

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

**ASSIMILATION DE DONNÉES GÉOPHYSIQUES POUR LA  
CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE RÉGIONALE :  
OPTIMISATION DE LA SÉQUENCE**

Par  
Martin Blouin

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

**Jury d'évaluation**

Président du jury et examineur interne	Bernard Giroux Ph.D. INRS-ETE
Examineur externe	L.R Bentley Ph.D. Department of Geoscience University of Calgary
Examineur externe	Christian Dupuis Ph.D. Université Laval
Directeur de recherche	Erwan Gloaguen Ph.D. INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Gilles Bellefleur Ph.D. Commission Géologique du Canada





## REMERCIEMENTS

En débutant, j'aimerais particulièrement remercier la personne, qui par ses qualités humaines et professionnelles, a su m'inspirer et me guider durant mon doctorat: Mon directeur de thèse. Erwan m'a fourni un environnement de travail favorisant la croissance de mes connaissances et de ma confiance en mes habiletés de chercheur. J'y ai découvert plus qu'un mentor, mais aussi un ami, avec lequel j'espère pouvoir travailler dans le futur.

Mon codirecteur de thèse, Gilles Bellefleur a également été un précieux collaborateur dans cette aventure. Son sens critique et son aptitude à poser « les bonnes questions » pour guider une réflexion sur mon travail m'ont permis d'apprendre beaucoup et ont fait de moi un chercheur plus rigoureux.

Je ne pourrais passer sous silence, l'impact des gens que je côtoyais à tous les jours et avec lesquels, j'ai eu plusieurs discussions intéressantes sur la programmation informatique, nos plans de weekend ou « ce qu'on veut faire quand on va être grand ». Alors, à mes collègues de bureau, Lorenzo, Jean-Sébastien, Camille, Gabriel, Marc, Pierre, Jean-Philippe et à mon partenaire en affaire Mathieu, ainsi qu'à tous ceux que j'oublie : Merci.

J'aimerais souligner l'inconditionnel support de ma femme et la future mère de mon petit garçon. Léonie, ta bonne humeur et ton positivisme ont rayonné sur ces années de doctorat avec le même éclat que dans mon quotidien. Pour ta présence et tes inombrables qualités, je te remercie. J'aimerais aussi remercier, en terminant, mes parents et toute ma famille d'être des exemples pour moi dans leur approche de la vie.



## RÉSUMÉ

Depuis plus d'une décennie, des groupes de chercheurs en hydrogéophysique comme celui de la Commission Géologique du Canada ont alimenté l'intérêt pour l'utilisation de la sismique réflexion de proche surface en développant des outils tractables comme des sources vibrantes portables et des trains de géophones (*landstreamer*) à trois composantes. Ces innovations technologiques, combinées à l'utilisation des ondes de cisaillement pour l'imagerie à haute résolution de la stratigraphie des milieux sédimentaires non-consolidés, ont rendus cette méthode géophysique plus versatile, plus précise et surtout plus économique. En effet, la possibilité de couvrir en une journée de grandes distances linéaires en fait un outil bien adapté pour la caractérisation à l'échelle régionale. À partir de ces travaux et dans un contexte de caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, cette thèse propose des améliorations à la séquence de travail en assimilation de données géophysiques. Ces avancées sont menées sur trois fronts : l'acquisition des données, leur traitement et leur intégration pour la construction de modèles de la sous surface. Tout d'abord, comme la configuration des levés de sismique réflexion de proche surface nécessite un faible espacement entre les capteurs et les points de tirs, une quantité importante d'information sous forme brute est reçue lors de l'acquisition. Ainsi, il est difficile de procéder à un contrôle de qualité efficace (QC) et presque impossible de fournir une interprétation du milieu investigué en temps réel. Afin de régler ce problème, un algorithme de traitement de données « en direct » a donc été développé. Ensuite, comme l'anisotropie sismique peut affecter le traitement des données, ces paramètres ont été mesurés dans les argiles de la mer de Champlain. Un profil sismique vertical à neuf composantes a identifié des écarts significatifs de la vitesse des ondes sismiques en fonction de l'angle de propagation. Enfin, une méthodologie a été mise de l'avant pour interpoler les interfaces stratigraphiques à l'échelle régionale. L'approche développée tient compte de la résolution et de la fiabilité des mesures disponibles, extrait l'information statistique des interprétations de sismique réflexion et peut même servir comme outil de réinterprétation de ces dernières.



## **ABSTRACT**

For more than a decade, research groups such as the Geological Survey of Canada built the interest for near-surface reflection seismic by proposing small vibrating sources and three components (3C) landstreamers. Developments in the instrumentation combined with extensive use of shear-wave profiling to image stratigraphy of unconsolidated environments at high resolution have made this geophysical method more versatile, more accurate, increased cost effectiveness and allowed to cover greater distance per day. With those major upgrades as a starting point and in a context of regional aquifer characterization in the Saint-Laurent Lowlands, the present study proposes a workflow to further enhance the assimilation of geophysical data. First, as high resolution near surface surveys require small shot intervals and multiple channels on three axis, a lot of the acquisition information is received under a raw format yielding to unproductive quality control (QC). Hence, a tool was developed to process data “on the fly” and allow adequate real-time QC and on-site decision making. The algorithm was constructed in a Python environment and is accessible through a graphical user interface where the user is prompted for geometry parameters inputs and desired processing flow steps. Second, at the scale of seismic wavelengths, fine grain and poorly consolidated sediments such as marine clay of the St-Lawrence Lowlands can be viewed as a homogeneous medium presenting anisotropy. This section of the study showed that such geological settings yield to significant seismic velocity variations with angle of propagation that should not be ignore for normal move-out correction, migration or time to depth conversion. Finally, accurate delineation of stratigraphic horizons is an important task of any environmental or hydrogeological characterization study. A methodology was put forward to help integrate geophysical measurements with geological knowledge in the construction of stratigraphic maps. The approach accounts for reliability and resolution of the measurements, extracts statistical information from reflection seismic interpretations and can further serve as a tool for reinterpretation of the seismic data.



# TABLE DES MATIERES

<b>1</b>	<b>introduction.....</b>	<b>3</b>
1.1	<i>Problématique.....</i>	5
1.2	<i>L'approche hydrogéophysique à l'échelle régionale.....</i>	10
1.3	<i>Objectifs.....</i>	15
1.3.1	<i>Objectifs spécifiques.....</i>	15
1.4	<i>Hypothèses.....</i>	17
1.5	<i>Structure de la thèse.....</i>	18
1.6	<i>Contribution originale.....</i>	18
<b>2</b>	<b>Optimisation de l'acquisition en sismique réflexion.....</b>	<b>20</b>
2.1	<i>Méthodes sismiques.....</i>	20
2.1.1	<i>Les méthodes utilisant les ondes de surface.....</i>	21
2.1.2	<i>La sismique réfraction.....</i>	22
2.1.3	<i>La sismique réflexion.....</i>	22
2.2	<i>Traitement des données en continu.....</i>	25
2.2.1	<i>Méthodologie.....</i>	26
2.2.2	<i>Discussion sur les résultats.....</i>	28
<b>3</b>	<b>Évaluation de l'anisotropie.....</b>	<b>29</b>
3.1	<i>Résumé de la théorie.....</i>	30
3.1.1	<i>L'anisotropie sismique.....</i>	30
3.1.2	<i>Le profil sismique vertical.....</i>	32
3.2	<i>Synthèse de la méthode et des résultats.....</i>	34
3.2.1	<i>Acquisition de données VSP.....</i>	34
3.2.2	<i>Estimation et validation des paramètres d'anisotropie.....</i>	35
<b>4</b>	<b>Validation, intégration et propagation des interprétations.....</b>	<b>36</b>
4.1	<i>Région d'étude.....</i>	37
4.2	<i>Hydrogéophysique régionale.....</i>	37
4.2.1	<i>La méthode ERT.....</i>	40
4.2.2	<i>Les méthodes TEM.....</i>	41

4.3	<i>Intégration des données</i> .....	43
4.4	<i>Interpolation de données</i> .....	46
4.5	<i>Synthèse de la méthodologie et des résultats</i> .....	48
<b>5</b>	<b>Conclusion</b> .....	<b>51</b>
<b>6</b>	<b>Références</b> .....	<b>54</b>

## Article I

<b>1</b>	<b>Introduction</b> .....	<b>75</b>
<b>2</b>	<b>Processing “on the fly”</b> .....	<b>76</b>
2.1	<i>Processing workflow</i> .....	77
2.2	<i>Survey parameters</i> .....	78
2.3	<i>Velocity analysis</i> .....	78
2.3.1	<i>Constant velocity stacks (CVS)</i> .....	78
2.3.2	<i>Automated velocity analysis</i> .....	81
<b>3</b>	<b>Results</b> .....	<b>82</b>
3.1	<i>Synthetic example</i> .....	82
3.2	<i>Application to real data</i> .....	84
<b>4</b>	<b>Conclusion</b> .....	<b>87</b>
<b>5</b>	<b>References</b> .....	<b>88</b>

## Article II

<b>1</b>	<b>Introduction</b> .....	<b>95</b>
1.1	<i>Context</i> .....	97
1.2	<i>Preliminary work on surface data</i> .....	99
<b>2</b>	<b>Data Acquisition</b> .....	<b>104</b>
2.1	<i>VSP acquisition</i> .....	104
<b>3</b>	<b>velocity and Anisotropy Estimation</b> .....	<b>110</b>
3.1	<i>Local anisotropy method</i> .....	111



3.2	<i>Estimation along the entire raypath</i> .....	117
3.3	<i>Geostatistical Tomography method</i> .....	122
<b>4</b>	<b>Discussion</b> .....	<b>124</b>
<b>5</b>	<b>Conclusion</b> .....	<b>125</b>
<b>6</b>	<b>References</b> .....	<b>126</b>

### **Article III**

<b>1</b>	<b>Introduction</b> .....	<b>138</b>
1.1	<i>Context and study site</i> .....	140
1.2	<i>Available data</i> .....	141
1.2.1	Time-Domain Electromagnetic surveys.....	141
1.2.2	2D Reflection Seismic lines.....	142
1.2.3	Borehole data.....	143
1.2.4	Prior geological information.....	144
1.2.5	Data integration and calibration.....	145
<b>2</b>	<b>Methodology</b> .....	<b>145</b>
2.1	<i>Kriging with an external drift (KED)</i> .....	146
2.1.1	Conditioning data (black box in Figure 6).....	147
2.1.2	Building the external drift (Dark grey box in Figure 6).....	148
2.1.3	Variogram construction and modeling (light grey box in Figure 6).....	149
<b>3</b>	<b>Results</b> .....	<b>151</b>
3.1	<i>Grid parameters and resulting drift</i> .....	151
3.2	<i>Model and data cross-validation</i> .....	153
3.3	<i>Final estimation map and quality control</i> .....	154
<b>4</b>	<b>Conclusion</b> .....	<b>156</b>
<b>5</b>	<b>References</b> .....	<b>157</b>



# LISTE DES FIGURES

## Partie Synthèse

Figure 1.1 Processus général d'acquisition des données pour un projet de caractérisation des propriétés hydrauliques d'un aquifère à l'échelle régionale (Paradis, 2014)	11
Figure 1.2 Séquence optimisée du processus global de la caractérisation hydrogéologique.	12
Figure 1.3 Résumé des éléments essentiels à l'utilisation de la géophysique dans les projets de caractérisation hydrogéologique et environnementale.	14
Figure 2.1 Système d'acquisition de sismique réflexion opéré par la commission géologique du Canada (CGC) (modifiée de Pugin et al. (2009))	24
Figure 2.2 Profil sismique acquis, traité et interprété par André Pugin (CGC) dans le cadre du projet Montérégie-Est (Pugin et al., 2013b).	25
Figure 2.3 Résumé des principales étapes d'un levé sismique, de sa planification jusqu'à l'utilisation des données interprétées. N.B. Cette figure n'offre pas une liste exhaustive des étapes, mais sert à mettre en contexte le projet de recherche.	27
Figure 3.1 Comparaison des tenseurs de rigidité pour le cas le plus simple (isotrope) et celui avec l'anisotropie la plus complexe (triclinic).	31
Figure 3.2 Représentation schématisée des géométries les plus courantes utilisées pour le traitement de données sismiques en milieu anisotrope.	32
Figure 3.3 Présentation schématisée en coupe de la géométrie d'un profil sismique vertical (VSP) avec ou sans déport. (Note : Pas à l'échelle)	33
Figure 3.4 Équipement utilisé pour la réalisation du levé VSP en Montérégie-Est a) Géophone 3C de puits avec trépied b) Source vibrante portative permettant d'émettre 3 polarisations d'ondes sismiques (P,SV,SH).	34
Figure 4.1 Carte présentant la localisation de la région d'étude et la couverture superficielle géologique (Lefebvre et al., 2013). Gris : Matière organique ; Jaune : Sédiments alluviaux (sable) ; Bleu : Sédiments marins (argile) ; Rose : Sédiments lacustres ; Mauve : Sédiments glaciolacustres ; Vert : Sédiments glaciaires (till) ; Rouge : Roche en place.	38
Figure 4.2 Configuration et matériel utilisé lors de levés de tomographie de résistivité électrique (ERT) en Montérégie-Est	41
Figure 4.3 Profil 2D de tomographie de résistivité électrique (ERT) montrant la présence d'eau saline en Montérégie-Est	41
Figure 4.4 Explication schématisée du fonctionnement théorique de la méthode électromagnétique transitoire dans le domaine du temps (TDEM) (tirée de Krivocheva (2002))	43

Figure 4.5 Aperçu global de l'intégration des données disponibles à l'échelle régionale sur tout le territoire la Montérégie-Est. La translucide surface représente le DEM.	44
Figure 4.6 Exemple de validation de données par intégration: projection de données TDEM (flèche bleu) et CPT(flèche noir) sur une section sismique et son interprétation (flèche rouge).	45
Figure 4.7 Séquence d'analyse de données menant à l'interpolation d'un interface stratigraphique par krigeage avec dérive externe	50

## Article I

Figure 2.1 Landstreamer with three components geophones (black arrow) and small vibrating source (white arrow) towed by a vehicle during seismic data acquisition.	77
Figure 2.2 <i>SeisMate</i> workflow showing inputs and outputs descriptions as well as the processing sequence and interaction between modules.	79
Figure 2.3 Dialog box prompting the user for survey design and information.	80
Figure 2.4 Dialog box prompting the user for seismic source "sweep" information.	80
Figure 3.1 Synthetic test on a 2-layer model. a) Input shear wave velocity ( $V_s$ ) model ; b) Velocity semblance panel for one common mid-point gather (CMP) with the associated detected maximum; c) Resulting depth stack after automated seismic processing.	83
Figure 3.2 Synthetic tests on a 3-layer model; a) Input shear wave velocity ( $V_s$ ) model; b) Velocity semblance panel for one common mid-point gather (CMP) with the associated detected maxima; c) Resulting depth stack after automated seismic processing..	83
Figure 3.3 Common mid-point (CMP #500) real data example. Black arrow: P-wave; Red arrow: Surface wave (Rayleigh); Green arrow: Weak amplitude reflections within clay layer (SV-wave); Blue arrow: Strong bedrock reflection (SV-wave)	85
Figure 3.4 Velocity semblance panel for CMP #500 showing a high amplitude maximum of the bedrock reflection at about 700 millisecond	86
Figure 3.5 Resulting normal move-out (NMO) velocity 2D section obtained by automated semblance analysis.	86
Figure 3.6 Resulting time 2D section after automated processing using the velocity model in figure 3.5 for NMO correction before stacking.	87
Figure 3.7 Resulting depth 2D section after automated processing and time to depth conversion with an average velocity model derived from the NMO velocity section in figure 3.5.	87

