compressibilité de l'eau ainsi que du matériel déployé pour l'essai (obturateurs, tubages, etc., voir Neuzil, 1982 pour plus de détails). La compressibilité de l'eau est généralement négligée dans les méthodes conventionnelles.



**Figure 7 Dispositif de terrain pour un essai de perméabilité pneumatique avec un diamètre de puits réduit.**

**Figure 8 Dispositif de terrain pour le «shut-in test».**

## 7 Références

- Bouwer H & Rice RC (1976) A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12(3):423-428.
- Bredehoeft JD & Papadopoulos SS (1980) A method for determining the hydraulic properties of tight formations. *Water Resources Research* 16(1):233-238.
- Butler JJ (1997) The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests. Kansas Geological Survey, The University of Kansas. Lewis publishers.
- Butler JJ; McElwee CD & Liu W (1996) Improving the Quality of Parameter Estimates Obtained from Slug Tests. *Ground Water* 34(3):480-490.
- Cooper HH; Bredehoeft JD & Papadopoulos IS (1967) Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research* 3(1):263-269.
- Crow HL & Ladevèze P (2015) Downhole geophysical data collected in 11 boreholes near St.-Édouard-de-Lotbinière, Québec. Geological Survey of Canada, Open File 7768:48p.
- Duffield GM (2007) AQTESOLV for Windows Version 4.5 User's Guide. HydroSOLVE, Inc., Reston, VA.
- Hvorslev MJ (1951) Tine lag and soil permeability in ground-water observations. US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi Bulletin 36:55.
- Hyder Z; Butler JJ; McElwee CD & Liu W (1994) Slug tests in partially penetrating wells. *Water Resources Research* 30(11):2945-2957.
- Ladevèze P; Rivard C; Lefebvre R; Lavoie D; Parent M; Malet X; Bordeleau G & Gosselin J-S (2016) Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier Public 8036:112.
- Neuzil CE (1982) On conducting the modified 'Slug' test in tight formations. *Water Resources Research* 18(2):439-441.
- Neville JC (2011) Critical Thinking in Aquifer Test Interpretation. Édit Conference SC-G).