## Article II

Figure 1.1 Location of the study area, Montérégie-Est, Québec, Canada.	98
Figure 1.2 Moveout equation fitting to reflection seismic traveltimes for a) varying $V_{nmo}$ and with or without a fixed fourth order term, b) varying the fourth order term with a fixed $V_{nmo}$ .	103
Figure 2.1 a) Schematic display of VSP survey configuration and investigated stratigraphic column, b) Lithological and density logs conducted in the borehole used for VSP survey.	105
Figure 2.2 Seismograms for the nine components at offset 21.1m a) ZZ, b) ZX, c) ZY d) XZ, e) XX, f) XY, g) YZ, h) YX and i) YY for equivalent clipping value (same amplitude scale). Coloured arrows point to the different seismic events recorded on the seismograms.	107
Figure 2.3 Seismograms of P for source borehole offset of a) 3.1 m b) 19.1 m and c) 29.1 m. Seismograms of SV for offset of d) 3.1 m, e) 19.1 m and f) 29.1 m. Seismograms of SH for offset of g) 3.1 m, h) 19.1 m and i) 29.1 m. Coloured arrows point to the different seismic events recorded on the seismograms.	108
Figure 2.4 Histogram of the traveltimе discrepancies between picked first arrivals on the XX and YY seismograms. velocity and Anisotropy Estimation	110
Figure 3.1 Results of linear inversion of vertical and horizontal slowness vectors for SH. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.	113
Figure 3.2 Results of non-linear least-square inversion of vertical and slowness vectors combined with polarization for P. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.	116
Figure 3.3 Results of non-linear least-square inversion of SH direct arrival traveltimes fitting to SH phase velocity equation for VTI media. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.	119
Figure 3.4 Results of non-linear least-square inversion of P first arrival traveltimes fitting to phase velocity equation. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.	120
Figure 3.5 Results of linear least-square inversion of SV first arrival traveltimes fitting to phase velocity equation for weak anisotropy. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.	121
Figure 3.6 Tomograms of P, SV and SH wave vertical velocities, the horizontal to vertical velocity ratio and ray coverage inverted with <i>bh_tomo</i> .	123

## Article III

Figure 1.1 Location of the study site in Montérégie, Québec, Canada	140
Figure 1.2 Geophysical survey location. TDEM 1D profiles (black dots) and reflection seismic 2D surveys (white lines) with Digital Elevation Model (DEM) in background.	142

Figure 1.3 Location of borehole sites and bedrock marker with DEM in background: (a) reliable markers (b) remaining data with acceptable information.	143
Figure 1.4 Bedrock outcrops spatial distribution with DEM in background.	144
Figure 1.5 Overview of data integration and calibration approach.	145
Figure 2.1 Inputs necessary to KED process (left) with associated parameters and details (right) used in this study.	147
Figure 2.2 DSI algorithm principle showing how the interpolation process honours input data according to weights.	149
Figure 2.3 Experimental variogram (dots) with associated spherical model (line) obtained from seismic data bedrock interpretations.	150
Figure 2.4 Hard data experimental variogram (dots) and cumulative model fitting (hard line). 1: Structure obtained from seismic data analysis. 2: Second structure used to model large scale effect.	151
Figure 3.1 Map of the bedrock elevation used as an external drift and obtained from a DSI interpolation.	152
Figure 3.2 Cross-validation for bedrock elevation (Z) and correlation analysis for Z estimated versus Z measured.	153
Figure 3.3 Final bedrock elevation estimation obtained from kriging with an external drift.	155
Figure 3.4 Quality control example showing the relation between initial bedrock interpretations from seismic data, bedrock marker from borehole data and final bedrock elevation estimation.	156

## LISTE DES TABLEAUX

### Partie Synthèse

Table 3.1 Résumé des résultats de l'inversion des paramètres d'anisotropie pour un milieu VTI. *(seules les valeurs avec une estimation contenant une erreur associée inférieure à 10% sont comptabilisés)	36
--	----

### Article II

Table 1.1 Moveout equation fitting and residuals from bedrock reflection 2-way traveltimes in a Montérégie 2D surface seismic survey.	102
---	-----

## **PREMIÈRE PARTIE : SYNTHÈSE**





# 1 INTRODUCTION

L'accès à l'eau potable est un des droits humains les plus fondamentaux, tant pour le maintien de la vie que pour le développement économique. Or, les impacts du réchauffement climatique, ainsi que la pollution agricole et urbaine exercent une forte pression dans les zones où les besoins en eau sont les plus importants soit, les territoires occupés par l'Homme. Au Québec, la menace à moyen terme ne porte pas sur l'accès à l'eau, mais concerne plus la gestion et le développement du territoire en fonction des changements démographiques, climatiques et d'aménagement du territoire. Selon les études rapportées par Schwartz et Ibaraki (2011), l'eau de surface sera la plus affectée par les changements climatiques et le développement de nouvelles activités économiques. L'eau souterraine, étant protégée partiellement par le couvert de sol des polluants présents en surface, nécessite moins de traitement que l'eau de surface, ce qui en fait une source privilégiée. De plus, dans plusieurs régions du Québec, l'approvisionnement en eau de surface est insuffisant ou requiert des infrastructures trop lourdes par rapport à l'approvisionnement en eau souterraine.

Au Québec, près de 20% de la population s'alimente grâce à des sources d'eau souterraines, soit la moitié par des services d'aqueduc et l'autre par des ouvrages de captage individuels. Pour assurer leur approvisionnement en eau, 51% des municipalités québécoises puise dans les nappes phréatiques (Gouvernement du Québec, 1997; MENV, 2002, 1999). En tout, c'est 54% de l'eau souterraine qui est utilisée pour la consommation humaine. Le reste des usages se divise comme suit:

- 23% pour les piscicultures;
- 16% pour l'élevage et l'irrigation;
- 7% pour les autres usages incluant les industries, la géothermie, etc.;
- 0,08% pour l'embouteillage d'eau.

Ainsi, l'eau souterraine n'est pas seulement utile en tant qu'eau potable mais est primordiale dans les secteurs industriels et agricoles dans plusieurs régions du Québec.

Les exploitants de la ressource exercent une pression directe sur la quantité disponible de la ressource et inévitablement sur sa qualité. L'utilisation de l'eau souterraine entraîne alors des conséquences directes sur la qualité de vie des Québécois (Rousseau et al., 2004).

Dans une optique de préservation et de gestion durable de la ressource en eau souterraine, un regroupement interuniversitaire financé par le ministère du développement durable de l'environnement et des parcs regroupant l'INRS-ETE, l'UQAC, l'UQAT et l'UQÀM, appuyé par des professeurs de l'Université Laval et de l'École Polytechnique de Montréal, a amorcé en 2009 une série de projets de caractérisation régionale de la ressource en eau au Québec municipalisé. Dans le cadre de ce projet, l'INRS-ETE a été mandaté afin d'effectuer la caractérisation du système aquifère de la région Montérégie-Est.

Dans cette région plusieurs problématiques liées à l'approvisionnement en eau sont connues et justifient cette démarche (Beaudin et al., 2010):

- Un bon nombre de municipalités de la Montérégie-Est se sont tournées vers les eaux souterraines pour leur approvisionnement en eau en raison du règlement sur le captage et à cause de la qualité des eaux de surface se détériorant depuis 30 ans;
- Certaines municipalités au sein de la MRC Brome-Missisquoi ont de la difficulté à trouver des puits pour répondre à leurs besoins en approvisionnement;
- À Rougemont, des conflits d'usage obligent la municipalité à faire venir de l'eau par camion-citerne;
- Un bon nombre de municipalité démontrent de l'inquiétude et désirent connaître la vulnérabilité des aquifères exploités de leur territoire;
- L'eau de la rivière Yamaska voit sa qualité se dégrader plus que partout au Québec. L'état de la rivière Richelieu est tout aussi alarmant;

- La relation potentielle entre la dégradation de la qualité des eaux de surface et celle des eaux souterraines reste à établir.

L'étude menée par notre groupe de recherche à l'INRS-ETE constituait à comprendre l'hydrodynamique des aquifères et à obtenir de l'information fiable sur la qualité de l'eau souterraine selon le traitement et l'analyse de données existantes et celles acquises lors du projet. De plus, un volet du développement méthodologique, visait à optimiser la collecte et l'intégration de données de sources diverses afin de mieux caractériser un aquifère régional. Cette démarche a notamment permis d'identifier les secteurs où les interactions entre la surface et les eaux souterraines sont les plus importantes et les plus propices à la contamination (Lefebvre et al., 2013). Autrement dit, une carte de la vulnérabilité à la contamination des aquifères a été définie pour la zone d'étude. Cette carte de vulnérabilité permettra non seulement de mieux gérer la ressource à court, moyen et long terme mais aussi permettra de mieux planifier l'aménagement du territoire.

## 1.1 Problématique

Une méthodologie de caractérisation hydrogéologique efficace des systèmes aquifères est une étape cruciale pour parvenir à une gestion durable de la ressource en eau souterraine, à la protection des sources d'approvisionnement et à la restauration des sites contaminés. La gestion, la protection, la caractérisation et la restauration environnementales durables des aquifères reposent sur la prédiction des écoulements et le transport de masse de l'eau souterraine (De Marsily et al., 2005), lesquels sont principalement fonction de la distribution spatiale de la conductivité hydraulique dans l'aquifère. Par conséquent, la prédiction et la gestion de la ressource en eau souterraine nécessitent des caractérisations hydrogéologiques qui permettent d'estimer la distribution spatiale de la conductivité hydraulique ( $K$ ) à l'échelle du site à l'étude. La construction d'un modèle hydrogéologique fiable s'appuie sur deux bases fondamentales, soit le respect du contexte géologique en présence et la reproduction des données disponibles.

Or, toute la méthodologie de caractérisation conventionnelle repose sur deux types de données :

1. Les analyses en laboratoire d'échantillons, dits non-remaniés, récoltés le long de forages mal distribués sur la zone d'intérêt.
2. Les mesures hydrogéologiques consistant en une série de tests de perméabilité in-situ, qui fournissent un estimé de  $K$  aux abords des forages (par exemple, les « slug tests ») ou des tests de pompage et de traceurs qui fournissent  $K$  à l'échelle de l'écartement entre les forages.

Bien qu'essentielles, ces données ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Dans le premier cas, elles sont relativement précises mais locales, alors que dans l'autre, elles sont à plus grande échelle mais ont une résolution trop grossière. De plus, ces méthodes ne donnent pas d'information sur la continuité spatiale des propriétés hydrogéologiques. Par ailleurs, les coûts élevés de l'installation et du développement des puits restreignent leur nombre, ce qui ne permet pas d'évaluer la variabilité spatiale de  $K$  à une échelle pertinente pour assurer la gestion de la ressource en eau souterraine. Conséquemment, de nouvelles technologies et méthodologies sont nécessaires pour mieux caractériser l'hétérogénéité des propriétés hydrogéologiques des matériaux de proche surface tout en minimisant et optimisant le nombre de puits.

Une fois les données acquises, la construction des modèles hydrogéologiques par approche conventionnelle consiste, dans la plupart des cas, en une interpolation "à la main" des unités géologiques entre les forages d'après l'information fournie par ceux-ci ainsi que par la séquence stratigraphique et le modèle géologique conceptuel prévu par les géologues. Les valeurs de propriétés hydrauliques disponibles sont alors moyennées pour chacune des couches du modèle.

Cette méthodologie présente plusieurs problèmes majeurs au niveau théorique et lors de son application. En effet, elle est très sensible aux choix *a priori* faits par le géologue qui influencent la plus grande partie de la structure spatiale du modèle. De plus, elle n'est pas reproductible, ni évolutive (i.e. s'il y a acquisition de nouvelles données, toute la modélisation doit être reprise du début) et demande une quantité de temps considérable. De plus, en utilisant des propriétés moyennes et constantes sur de grandes distances, la représentation des chemins d'écoulement préférentiel est omis. Ces voies de transport contrôlent l'écoulement de l'eau et le transport des contaminants dans la matrice (Anderson et al., 1999). En omettant de reproduire les structures dominant les processus, un modèle moyen entraîne la sur ou sous-estimation de ceux-ci (Blouin et al., 2013; Frei et al., 2009; Mariethoz et al., 2009).

Afin de surmonter ce défi de représentation des zones du sous-sol influençant les processus hydrogéologiques, plusieurs articles et ouvrages ont proposé différentes solutions toujours basées sur les mêmes deux types de données. Ces approches peuvent être regroupées en approches descriptives, d'imitation de procédé et d'imitation de structure (De Marsily et al., 2005; Koltermann and Gorelick, 1996).

Les approches descriptives s'appuient fortement sur les contextes géologiques pour la production du modèle hydrogéologique. De ce fait, comme pour les méthodes conventionnelles, très peu de variabilité des propriétés hydrauliques est représentée dans les unités et un seul modèle déterministe est produit (Fogg, 1986).

Les techniques dites d'imitation de procédé ou d'inversion sont une catégorie de méthodes de modélisation hydrogéologique vastement répandues qui utilise des données dynamiques de transport et d'écoulement pour générer des champs de propriétés hydrauliques (Dagan, 1985; Neuman et al., 1987; Sudicky, 1986a). Cependant, lors d'une modélisation à l'échelle régionale, il devient difficile d'obtenir une densité et une structure de données convenables permettant de contraindre les

modèles aux échelles requises pour une modélisation précise des écoulements et du transport de masse. Ces approches sont davantage efficaces à l'échelle du captage où les limites hydrauliques et les temps de parcours du système sont bien définis ou lorsque beaucoup de détails de l'avancement d'un panache de contamination sont disponibles (ex. Borden, Ontario (Sudicky, 1986b; Sudicky et al., 1983; Woodbury and Sudicky, 1991)).

Une autre façon d'aborder le problème et de générer des modèles pour l'hydrogéologie est de procéder par imitation des structures géologiques. Parmi ces méthodes, un intérêt grandissant pour les approches géostatistiques est présent au sein des applications environnementales (Goovaerts, 1997). Les géostatistiques sont fondées sur des modèles de corrélation et de connectivité spatiale de second ordre pour la plupart des algorithmes existants, mais peuvent également être d'ordre supérieur (e.g géostatistique multi-points, (Guardiano and Srivastava, 1993)). Les méthodes géostatistiques peuvent être divisées en 2 catégories principales: les approches déterministes et les simulations.

Les méthodes déterministes sont des méthodes permettant d'estimer la moyenne d'un processus sans biais. En revanche, elles ne donnent pas accès à l'incertitude et ne respectent pas le variogramme théorique ni la distribution des données. Les simulations quant à elles, permettent de générer des réalisations équiprobables de champs de la variable aléatoire à l'étude qui respectent la structure spatiale et la distribution des données. Elles donnent aussi accès à l'incertitude de la variable simulée (Chilès et Delfiner, 1999). Pour utiliser de telles techniques, plusieurs *a priori* importants sont nécessaires. Une connaissance sur l'environnement géologique est essentielle au choix de l'interpolateur ou du simulateur utilisé. De plus, ces méthodes doivent être contraintes par la présence régulière et abondante de données conditionnantes, la stationnarité de la moyenne. La variance de la variable aléatoire régionalisée à l'étude doit également être connue ou supposée connue. Sinon, les résultats obtenus peuvent être des modèles trop lisses ou à l'inverse ne présentant aucune structure et, encore

pire, représentant une structure erronée (Chilès and Delfiner, 1999). La majorité des données classiques en hydrogéologie sont ponctuelles et leur acquisition est onéreuse. Pour un projet à l'échelle régionale, il est impensable de pouvoir obtenir suffisamment d'informations conditionnantes conventionnelles afin de construire des modèles hydrogéologiques représentatifs des échelles géologiques rencontrées sur le terrain.

Les méthodes géophysiques permettent de sonder à faible coût les propriétés physiques du sous-sol sur de grandes étendues de terrain et ce, en quasi continuité (Rubin and Hubbard, 2005). Il s'agit alors de mettre en relation les variables physiques mesurées avec les données géologiques et hydrogéologiques disponibles. Des récentes avancées au niveau des méthodes géophysiques investiguant les milieux sédimentaires faiblement consolidés sur de vastes étendues ont permis un développement significatif de l'hydrogéophysique. Les coûts d'utilisation des méthodes ont diminués et la possibilité d'obtenir une importante couverture spatiale en peu de temps s'est accentuée (e.g les méthodes électromagnétiques hélicoptères (Jørgensen et al., 2005)).

Grâce aux travaux récents du chercheur André Pugin de la Commission Géologique du Canada (Pugin et al., 2009b), la sismique réflexion est une méthode en plein essor en hydrogéophysique. Elle consiste à générer un choc mécanique à la surface du sol et d'enregistrer les ondes réfléchies par les différentes couches du sol. Cette technique géophysique reconnue est utilisée abondamment dans l'exploration et le suivi d'exploitation pétrolière. Dans le domaine pétrolier, la méthode est mature et son utilisation est bien adaptée aux problèmes liés à la caractérisation de réservoirs. Dans le cas de la caractérisation hydrogéologique, l'utilisation de la sismique réflexion permet d'obtenir des images de très haute résolution de la stratigraphie si les matériaux présentent des contrastes d'impédances acoustiques et élastiques suffisantes pour générer des réflexions détectables à la surface.

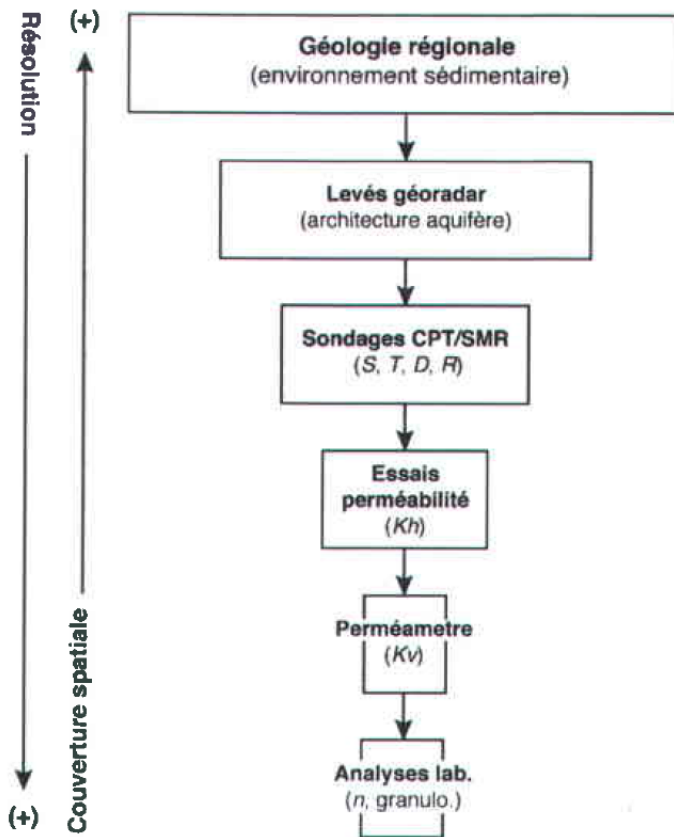
Cependant, comme cette adaptation de la méthode est relativement jeune, des améliorations sur l'acquisition des données, leur traitement et l'utilisation de l'information fournie par la méthode (vitesse des ondes, amplitudes, réflexions, etc.) pourraient la rendre encore plus avantageuse pour cette application.

## 1.2 L'approche hydrogéophysique à l'échelle régionale

Dans une optique de caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale, il convient de valoriser une approche hydrogéophysique pour réduire l'ampleur économique des projets sans compromettre la qualité des résultats tout en accroissant la couverture spatiale des mesures. La Figure 1.1 schématise la motivation de l'approche proposée. Tout d'abord, les mesures directes des paramètres hydrogéologiques (K, porosité) sont les plus précises, mais aussi les plus onéreuses et donc moins abondantes. De l'autre côté du spectre, les informations géologiques régionales et géophysiques sont les plus abondantes et ont la plus grande couverture spatiale tout en étant peu coûteuses. Au milieu, les mesures physiques mesurées en forage sont la clé pour traduire les propriétés physiques, inférées par la géophysique de surface, en propriétés hydrauliques à l'échelle régionale.

L'approche de caractérisation que nous voulons développer consiste donc à partir du modèle géologique et des données existantes, à définir les meilleures méthodes géophysiques et leur déploiement, pour ensuite favoriser des sites de caractérisation par CPT et, lorsque la cible en vaut la peine d'un point de vue hydrogéologique, d'installer un puits et de faire des tests hydrauliques *in situ* et en laboratoire.





**Figure 1.1** Processus général d'acquisition des données pour un projet de caractérisation des propriétés hydrauliques d'un aquifère à l'échelle régionale (Paradis, 2014)

Pour ce qui est de l'approche de modélisation hydrogéologique proposée, elle commence par l'étude des liens statistiques entre les mesures physiques et hydrauliques afin de permettre l'intégration des données géophysiques et géologiques de surface pour la construction de modèles équiprobables des propriétés hydrauliques à grande échelle. La Figure 1.2 présente la méthodologie de modélisation hydrogéologique préconisée. Cette dernière permet de placer concrètement où se situent les travaux de cette thèse dans la démarche scientifique requise pour la gestion de projets en environnement et en hydrogéologie.

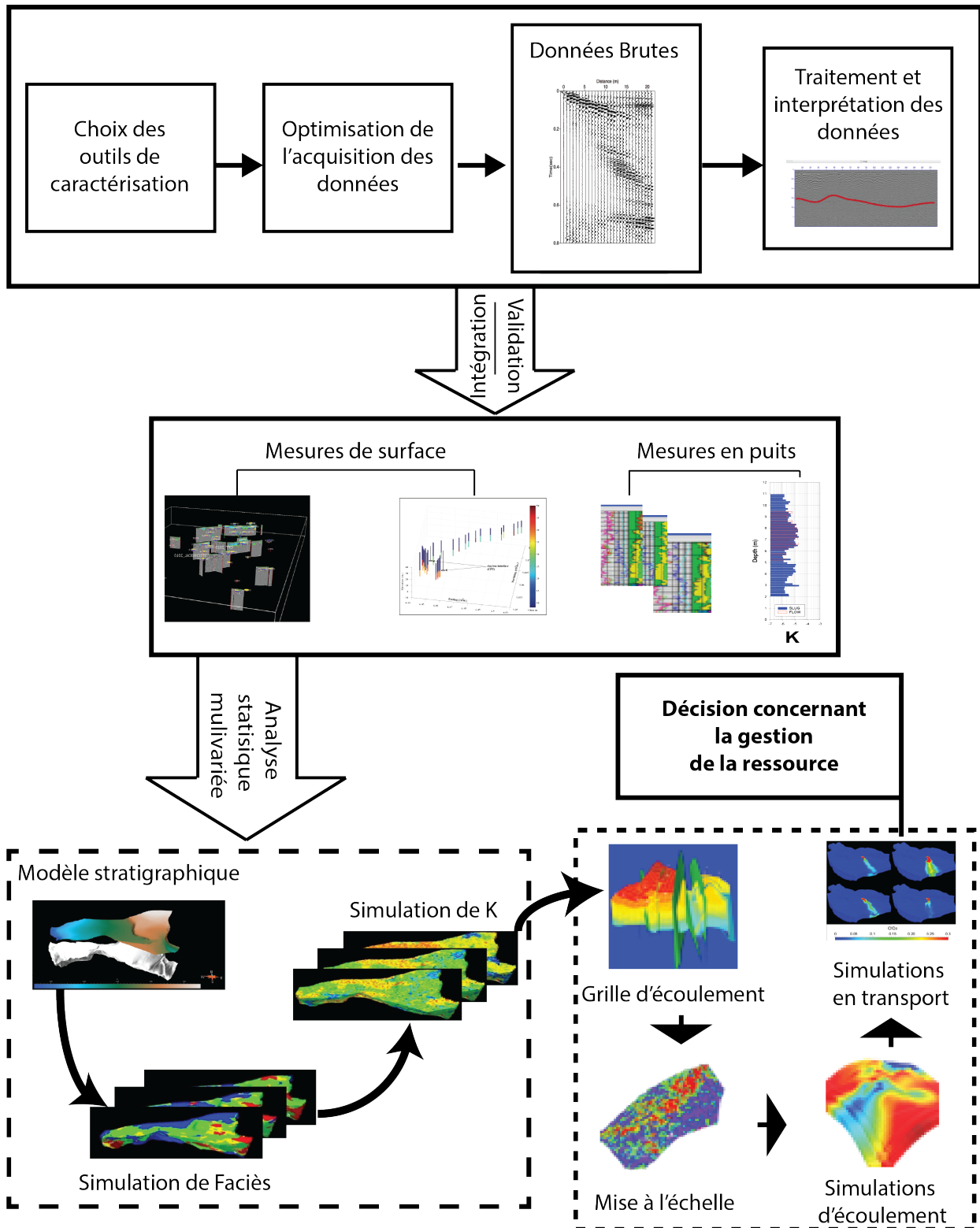


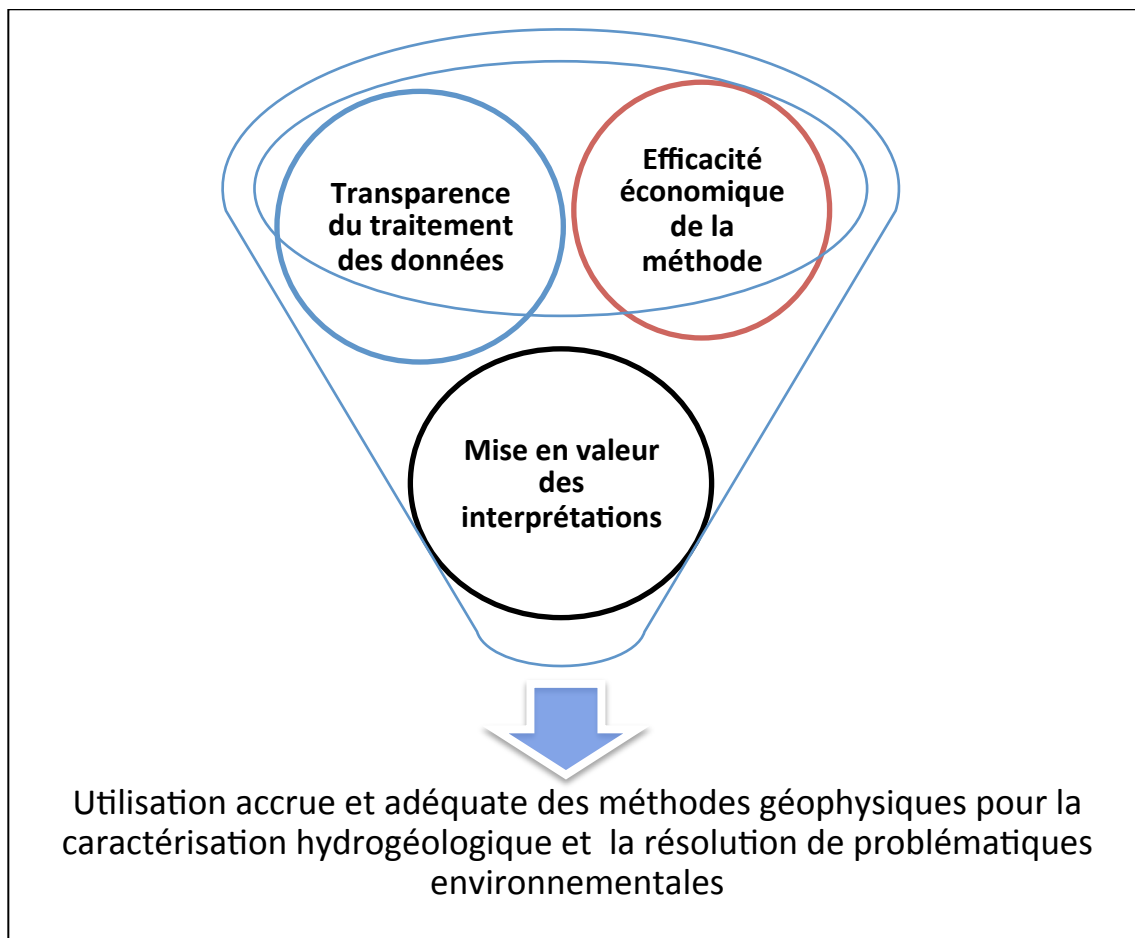
Figure 1.2 Séquence optimisée du processus global de la caractérisation hydrogéologique.

Alors que la démarche des projets mise de l'avant par Blouin et al. (2013), Brunet (2014) et Millet (2013) visait les étapes en aval du modèle stratigraphique (partie du bas à la Figure 1.2), la présente thèse propose des améliorations en amont de celui-ci (partie du haut de la Figure 1.2). Elle s'attaque plus particulièrement aux problématiques liées à l'acquisition des données de sismique réflexion, celles liées à leur traitement et propose des développements pour la construction de modèles stratigraphiques multi-échelles et non-stationnaires utilisant des données géophysiques.

En parvenant à son adaptation pour des applications de faibles profondeurs, la sismique réflexion peut générer des données de hautes qualités sur lesquelles il est possible d'appuyer des interprétations robustes. Cependant, afin que la méthode soit utilisée de manière accrue et efficace dans des projets environnementaux et hydrogéologiques, des améliorations doivent être faites sur plusieurs fronts (Figure 1.3). Malgré plusieurs avancées importantes dans la technique d'acquisition des données (e.g Pugin et al., 2009), la prise des mesures demeure onéreuse, le contrôle de qualité est difficile à réaliser sur le terrain et la production de résultats préliminaires requiert un temps considérable qui rencontre difficilement les attentes des gestionnaires de projets. Pour ce qui est du traitement des données, plusieurs grands défis sont également présents. L'hétérogénéité et l'anisotropie des structures sédimentaires peuvent déformer la réponse sismique, augmentant la possibilité d'erreurs lors de certaines opérations de traitement du signal et menant vers des interprétations présentant de grandes incertitudes.

Par ailleurs, ces nouvelles données disponibles en grande quantité posent des défis scientifiques, algorithmiques et méthodologiques afin de pouvoir les utiliser de façon optimale dans les techniques d'intégration et d'interprétations physiques et géologiques pour la construction des modèles hydrogéologiques. Par exemple, les différentes mesures géophysiques (résistivité, impédance acoustique et élastique, vitesses sismiques) doivent être mises en relation entre elles et surtout doivent être liées aux mesures ponctuelles (forages conventionnelles, CPT). Enfin, une telle opération

adresse un problème d'échelle, car les données ponctuelles classiques sont à plus haute résolution que la géophysique de surface, mais ont aussi des variances différentes. Les résultats de l'étude permettent d'accélérer et de rendre plus robuste l'acquisition de données de sismique réflexion, leur traitement et leur utilisation pour la construction de modèles. En réduisant le temps nécessaire à la réalisation de ces étapes de la démarche globale, des ressources supplémentaires peuvent être allouées en aval de la caractérisation hydrogéologique. De cette façon, l'application d'une méthodologie sensible aux besoins des problématiques devient plus réaliste et économiquement viable.



**Figure 1.3** Résumé des éléments essentiels à l'utilisation de la géophysique dans les projets de caractérisation hydrogéologique et environnementale.

## 1.3 Objectifs

L'objectif général du projet de recherche est de mettre en valeur l'assimilation quantitative de données géophysiques et plus particulièrement de sismique réflexion pour les projets de caractérisation hydrogéologique à faibles profondeurs. La thèse aborde trois grands sujets tous liés à la sismique réflexion de proche surface et chacun d'eux adresse des objectifs spécifiques directement en lien avec la chaîne de travail de la méthode. Pour montrer l'efficacité de l'intervention, les développements méthodologiques et technologiques amenés sont testés sur des données réelles acquises dans le cadre du projet de caractérisation de l'hydrostratigraphie du complexe sédimentaire non-consolidé de la Montérégie-Est.

### 1.3.1 Objectifs spécifiques

Cette thèse s'est attaquée à trois grands défis de la séquence de caractérisation des aquifères régionaux. Ces trois objectifs ont mené à l'écriture de trois articles pour des revues en sciences de la Terre.

**Article I :** Un algorithme a été développé permettant le traitement automatique des données sismiques pendant leur acquisition. L'algorithme a été interfacé avec le système tracté d'acquisition de sismique réflexion. Ce travail de recherche se concentre sur certains thèmes avec des buts précis:

- Proposer un outil permettant un contrôle de qualité (QC) efficace lors de l'**acquisition** de données sismiques faite avec un système tracté ;
- Offrir aux gestionnaires de projets de **caractérisation de la proche surface** (hydrogéologues, ingénieurs civils) une réponse rapide à leurs questions sur la structure de la sous-surface sans intervention supplémentaire de l'équipe géophysique de terrain ;

- Offrir un point de départ et des indices sur les paramètres à utiliser pour le **traitement** approfondi des données de terrain, notamment pour **l'analyse de vitesse**.

**Article II :** L'anisotropie sismique des argiles peu consolidées (dépôts meubles) des Basses-Terres du Saint-Laurent est étudiée et quantifiée à l'aide d'un profil sismique vertical (VSP). Cette meilleure compréhension du milieu investigué apporte des améliorations dans la méthodologie utilisée en quelques points :

- Améliorer la compréhension de la propagation des ondes sismiques dans un matériau géologique répandu dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et des Grands Lacs ;
- Permettre une meilleure **planification** des levés sismiques de proche surface en présence d'argile marine peu consolidée (géométrie et polarisation de la source) ;
- Proposer des valeurs de paramètres d'anisotropie pouvant être utilisées pour certaines étapes de la **séquence de traitement** (e.g correction NMO).

**Article III :** Une méthodologie permettant la construction rapide et robuste d'un modèle hydrostratigraphique en intégrant de manière optimale les interprétations des levés sismiques et autres mesures géophysiques avec les données de forages est proposée. La démarche est appliquée à l'interpolation de la surface du roc en Montérégie-Est et répond à certains objectifs spécifiques valorisant l'utilisation de la géophysique :

- Valider les **interprétations** géophysiques entre elles et qualifier leur fiabilité ;
- Permettre l'amélioration des **interprétations** ciblant les contacts stratigraphiques et permettre une correspondance automatique aux données de forages ;
- Utiliser toute l'information disponible pour l'interpolation des contacts stratigraphiques à l'échelle régionale malgré les différences de résolution, de fiabilité et de densité d'échantillonnage des données.

## 1.4 Hypothèses

Le projet de recherche repose sur les hypothèses suivantes :

- les matériaux géologiques peuvent être caractérisés grâce à leurs propriétés physiques intrinsèques ;
- il est possible de caractériser efficacement l'hydrostratigraphie à l'aide de méthodes géophysiques de surface et plus précisément, de la sismique réflexion.
- la non-stationnarité des paramètres hydrogéologiques tels que l'épaisseur et la profondeur des couches géologiques peut être statistiquement prise en compte par les interprétations des mesures géophysiques.

## 1.5 Structure de la thèse

Ce document est présenté sous la forme d'une thèse par articles. Dans la première partie, la problématique, l'approche et une synthèse des résultats et de la méthodologie sont présentés. Pour chacun des sujets principaux discutés dans cette thèse, un survol de la littérature et de la théorie pertinente est fait pour mettre le lecteur en contexte et mettre en évidence la motivation des travaux. Cette partie vise également à démontrer la cohérence entre les articles et le cheminement méthodologique de l'auteur.

Dans la deuxième partie, les trois articles sont présentés selon la séquence logique des étapes pertinentes à la réalisation d'une étude géophysique pour la caractérisation hydrogéologique régionale. Le premier article propose un algorithme de traitement automatique des données de sismique réflexion. Le deuxième article décrit la réalisation d'une étude de l'anisotropie sismique des argiles de la mer de Champlain. Enfin, le troisième article décrit la méthodologie pour utiliser adéquatement et rapidement les interprétations disponibles pour la création de modèles dans un contexte de caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale.

## 1.6 Contribution originale

La contribution de cette thèse à l'avancement des connaissances se situe principalement au niveau méthodologique et appliqué. D'un point de vue méthodologique, le développement d'algorithmes et la mise de l'avant de procédure (*workflow*) contribuent à l'utilisation efficace et exhaustive de la géophysique pour la caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale:

- La construction d'un algorithme permettant le traitement automatique des panneaux de semblance de vitesses de sommation (Article I) ;
- La construction d'un algorithme fournissant des profils de vitesses 2D en continu lors de l'acquisition de données sismiques (Article I) ;
- Le développement d'une séquence de traitement de données de sismique réflexion robuste bien adaptée aux besoins de la caractérisation de proche



surface et permettant la production de sections sismiques sommées en temps et en profondeur pendant l'acquisition (Article I) ;

- Le développement d'un algorithme d'inversion des paramètres d'anisotropie sismique pour la caractérisation des argiles faiblement consolidés (Article II);
- La proposition d'une approche systématique et rationnelle d'utilisation d'intégration de données géophysiques pour la construction de modèles hydrostratigraphique (Article III) ;
- Le développement d'un algorithme imbriqué d'interpolateurs pour permettre une propagation de l'information sensible à la résolution et la fiabilité des mesures utilisées (Article III).

Du point de vue appliqué, les contributions sont au niveau de l'augmentation des connaissances en Montérégie-Est et en développement logiciel :

- L'écriture d'un code informatique de traitement de données de sismique réflexion pouvant être réutilisé pour différents projets de caractérisation et pouvant servir de point de départ pour la création d'un logiciel plus avancé (Article I) ;
- La création d'une interface graphique permettant un contrôle de qualité avancé pendant l'acquisition de données de sismique réflexion (Article I);
- L'estimation des paramètres d'anisotropie des argiles peu consolidés de la mer de Champlain en Montérégie-Est (Article II);
- L'intégration de la totalité des données disponibles pour l'interpolation de l'interface entre le roc et les sédiments non consolidés en Montérégie-Est (Article III).

Enfin, en ce qui a trait à l'avancement des connaissances de façon plus générale, la thèse a permis de mieux comprendre la propagation des ondes sismiques dans un milieu sédimentaire peu consolidé et en présence d'importantes épaisseurs d'argile par la réalisation d'un profil sismique vertical (Article II).

## 2 OPTIMISATION DE L'ACQUISITION EN SISMIQUE RÉFLEXION

Le détail de la théorie et des équations utilisées pour parvenir à l'élaboration d'un algorithme permettant le traitement des données de sismique réflexion en continu est présenté dans l'article I de la deuxième partie de cette thèse. Ainsi, pour éviter la redondance, cette section passe simplement en revue les principes généraux des méthodes utilisées et pertinentes, pour ensuite présenter un survol de la méthodologie et une discussion sur les résultats. Un aperçu des fondements des méthodes sismiques et de ses applications est donné pour offrir un contexte au projet de recherche.

### 2.1 Méthodes sismiques

Les méthodes sismiques étudient le comportement et la propagation des ondes mécaniques dans la sous surface. Un principe fondamental en sismique est l'hypothèse que pour de petites déformations, la matrice poreuse se comporte comme un milieu parfaitement élastique (Sheriff and Geldart, 1995). Ce champ de déformation peut ainsi être décrit par la loi de Hooke généralisée :

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} \cdot e_{kl}, \quad (2.2.1)$$

où  $\tau$  représente la contrainte,  $c$  est le tenseur de rigidité de la matrice et  $e$  est la déformation. Pour le cas général, la propagation des ondes sismiques se fait suivant l'équation d'onde :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_{app}, \quad (2.2.2)$$

$u$  le déplacement dans le temps  $t$  et  $f_{app}$  est la force appliquée. Dans un cas isotrope, le tenseur de rigidité peut être simplifié par symétrie aux deux paramètres de Lamé :  $\mu$  le module de cisaillement et  $\lambda$ . Les ondes principalement étudiées en géophysique d'exploration et en hydrogéophysique sont celles se propageant profondément à

l'intérieur des matériaux terrestres (*body waves*) et se divisent en deux catégories: les ondes de compression P et les ondes de cisaillement S. Les ondes S ont un mode de propagation transverse au mouvement des particules et peuvent être polarisées verticalement (SV) ou horizontalement (SH). Contrairement aux ondes P, les ondes S ne se propagent pas dans les fluides. Les ondes P se déplacent plus rapidement et sont donc enregistrées les premières sur un sismogramme. En milieu isotrope, la vitesse de propagation des ondes P et S à travers une matrice est fonction de la densité de cette dernière et des paramètres de Lamé:

$$V_p^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad (2.2.3)$$

$$V_s^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.2.4)$$

Dans l'optique de réaliser un levé de mesures sismiques, les ondes P, SV et SH peuvent être générées avec différentes sources (à impact, vibrantes, explosives) et la déformation du sol est captée par une série de géophones qui transmet le signal au sismographe pour enregistrement et affichage.

Les méthodes sismiques utilisant les ondes de surface et les ondes réfractées n'ont pas été utilisées dans le cadre du projet de caractérisation de la Montérégie-Est et ne font pas partie de la recherche développée dans cette thèse. Malgré tout, celles-ci seront revues brièvement pour les différencier de la sismique réflexion.

### **2.1.1 Les méthodes utilisant les ondes de surface**

En raison de la présence d'une interface entre la surface du sol et l'air, des ondes de Love et de Rayleigh sont également produites lors de la génération du signal. Ces ondes se propagent à la surface et leur comportement peut être analysé pour obtenir de l'information de la sous surface. La méthode d'analyse multicanaux des ondes de surfaces (MASW) est la plus répandue et permet d'estimer la vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur par l'analyse de courbes de dispersion (vitesse de phase en

fonction de la fréquence). Cette méthode d'analyse a été initialement développée au *Kansas Geological Survey* par Park et al., 1999. Plusieurs applications ont depuis démontré l'efficacité de la méthode en hydrogéophysique (e.g. Fabien-Ouellet and Fortier, 2014).

### **2.1.2 La sismique réfraction**

Dans les études de caractérisation en milieu peu profond, comme c'est le cas bien souvent en hydrogéologie, la sismique réfraction est fréquemment utilisée, notamment pour estimer la profondeur de l'interface entre les matériaux non consolidés et le roc (Haeni, 1988). Lorsque les fronts d'ondes sismiques rencontrent une interface entre deux milieux de vitesse de propagation différentes sous contrainte que la vitesse augmente avec la profondeur et que l'angle critique est dépassé, une partie de l'énergie se propage à cette interface, et, est ensuite réfractée vers la surface (Loi de Snell-Descartes). L'analyse de la déviation des ondes sismiques entre les différents matériaux du sous-sol constitue ainsi l'essence de cette méthode. D'un côté pratique, elle permet principalement d'obtenir des valeurs de vitesses de propagation des ondes P et S et d'en déduire la profondeur des interfaces entre les différentes lithologies. Cet exercice peut être mené suivant différentes techniques d'interprétation basées en majeure partie sur la théorie des rais: les méthodes d'intercepte de temps (ITM) (Dobrin and Savit, 1988) et les méthodes réciproques (Palmer, 1981). Bien que la sismique réfraction soit utile à identifier d'importants contrastes lithologiques ou de propriétés du sous-sol, la sismique réflexion est beaucoup plus prometteuse pour une caractérisation plus détaillée des matériaux géologiques et de leurs propriétés (Steeple, 2005).

### **2.1.3 La sismique réflexion**

Cette méthode est basée sur le principe qu'une onde sismique qui arrive à une interface entre deux milieux d'impédance acoustique et/ou élastique différentes sera réfléchiée en partie vers la surface. L'application et la théorie de la sismique réflexion en milieu peu profond proviennent d'une adaptation des développements réalisés initialement pour

l'exploration et exploitation pétrolières (Pelton, 2005). Une revue exhaustive de la théorie et des applications pour ce domaine de recherche peut être consulté dans Claerbout (1986) et Sheriff and Geldart (1995).

### **Application à l'environnement**

Historiquement, les ondes P étaient principalement utilisées en sismique réflexion de proche surface (e.g Hunter et al., 1984; Miller et al., 1994) puisque leur génération (source) est moins coûteuse et l'analyse des données est plus facile que pour les ondes S notamment en raison d'un meilleur rapport signal/bruit. Une revue des applications et de la sismique réflexion appliquée à l'hydrogéologie est présentée dans Rabbel (2006) Steeples and Miller (1998) et Steeples (2005). La sismique réflexion de proche surface qui utilise les ondes P souffre cependant d'un problème de résolution lié à une trop grande longueur d'onde. Selon la fréquence du signal, elle peut être de l'ordre de 10-20 m dans la séquence stratigraphique faiblement consolidée (dépôts meubles). Or, les 20 à 40 premiers mètres constituent justement les profondeurs d'investigation de la plupart des projets de caractérisation environnementale au Québec. Dans ce type d'environnement sédimentaire, les ondes S ont une vitesse d'environ 5 à 10 fois inférieure aux ondes P et permettent ainsi d'obtenir une meilleure résolution pour les investigations de faibles profondeurs. La diminution des coûts d'opération et l'amélioration des technologies ont permis un succès récent associé à l'utilisation des ondes S dans les 20 dernières années (Bates and Phillips, 2000; Hunter et al., 2002; Jarvis and Knight, 2002; Giustiniani et al., 2010; Pullan et al., 2011; Krawczyk et al., 2013; Pugin et al., 2013c).

### **Développements dans l'acquisition à l'échelle régionale**

Pour ce qui est des applications à la caractérisation hydrogéologique régionale, de nouveaux développements dans l'instrumentation et les méthodes d'acquisition ont permis d'offrir une solution efficace pour l'imagerie de la stratigraphie à haute résolution et avec une grande couverture spatiale (Pugin et al., 2004). En effet, le développement

de camions tirant une chaîne de géophones (*landstreamer*) a permis de démontrer la faisabilité d'acquérir des données de grande qualité et haute résolution à faibles profondeurs tout en minimisant le temps et les coûts d'acquisition. De plus, la possibilité d'utiliser une source vibrante pouvant générer des ondes SH,SV et P et de mesurer la réponse sur des géophones sur trois composantes orthogonales (Pugin et al., 2013a, 2009a) contribue à accroître le potentiel de la sismique réflexion pour son utilisation en caractérisation hydrogéologique. Dans le cadre du projet Montérégie-Est, les mesures de sismiques réflexion ont été réalisées par l'équipe d'hydrogéophysique de la Commission Géologique du Canada (CGC) d'André Pugin (Pugin et al., 2013b). Le système d'acquisition consistait en un landstreamer à 48 stations de mesures à 3 composantes espacées les unes des autres de 0.75 m. La source était un *mini-vib minibuggy* IVI vibrant en balayant linéairement un plage de 20 à 310 Hz en 7 s et les points de tirs étaient espacés de 3.5 m. La Figure 2.1 montre l'acquisition de données de sismique réflexion en Montérégie-Est.

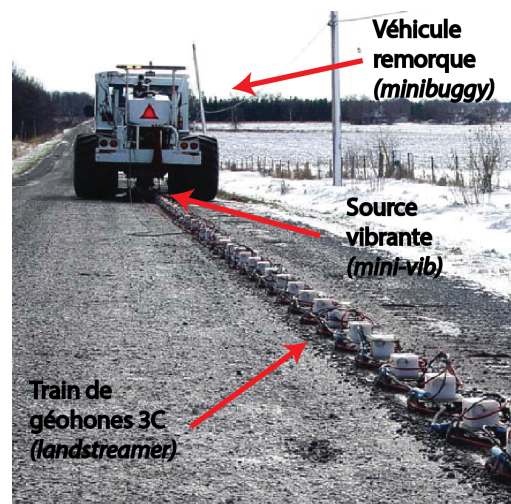
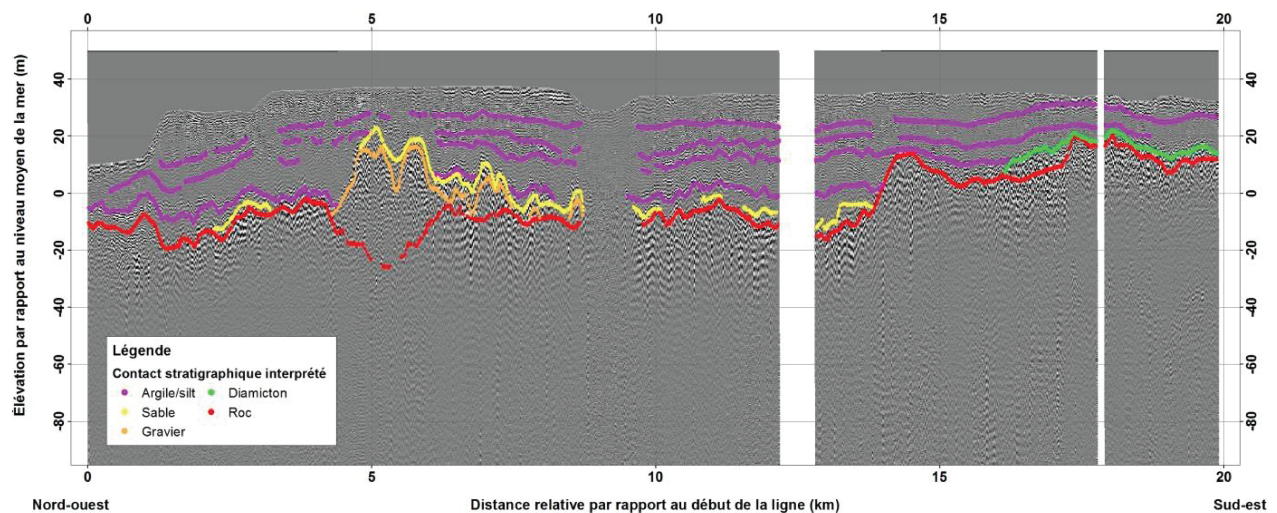


Figure 2.1 Système d'acquisition de sismique réflexion opéré par la commission géologique du Canada (CGC) (modifiée de Pugin et al. (2009))

### Traitement des données

Le traitement des données de sismique réflexion est un processus long, coûteux et complexe. Plusieurs étapes sont impliquées et les paramètres utilisés pour chacune d'entre elles auront un impact considérable sur l'image produite et son interprétation.

Une revue complète de la méthodologie de traitement des données de sismique réflexion est présentée dans Yilmaz (2001). Plusieurs de ces étapes sont moins pertinentes aux investigations dans les dépôts meubles et touchent davantage l'imagerie des réservoirs pétroliers. De plus, les problématiques de proche surface ne disposent pas des ressources financières pour conduire des opérations de traitement de signal pendant de longues périodes. La séquence utilisée dans Pugin et al. (2013b) est adaptée à la caractérisation hydrogéologique régionale et à l'utilisation de systèmes tractés (source vibrante et train de géophones). Un exemple de résultat des levés réalisés dans le cadre de cette étude et utilisés pour plusieurs des travaux de cette thèse est présenté à la Figure 2.2.



**Figure 2.2** Profil sismique acquis, traité et interprété par André Pugin (CGC) dans le cadre du projet Montérégie-Est (Pugin et al., 2013b).

## 2.2 Traitement des données en continu

Les différentes avancées technologiques et méthodologiques favorisant l'utilisation de la sismique réflexion pour la caractérisation environnementale et hydrogéologiques (présentées à la section précédente) s'inscrivent au sein d'une ou plusieurs des étapes du schéma de la Figure 2.3.

Alors que les travaux présentés aux articles II et III contribuent à l'amélioration du traitement des données, de l'interprétation et de l'intégration, ceux de l'article I portent sur la modification des paradigmes d'acquisition. L'étape de l'acquisition des données de sismique réflexion est regroupée avec la suivante (le traitement) afin d'accélérer la diffusion des résultats et d'améliorer le contrôle de qualité (QC).

### **2.2.1 Méthodologie**

Un algorithme de traitement automatique a été développé et une synthèse de son fonctionnement et de sa philosophie est présentée pour l'assignation de la géométrie, le traitement préliminaire, l'analyse de vitesse et la sommation. Plus de détails sur ce processus sont décrits dans l'article I.

#### **Géométrie**

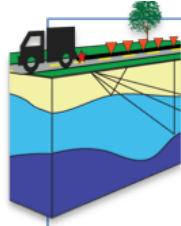
La géométrie d'acquisition des nouveaux systèmes en sismique réflexion de proche surface se compare à celle des levés marins. En effet, comme le montre la Figure 2.1, le procédé utilise des distances constantes d'espacement entre la source et les géophones, d'écartement des géophones et de pas entre les tirs. Ainsi, il devient possible d'imposer automatiquement les positions des composantes (source et récepteurs) à chaque fois qu'un fichier de mesure est enregistré.

#### **Pré-traitement**

Les fonctions de traitement sismique utilisés par l'algorithme proviennent du logiciel libre Seismic Un\*x (SU) (Stockwell, 1999). Après assignation de la géométrie peu de traitement est effectué sur le signal avant de procéder à l'analyse de vitesse:

1. Corrélation avec la source
2. Filtre en fréquence
3. Suppression des ondes de surface (*mute*)
4. Gain (AGC)
5. Tri des données en points milieux communs (CMP)





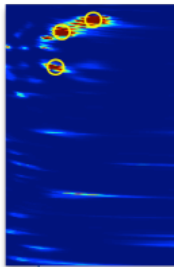
#### Planification du levé:

- Géométrie d'acquisition
- Cibles et environnement attendu
- Modèles synthétiques
- Type de source et polarisation



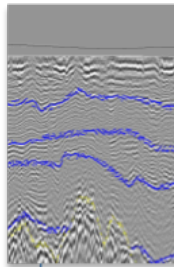
#### Acquisition des données:

- Spécifications techniques des géophones / de la source
- Déploiement du système d'acquisition
- Productivité (couverture spatiale / temps)
- Contrôle de qualité (QC)



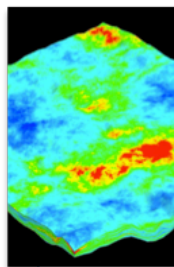
#### Traitement des données:

- Pré-traitement (Assignment de la géométrie, inspection des traces)
- Traitement du signal (filtres et opérateurs)
- Analyse de vitesse, correction NMO, migration
- Conversion temps/profondeur



#### Intéprétation des données:

- Identification des réflexions
- Calcul de différents attributs sismique (ex: AVO)
- Génération de modèles d'impédance acoustique
- Plans de fractures / failles
- Correspondance aux forages disponibles



#### Intégration dans un modèle de sous surface

- Validation des interprétations
- Interpolation des contacts
- Construction de relations de type "pétrophysique"
- Propagation des attributs par simulations

Figure 2.3 Résumé des principales étapes d'un levé sismique, de sa planification jusqu'à l'utilisation des données interprétées. N.B. Cette figure n'offre pas une liste exhaustive des étapes, mais sert à mettre en contexte le projet de recherche.

## **Analyse de vitesse**

Le cœur de l'innovation de l'algorithme de traitement réside dans l'analyse de vitesse automatique. En utilisant les données triées par CMP, une carte de semblance (Taner and Koehler, 1969) est générée pour chacun d'entre eux et sur une plage de vitesse pré-établie. Un algorithme de traitement d'image est utilisé pour extraire les maxima de semblance correspondant à des vitesses qui permettront la sommation de réflexions d'un modèle 2D. Cela réduit l'intervention d'un utilisateur dans la chaîne d'acquisition/traitement.

## **Sommation en sections 2D**

Les coordonnées 2D (vitesse, temps) extraites de l'analyse de vitesse sont alors interpolées dans les deux directions pour obtenir des vitesses pour la correction NMO et ce, sur toute l'étendue des données sismiques. Ce modèle de vitesse est également transformé en vitesses moyennes pour permettre la conversion temps/profondeur. À la fin de cette étape de la séquence, l'algorithme affiche et sauvegarde les résultats pour l'utilisateur : un modèle de vitesse, une section sommée en temps et une en profondeur.

### **2.2.2 Discussion sur les résultats**

Le fonctionnement et la validité de l'algorithme a été testé sur des données synthétiques et réelles (Montérégie-Est) pour des besoins spécifiques à la caractérisation hydrogéologique régionale (ondes S, source vibrante). Dans ces cas, les résultats obtenus sont plus que satisfaisants et correspondent bien aux objectifs du projet, soit la cartographie de la stratigraphie. Cependant, il est possible que la séquence de traitement ne soit pas robuste pour tous les types de projets. C'est pourquoi, l'algorithme de traitement automatique de données sismique réflexion pour la proche surface a été inséré dans un logiciel proposant un interface graphique facile d'utilisation et se sert de langages de programmation libres et bien documentés (*Python, PySide, SU*). Ces choix de programmation rendent l'algorithme plus

transparent et permettent la modification de celui-ci pour les besoins spécifiques de l'utilisateur.

L'algorithme permet de combiner deux étapes d'un levé sismique simultanément : l'acquisition et le traitement. La production de résultats au fur et à mesure que se déroule la prise de mesures rend possible l'évaluation en temps réel de la qualité du signal, l'efficacité de la configuration du levé et la réponse du milieu géologique. Ces aspects sont non seulement utiles pour le contrôle de qualité, mais permettent aux gestionnaires des projets environnementaux et hydrogéologiques de prendre des décisions en direct et plus efficacement.

Selon le contexte du projet et ses objectifs, il est possible qu'un traitement supplémentaire des données soit requis *a posteriori*. Toutefois, la construction de la géométrie sera déjà faite et l'utilisateur aura déjà de bons indices pour l'analyse manuelle de vitesses. Ainsi, l'algorithme permettra quand même des économies de temps et d'argent.

### **3 ÉVALUATION DE L'ANISOTROPIE**

Une des complexités du traitement sismique (voir 2<sup>e</sup> encadré Figure 2.3) est lorsqu'il y a présence d'anisotropie dans les champs de vitesses de propagation des ondes (la vitesse n'est pas la même dans toutes les directions). La connaissance de l'anisotropie est d'un grand intérêt en caractérisation de la proche surface car elle est directement liée aux propriétés de stabilité mécanique des argiles (Abbiss, 2011; Quigley and Thompson, 1966). L'article II décrit la théorie et les équations utilisées pour caractériser l'anisotropie des argiles en Montérégie. Cette section présente tout de même un aperçu de la problématique de l'anisotropie sismique, de la méthode utilisée pour la caractériser et présente brièvement les résultats obtenus et leurs implications.

## 3.1 Résumé de la théorie

### 3.1.1 L'anisotropie sismique

Longtemps la caractérisation de l'anisotropie sismique a été laissée de côté en raison de la difficulté à la quantifier. Son effet étant appréciable sur les ondes de cisaillement, l'augmentation du nombre de levés requérant un traitement des ondes S a grandement contribué au développement des méthodes pour son estimation. La majeure partie de cette revue s'appuie sur l'ouvrage de Tsvankin (2001). De façon générale, l'anisotropie d'un milieu entraîne que la mesure de ses propriétés soit dépendante de la direction dans laquelle celle-ci est prise. Lorsqu'un milieu élastique est anisotrope, les ondes sismiques se propageant dans différentes directions le feront à des vitesses différentes. Les causes principales de la présence d'anisotropie dans les matériaux géologiques sont les suivantes:

- Une anisotropie intrinsèque liée à un alignement préférentiel des grains ou des minéraux;
- Une séquence de couches de faibles épaisseurs( p/r à la longueur d'onde du signal);
- Un système de fractures ordonnées;
- Un stress non-hydrostatique (écoulement de fluide).

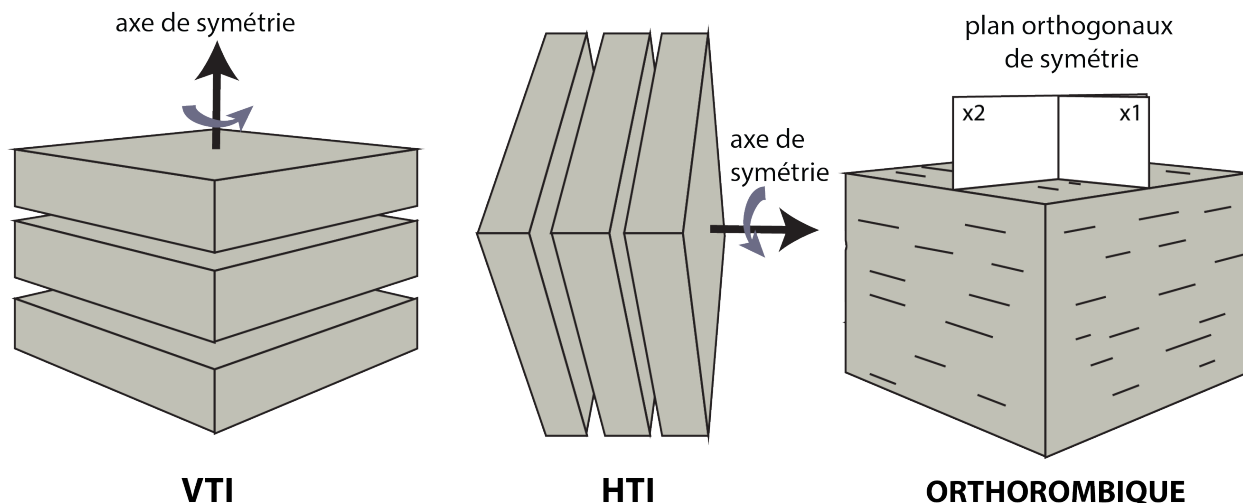
Dans un milieu isotrope homogène, les deux composantes d'une onde de cisaillement sont orthogonales, se propagent à la même vitesse et ont la même polarisation. En présence d'anisotropie azimutale, il se produit un phénomène appelé la biréfringence. L'onde se divise en deux parties S1 et S2, généralement, non orthogonales qui se propagent à des vitesses différentes selon les axes lents et rapides du milieu (Crampin, 1985). Même si elles sont moins affectées que les ondes S par un milieu anisotrope, il peut être hasardeux de ne pas tenir compte de l'anisotropie dans la séquence de traitement des ondes P. Par exemple, l'imagerie des réflecteurs peut être difficile si la non-hyperbolicité de la correction *normal move-out* (NMO) n'est pas considérée (Alkhalifah and Tsvankin, 1995) et si la sommation n'est pas complète. Des problèmes

de conversion temps-profondeur et de migration pré-sommation peuvent également survenir (e.g Koesoemadinata et al. (2010)).

Comme présenté à l'équation 2.2.1 du précédent chapitre, la déformation de la matrice poreuse se fait selon la loi de Hooke dans un milieu élastique. Par contre, dans un cas anisotrope, la symétrie du tenseur de rigidité  $c_{ijkl}$  est restreinte et ce dernier peut être simplifié de façon moins importante. Ainsi, la déformation du milieu lors de l'application d'une contrainte est dépendante de la forme que prendra le tenseur de rigidité qui est directement lié avec la géométrie de l'anisotropie présente dans le sol. Dans le cas le plus extrême d'anisotropie, ce tenseur possède 21 composantes indépendantes qui sont difficiles à évaluer (Figure 3.1). Le milieu est dit alors triclinique. Heureusement, dans bien des cas, certains axes ou plans de symétrie sont présents dans le milieu en lien avec le mode de déposition ou la fracturation. Les cas les plus communs et les mieux documentés sont les géométries orthorhombiques, HTI (*horizontal transverse isotropy*) et VTI (*vertical transverse isotropy*) illustrées à la Figure 3.2. La géométrie avec isotropie verticale transverse (VTI) représente un milieu caractérisé par un axe de symétrie vertical et fait le plus souvent référence à une succession horizontale de couches sédimentaires minces. L'introduction des paramètres de Thomsen (1986) est encore aujourd'hui la plus grande avancée dans le traitement de l'anisotropie. Dans son article, Thomsen utilise une nouvelle notation donnant un sens physique aux coefficients de rigidité et fournit les équations permettant de les approximer plus intuitivement. Les équations de vitesses des ondes sismiques et la représentation des paramètres de Thomsen sont présentées à l'article II.

$$C^{(isotrope)} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \longrightarrow C^{(triclinic)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{pmatrix}$$

**Figure 3.1 Comparaison des tenseurs de rigidité pour le cas le plus simple (isotrope) et celui avec l'anisotropie la plus complexe (triclinic).**



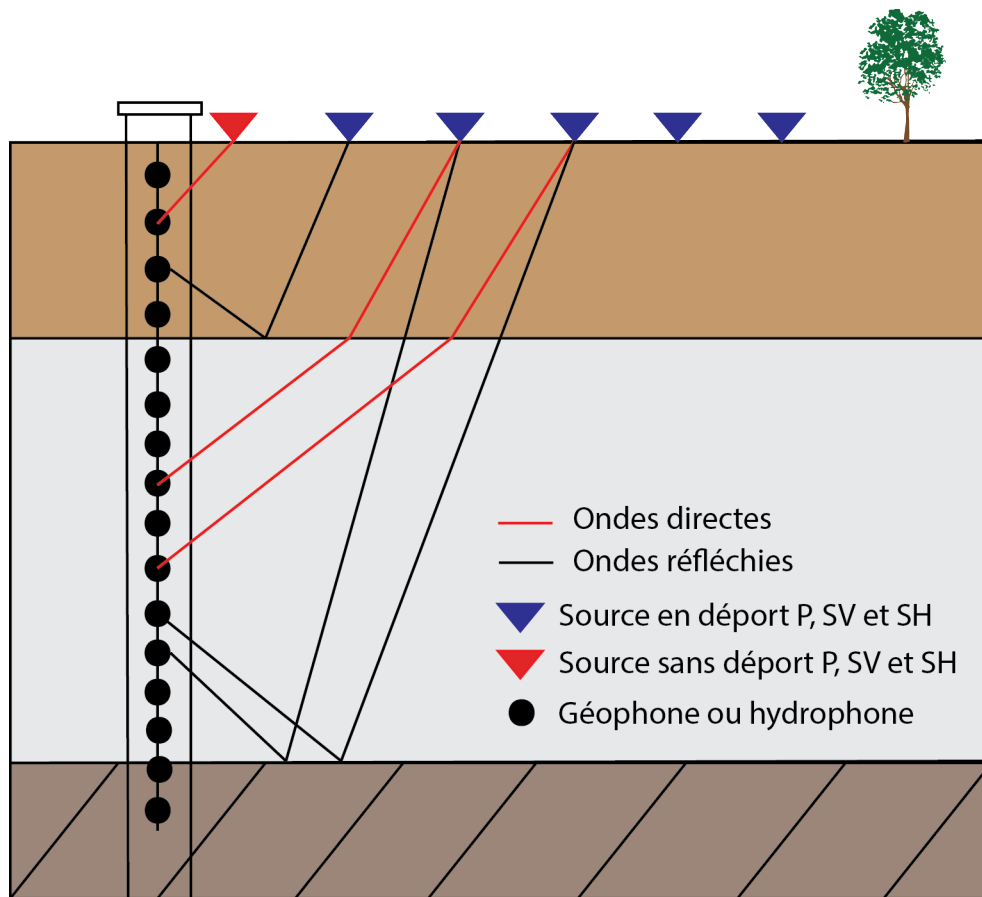
**Figure 3.2 Représentation schématisée des géométries les plus courantes utilisées pour le traitement de données sismiques en milieu anisotrope.**

En raison de la géométrie d'acquisition utilisée en sismique réflexion pour la proche surface (landstreamer avec source tractée à déport constant), il est tout au plus envisageable de distinguer l'effet de l'anisotropie sur les NMO, mais il est impossible de le quantifier. Pour quantifier cet effet, la réalisation d'un VSP est un moyen éprouvé.

### 3.1.2 Le profil sismique vertical

Le profil sismique vertical (*Vertical Seismic Profile*) est une méthode géophysique principalement utilisée pour obtenir des profils verticaux haute résolution de la vitesse des ondes P et S, pour estimer le facteur de qualité (atténuation) et pour positionner les réflexions sismiques dans l'objectif de les comparer à ce qui est obtenu sur les levés de surface (une revue complète de la méthode est présentée dans Hardage (1983)). Les investigations à faible profondeur font parfois appel à la technique VSP (Jarvis and Knight, 2000; Wong et al., 2008), mais leur utilisation reste limitée en raison des importants coûts associés à la réalisation d'un ouvrage de forage adéquat pour la méthode. L'acquisition de données VSP implique une source à la surface qui peut soit être proche du puits (VSP déport faible) ou à une distante croissante du puits (VSP avec déport) et de un ou plusieurs géophones déplacés le long d'un puits. Pour chaque

profondeur de géophones, plusieurs traces sont enregistrées et sommées. La Figure 3.3 présente une schématisation simplifiée de la géométrie d'acquisition.



**Figure 3.3** Présentation schématisée en coupe de la géométrie d'un profil sismique vertical (VSP) avec ou sans déport. (Note : Pas à l'échelle)

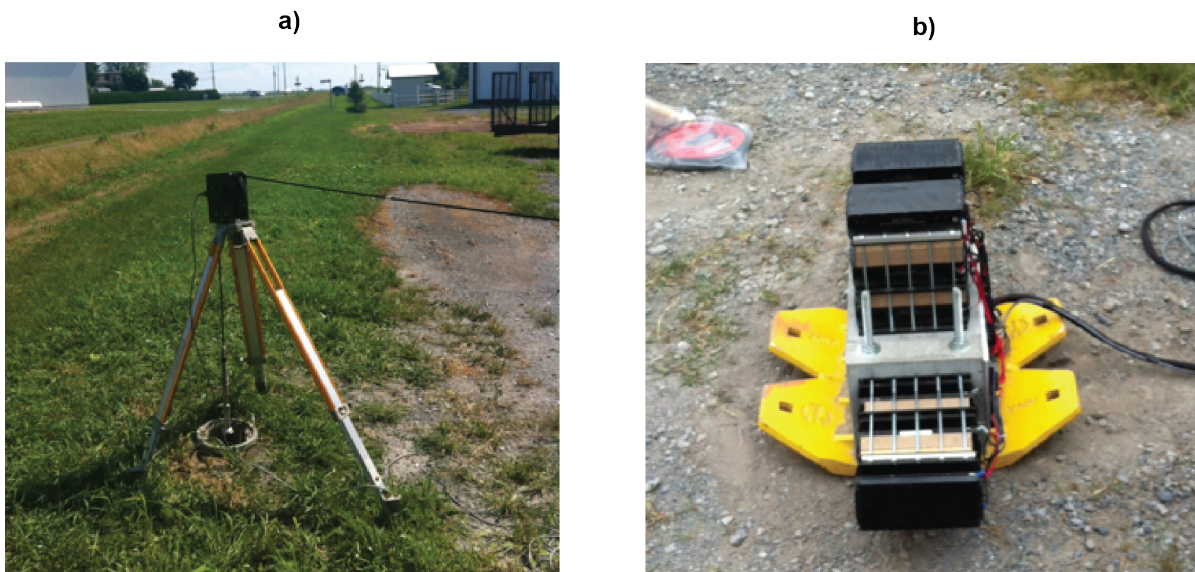
En utilisant trois polarisations différentes de la source sismique (P, SV et SH) et en captant l'énergie dans trois directions orthogonales (géophones 3C), il est possible de réaliser un VSP à neuf composantes (9C), de qualifier l'anisotropie de façon qualitative (Wild and Crampin, 1991) et d'estimer ses paramètres (Bellefleur et al., 2003). La possibilité d'obtenir certaines composantes du tenseur de rigidité dépend de la géométrie d'acquisition. Si la majorité des rais sismiques ont une trajectoire verticale (comme dans le cas du VSP avec faible déport), la possibilité d'évaluer avec confiance plusieurs pièces du tenseur de rigidité sera grandement réduite (Dewangan and Grechka, 2003). Certains paramètres seront mieux estimés avec des déports suffisamment grands tandis que d'autres requièrent en plus une distribution azimutale

étendue. Dans le cas d'une géométrie VTI, une couverture azimutale réduite n'influencera pas le résultat.

## 3.2 Synthèse de la méthode et des résultats

### 3.2.1 Acquisition de données VSP

Des travaux de VSP ont été effectués sur le territoire de la Montérégie-Est. Des données 9-C ont été acquises pour observer et quantifier les effets de l'anisotropie des argiles de la mer de Champlain. La Figure 3.4a présente le géophone de forage à trois composantes utilisé pour mesurer la réponse sismique alors que la Figure 3.4b montre la source sismique vibrante utilisée.



**Figure 3.4** Équipement utilisé pour la réalisation du levé VSP en Montérégie-Est a) Géophone 3C de puits avec trépied b) Source vibrante portable permettant d'émettre 3 polarisations d'ondes sismiques (P,SV,SH).

Deux VSP avec départ croissant suivant deux directions perpendiculaires se croisant vis-à-vis le forage ont été réalisés. Le forage a révélé la présence de plus de 25 m d'argile de la mer de Champlain peu consolidé et une profondeur au roc d'environ 29 m. Des enregistrements du signal sismique sur trois composantes orthogonales ont été faits à tous les mètres jusqu'à l'interface du roc pour des positions de source entre 3.1 m et



29.1 m avec un pas de 2 m entre chaque position de source. Neuf enregistrements (trois polarisations de sources multipliées par trois directions de géophone) de 29 traces sont disponibles pour chacune des positions de la source. Les détails sur les enregistrements brutes et la présence des différentes polarisations d'ondes sismiques sont présentés à l'article II.

### **3.2.2 Estimation et validation des paramètres d'anisotropie**

À partir de ces enregistrements et en se représentant la séquence stratigraphique d'argile marine comme une succession de couches minces apparentées au *shale*, l'hypothèse de travail initiale a considéré un milieu isotrope transverse. Les paramètres de Thomsen ont donc été estimés pour le cas VTI par inversion des temps de parcours des arrivées direct du VSP. Les équations théoriques de vitesse de phase des polarisations P, SV et SH ont été calées aux vitesses estimées à partir de pointés des premières arrivées sur les différentes composantes du signal. Une modélisation par traçage de rais anisotrope (Giroux and Larouche, 2013) a permis cette estimation à partir des temps de parcours mesurés sur les données. Plus de précisions sur le processus d'inversion des paramètres d'anisotropie sont présentées à l'article II et la Table 3.1 résume les plages des valeurs estimées. L'inversion a été réalisée pour des profondeurs de géophone allant de 4 m à 29 m. Les données pour un géophone à une profondeur de 1,2, et 3 m n'ont pas été considérées puisque le temps de l'arrivée de l'onde directe était difficile à établir à ces positions.

Afin de valider ces estimations, deux approches ont été utilisées: l'inversion tomographique et la modélisation directe. En utilisant les mêmes données d'entrées (pointés manuels des premières arrivées) que pour la précédente inversion, le logiciel *bh\_tomo* (Giroux et al., 2007; Gloaguen et al., 2005) a permis d'obtenir des estimations supplémentaires des vitesses verticales des trois polarisations d'ondes P, SV et SH. L'algorithme fournit également le rapport de la vitesse horizontale sur la vitesse verticale qui est un indice révélateur de l'anisotropie pour les polarisation P et SH (voir équations de vitesses en milieu anisotrope à l'article II). Les résultats obtenus tendent à

valider l'inversion des paramètres de Thomsen et suggèrent des augmentations d'environ 20% de la vitesse des ondes SH horizontalement par rapport à celle verticale et de près de 50% pour les ondes P. Un code de modélisation directe anisotrope dans le domaine du temps (Giroux, 2012) a permis de confirmer qu'il était possible de reproduire les données obtenues en utilisant les paramètres provenant de l'inversion (sismogrammes synthétiques à l'article II).

**Table 3.1 Résumé des résultats de l'inversion des paramètres d'anisotropie pour un milieu VTI.**  
 \*(seules les valeurs avec une estimation contenant une erreur associée inférieure à 10% sont comptabilisés)

<b>Paramètre de Thomsen</b>	$V_{p0}$ (m/s)	$V_{s0}$ (m/s)	$\gamma$	$\delta$	$\epsilon$	$\eta$
<b>Min.</b>	785	71	0.19	0.11	0.12	-0.006
<b>Max.</b>	1300	103	0.45	0.47	0.48	-0.005
<b>Moy.</b>	985	86	0.25	0.29	0.29	-0.005

#### **4 VALIDATION, INTÉGRATION ET PROPAGATION DES INTERPRÉTATIONS**

Lorsque l'acquisition et le traitement des données sont efficaces et permettent d'obtenir des images de la sous-surface menant à des interprétations robustes, l'étape suivante consiste à intégrer cette information de manière optimale dans les modèles de sous surface (encadré du bas Figure 2.3). En plus des données de sismique réflexion, nous avons intégré des données de sources variées (EM, CPT, puits), à différentes échelles et résolutions pour la construction des interfaces d'un modèle hydrostratigraphique régionale (voir Figure 1.2).

Cette section décrit d'abord la zone à l'étude ainsi que les méthodes et les applications récentes en hydrogéophysique régionale. Comme les sections précédentes ont décrit abondamment la méthode sismique réflexion, ses fondements ne sont pas revus ici. Quelques-uns des moyens géostatistiques permettant de propager l'information spatialement sont abordés et la méthode choisie est ensuite présentée. En complément, suit une synthèse de la méthodologie et des résultats de validation, d'interprétation et d'intégration. Ces aspects se retrouvent dans l'article III de manière plus exhaustive.

#### **4.1 Région d'étude**

Situé à l'est de la grande région de Montréal, le site à l'étude nommé Montérégie-Est couvre trois bassins versants et a une surface totale de 9 000 km<sup>2</sup>. Les unités stratigraphiques des dépôts meubles principales sont une fine couche sableuse discontinue à granulométrie moyenne, une couche discontinue d'épaisseur variable d'argile de la Mer de Champlain reposant sur un till lui aussi discontinu d'épaisseur variable. La partie Nord de la région est constituée principalement de sédiments marins de la Mer de Champlain pouvant atteindre près de 60 mètres d'épaisseur. Dans la partie Sud de la région, l'épaisseur des sédiments marins est beaucoup plus faible, la surface du roc plus près de la surface et l'unité de till est beaucoup plus continue dans cette partie que partout ailleurs sur le site. La Figure 4.1 présente la région d'étude et la distribution des dépôts sédimentaires de surface.

#### **4.2 Hydrogéophysique régionale**

L'idée d'utiliser les méthodes géophysiques afin d'aider la caractérisation environnementale n'est pas nouvelle. Cependant, originalement, les méthodes géophysiques étaient surtout utilisées de manière qualitative. L'hydrogéophysique s'est développée dans les dernières années afin de déterminer le potentiel des méthodes géophysiques à fournir de l'information quantitative et continue sur les propriétés physiques du sous-sol, et de ses paramètres et processus hydrogéologiques (Rubin and Hubbard, 2005).

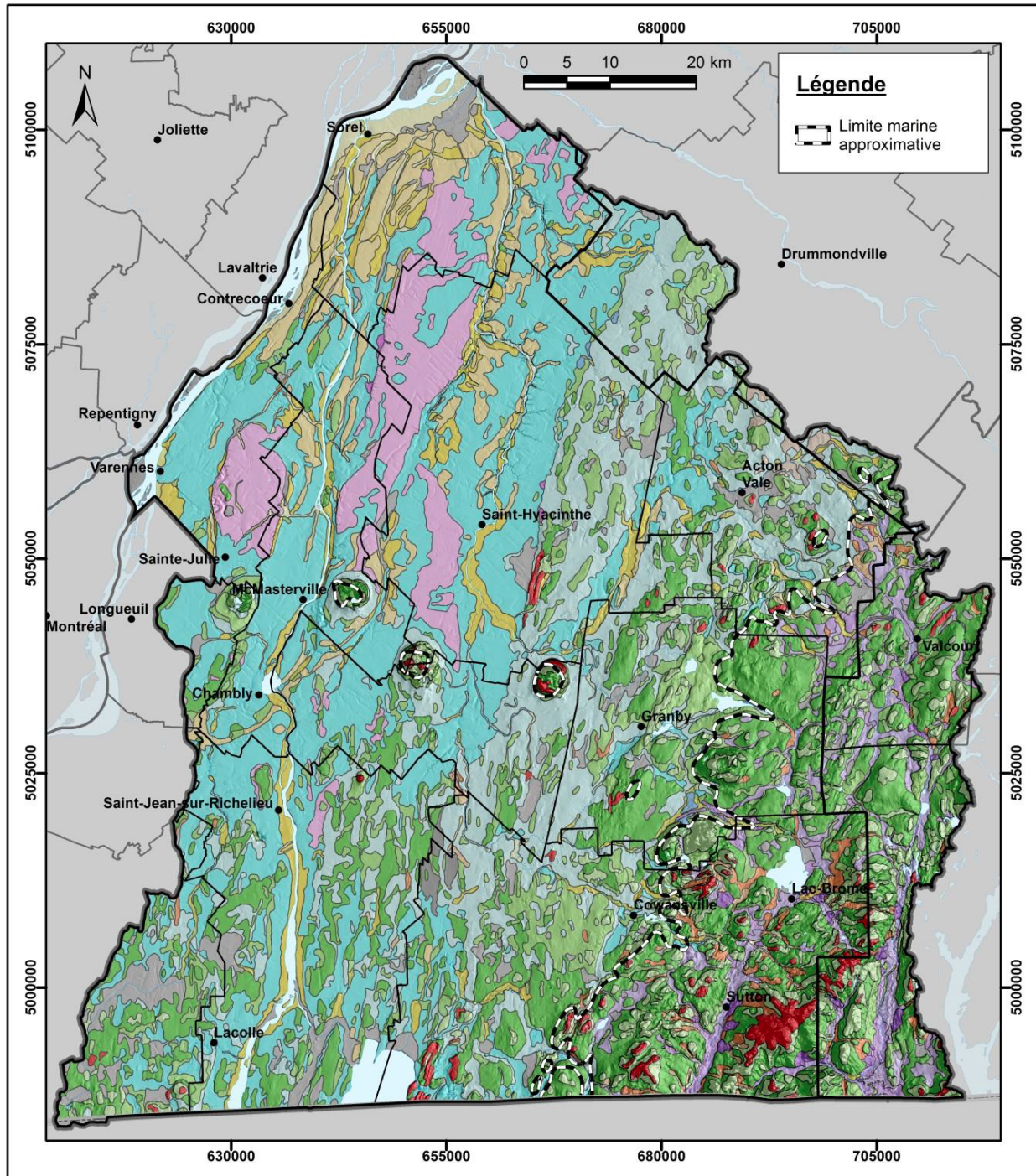


Figure 4.1 Carte présentant la localisation de la région d'étude et la couverture superficielle géologique (Lefebvre et al., 2013). Gris : Matière organique ; Jaune : Sédiments alluviaux (sable) ; Bleu : Sédiments marins (argile) ; Rose : Sédiments lacustres ; Mauve : Sédiments glaciolacustres ; Vert : Sédiments glaciaires (till) ; Rouge : Roche en place.

Un des défis est de reconnaître les méthodes géophysiques appropriées en fonction des objectifs à atteindre. Dans le contexte de la caractérisation régionale, comme en Montérégie-Est, l'objectif principal est de caractériser la continuité latérale des unités. Les méthodes retenues doivent donc permettre une acquisition rapide, à forte densité spatiale et à grande échelle dans les zones d'intérêt. Dans le cas particulier de la caractérisation de la vulnérabilité des eaux souterraines de Montérégie-Est et de l'étude des dépôts meubles, la partie sud ne requérait pas nécessairement de données supplémentaires puisqu'elle possédait déjà suffisamment de forages et que l'épaisseur des dépôts meubles est faible (< 10m). En revanche, dans la partie Nord, le manque de forages et l'épaisseur supposée variable des dépôts nécessitait l'acquisition de données indirectes (géophysique de surface). La caractérisation de l'épaisseur de ces dépôts meubles est cruciale afin de comprendre la recharge de l'aquifère et sa vulnérabilité. Les méthodes sismiques réfraction et réflexion ont été envisagées car les vitesses de propagation des ondes (S notamment) sont très caractéristiques des matériaux géologiques rencontrés en Montérégie.

Une autre méthode, moins précise, mais plus abordable a été déployée. Il s'agit du TEM au sol couplé à quelques lignes de TEM aéroporté. La méthode de TEM est sensible aux changements de conductivité électrique et est donc sensible à la présence des argiles conductrices reposant sur un till et un roc plus résistant. La stratégie de localisation des stations TEM a été faite afin d'être co-localisée avec quelques lignes sismique à des fins de calibration, mais aussi afin de couvrir les zones non-couvertes par la sismique.

Pour finir, la dernière méthode géophysique de surface utilisée a été la tomographie électrique ou ERT. Cette méthode, comme l'indique son nom, est sensible à la résistivité, mais, permet de fournir des profils continus et de très grande précision en comparaison au TEM. L'ERT a donc été déployée dans des zones spécifiques ou des anomalies de petites tailles avaient été localisées par les autres méthodes.

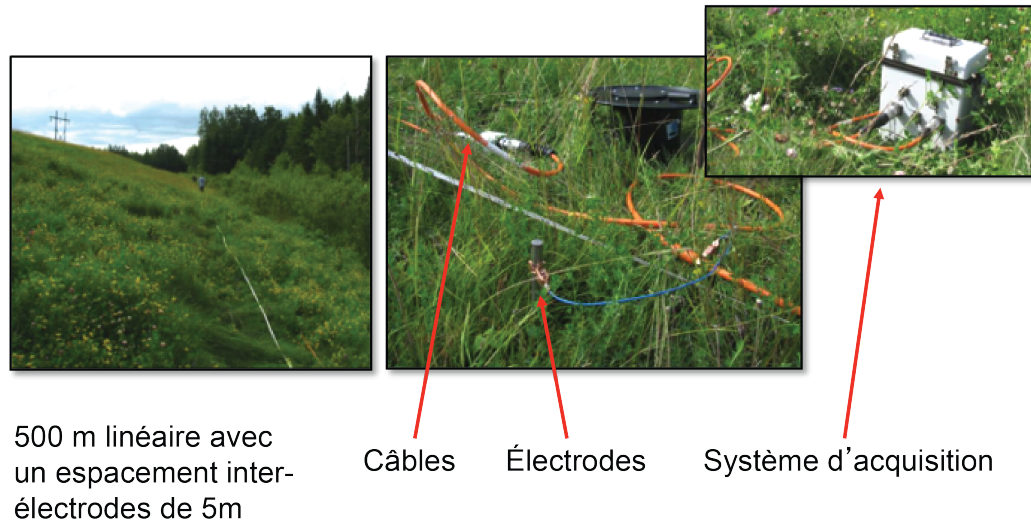
### 4.2.1 La méthode ERT

La méthode ERT sert à mesurer la distribution spatiale de la résistivité des matériaux du sous-sol le long de profils. La résistivité des matériaux géologiques meubles permet souvent de les caractériser (Rubin and Hubbard, 2005). Cependant, la résistivité du sous-sol ne dépend pas seulement des caractéristiques de la matrice poreuse, mais surtout de son contenu en fluide, de la présence d'ions dissouts (contamination) et du contenu en argile.

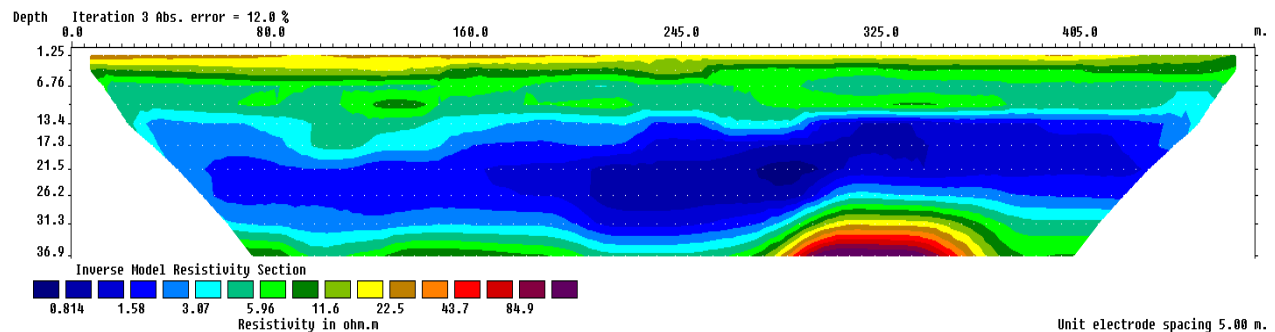
Le principe de base de l'acquisition des mesures est relativement simple. Il suffit de placer un certain nombre de quadripôles d'électrodes dans le sol ou dans deux forages près l'un de l'autre, d'injecter un courant continu (DC) avec un des dipôles et de calculer la résistance du sol en fonction de la géométrie des électrodes et de la différence de potentielle mesurée à l'autre dipôle (principes et configurations, disponibles dans Binley and Kemna (2005) et Zonge et al. (2005)). Les premières applications sont apparues au début des années 1900 et fournissaient des réponses plutôt qualitatives pour la recherche de gisements de sulfures massifs. Au cours des trente dernières années, les nouveaux systèmes d'acquisition avec disques durs et processeurs intégrés, l'augmentation du pouvoir de calcul des ordinateurs et l'avènement d'algorithmes d'inversion non-linéaire (Tripp et al., 1984) et de modélisation par différences finies (Oldenburg and Li, 1994) ont permis la production de sections électriques 2D de bonne qualité permettant une interprétation plus facile et exprimant un aspect quantitatif important. Par exemple, certaines applications récentes en hydrogéologie utilisent la structure spatiale des sections de résistivité pour définir l'étendue d'un panache de contamination (Bélanger, 2011) et se servent des gammes de résistivité mesurées pour caractériser une intrusion d'eau saline (Zarroca et al., 2011). La Figure 4.2 présente le matériel et la configuration (dipole-dipole) utilisée pour ce type de levés en Montérégie. Un exemple de section 2D inversée confirmant la présence d'eau saline dans le roc (bleu), d'une couche d'argile (vert) et d'une lentille de sable discontinue (jaune) est illustré à la Figure 4.3.



Le logiciel d'inversion utilisé est le logiciel res2dinv. C'est un algorithme d'inversion par moindres carrés amorti par la méthode de Marquardt-Levenberg avec une contrainte de compacité (inversion dite robuste).



**Figure 4.2 Configuration et matériel utilisé lors de levés de tomographie de résistivité électrique (ERT) en Montérégie-Est**



**Figure 4.3 Profil 2D de tomographie de résistivité électrique (ERT) montrant la présence d'eau saline en Montérégie-Est**

## 4.2.2 Les méthodes TEM

Pour ce qui est des TEM, elles permettent d'obtenir des profils verticaux 1D ou pseudo-2D ou 3D (si plusieurs sondages le long d'une ligne ou sur une surface) de résistivité apparente du sol. Une boucle émettrice génère un champ magnétique primaire. Lorsque le courant est coupé, une force électromotrice est induite à proximité de la boucle et génère des courants de Foucault. Ces courants de Foucault produisent un

champ magnétique secondaire. Une boucle réceptrice mesure (dans la majorité des cas) la composante verticale de ce champs pendant une période de temps prédéfinie. La décroissance du champ magnétique en fonction du temps ( $dB/dt$ ) permet de déduire par inversion la résistivité du sol selon un modèle *a priori*. Une revue complète de la théorie, des paramètres d'acquisition et du traitement des données est présentée dans Nabighian and Macnae (1991). La Figure 4.4 présente une schématisation du fonctionnement de la méthode.

Le développement de la méthode électromagnétique transitoire est assez récent et a pris de l'importance au milieu des années 80. Les gains technologiques en électronique et en informatique ont permis de fournir au cours de cette période des solutions pour la prise de mesure sur des échelles de temps hautement variables et des améliorations sur le temps de calcul ordinateur pour le traitement des données (Christiansen et al., 2009). Le début des applications de cette méthode à la caractérisation hydrogéologique est survenu suite à l'étude de faisabilité par modèles numériques réalisée par Fitterman and Stewart (1986). Par la suite, quelques études ont prouvé la pertinence et l'efficacité de son utilisation (Albouy et al., 2001; Mills et al., 1988) et d'autres ont même contribué à développer l'instrumentation la rendant encore plus efficace pour les problématiques liées à l'eau souterraine (Danielsen et al., 2003). Récemment, les applications du TEM pour des applications hydrogéologiques ont subi un essor fulgurant grâce au développement de systèmes aéroportés optimisés pour les mesures de la proche surface (Danielsen et al., 2003).

Pour le projet en Montérégie-Est, la configuration des mesures au sol consistait en une boucle réceptrice centrale de 5m x 5m avec une boucle émettrice de 20m x 20m afin d'obtenir des profondeurs d'investigations suffisantes. Cette géométrie était également forcé par des contraintes de déploiement sur le terrain (15 à 25 mètres). Le courant injecté était de 3 ampères, la plupart du temps.



Le logiciel utilisé pour l'inversion des mesures au sol est le logiciel SEMDI qui utilise une contrainte de continuité latérale permettant d'éviter les fortes variations des résistivités entre les sondages proches. Le logiciel génère un modèle discret bidimensionnel de la résistivité (nombre de couches et résistivité unique par couche).

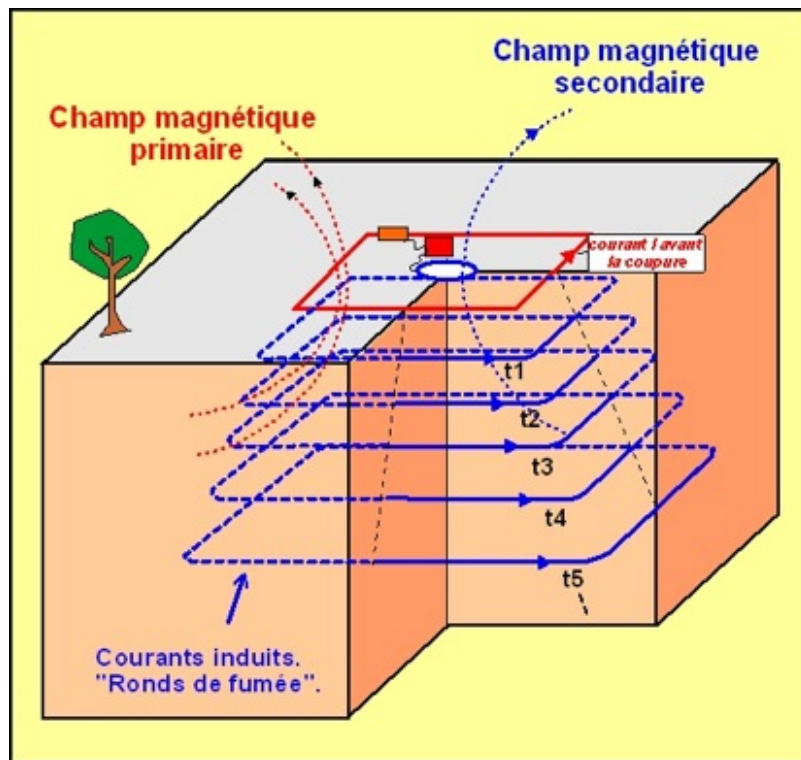


Figure 4.4 Explication schématisée du fonctionnement théorique de la méthode électromagnétique transitoire dans le domaine du temps (TDEM) (tirée de Krivocheva (2002))

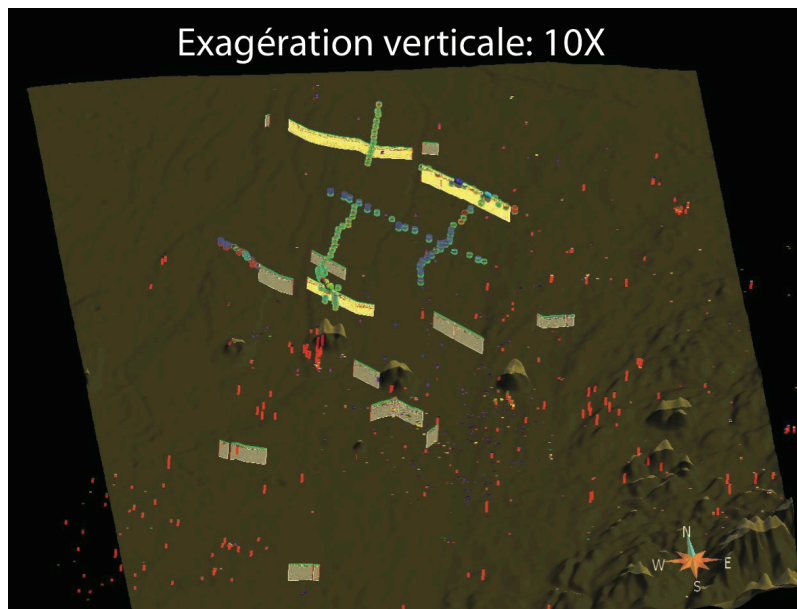
### 4.3 Intégration des données

Les données disponibles pour le projet de recherche proviennent principalement de compilations de rapports de consultants, de bases de données gouvernementales et d'une vaste campagne de mesures menée en grande partie au cours des années 2009 et 2010 par l'INRS-ETE et la CGC. Des cartes montrant leur distribution spatiale sur le site à l'étude sont présentées à l'article III. De toutes les données recueillies dans les études et les rapports précédents de la région d'étude, les rapports de forages

contenant des descriptions lithologiques pertinentes et validées (détails dans Lefebvre et al., (2013)) ont été gardées pour le projet.

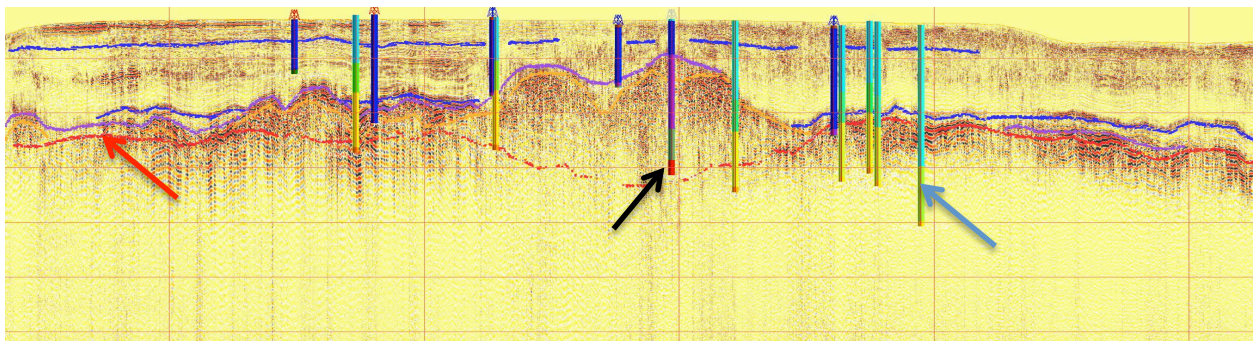
Environ 100 km de levés sismique réflexion 2D, 200 km de levés électromagnétique dans le domaine du temps (TDEM) et près de 10 km d'imagerie par tomographie électrique ont également été acquis. Par ailleurs, des sondages CPT et rotoperçusion (RPSS) ont été réalisés le long des différents profils géophysiques sur le site d'étude. Un des objectifs de ces mesures était d'obtenir de l'information de haute qualité et à haute résolution sur la séquence stratigraphique permettant la validation des interprétations et traitements de données géophysiques.

Dans la perspective de combiner l'information provenant des mesures directes et indirectes afin de mieux représenter la distribution des faciès hydrauliques sur la région d'étude, toutes les données disponibles ont été intégrées dans un logiciel SIG 3D (Mallet, 1992). La Figure 4.5 présente un aperçu de l'intégration des données dans le SIG.



**Figure 4.5 Aperçu global de l'intégration des données disponibles à l'échelle régionale sur tout le territoire la Montérégie-Est. La translucide surface représente le DEM.**

Un des avantages d'avoir des données de plusieurs sources intégrées dans un même logiciel SIG 3D est de pouvoir procéder à une validation croisée du traitement appliquée sur chacune des méthodes par examen des mesures co-localisées. De plus, la superposition de données de haute résolution en forage sur des profils de mesures indirectes 2D ou pseudo-2D de surface permet une première interprétation des interfaces entre les différentes lithologies. À la Figure 4.6, la projection de données TDEM et CPT sur une portion d'une coupe sismique permet de valider le modèle de couche du TDEM et de s'assurer que les signatures sismiques identifiées correspondent bien aux bonnes interfaces stratigraphiques. La disponibilité de données co-localisées a permis une opération de validation itérative de la séquence **traitement de données – interprétation – intégration** visant l'amélioration de la correspondance aux interfaces stratigraphique fournie par chacune des mesures. Par la même opération, il a été possible de discriminer qualitativement les données issues de chacune des mesures par un index de fiabilité.



**Figure 4.6 Exemple de validation de données par intégration: projection de données TDEM (flèche bleu) et CPT(flèche noir) sur une section sismique et son interprétation (flèche rouge).**

Une fois les mesures validées sur plusieurs de ces coupes, elles sont regroupées en données secondaires discriminées et serviront à la construction du modèle hydrostratigraphique. En effet, en utilisant les descriptions de forages interprétées comme données principales et les interfaces identifiées par les données géophysiques, il sera possible d'interpoler des surfaces définissant les principales interfaces géologiques dominantes, notamment l'interface du roc avec les dépôts meubles.

#### 4.4 Interpolation de données

Les méthodes géophysiques utilisées dans cette thèse produisent un nombre important de données provenant de différents capteurs et ne mesurant pas la même chose. Toutes ces données (sismique, CPT, TEM) doivent être intégrées avec les données primaires afin de fournir un modèle de la variable d'intérêt (porosité, cartographie des interfaces). Les approches géostatistiques sont de plus en plus utilisées dans les domaines de recherche liés à l'hydrogéologie pour interpoler l'information géologique et hydrogéologique dans un modèle 2D et 3D à partir de données directes et/ou indirectes (Falivene et al., 2007; Bayer et al., 2011; dell'Arciprete et al., 2011).

La géostatistique appliquée à l'hydrogéologie s'est surtout attaquée à la fusion de données géophysiques et hydrogéologiques (e.g Dubreuil-Boisclair et al. (2011)), ainsi qu'à la simulation des propriétés hydrogéologiques à l'échelle locale (quelques mètres à quelques centaines de mètres) afin de mieux représenter l'incertitude et la connectivité des valeurs extrêmes qui dirigent le transport de masse. Dans le cas de la caractérisation régionale, il n'est pas toujours réaliste de vouloir fournir des modèles géostatistiques de porosité ou de conductivité hydraulique en raison du nombre restreint de données de puits en rapport avec la surface à caractériser. En revanche un des défis important est de pouvoir cartographier avec le plus de précision possible les interfaces entre les différentes couches géologiques qui contrôlent l'écoulement des fluides et la vulnérabilité des aquifères.

Malgré plusieurs décennies de développement en géostatistiques, le krigeage (Matheron, 1963) est encore probablement l'interpolateur géostatistique le plus répandu. Pour assigner l'information de valeurs continues ou discrètes aux endroits non échantillonnés, il utilise une combinaison linéaire des données d'intérêt mesurées (ou données dures). Sa principale caractéristique est de minimiser la variance d'estimation et il constitue ainsi le meilleur interpolateur linéaire sans biais. La structure spatiale des données primaires est contrainte par le variogramme théorique afin de trouver les poids

linéaires de krigeage optimaux. Le krigeage est dit simple si la moyenne globale est supposée connue (Journel and Huijbregts, 1978). Plusieurs techniques permettent de relaxer l'hypothèse de stationnarité stricte de la moyenne (krigeage ordinaire, krigeage universel, krigeage à moyenne mobile, ...). Toutefois, plus le modèle est complexe, plus le nombre de données de la variable primaire doit être important (Chilès and Delfiner, 1999).

Si la variable primaire est mal ou peu échantillonnée, il est également possible d'utiliser l'information contenue dans une variable secondaire pour procéder à une estimation linéaire et sans biais en utilisant le cokrigeage. Plus l'information secondaire est corrélée à la variable primaire par rapport au nombre de données primaires, plus cette opération devient efficace. De plus, la contribution de la variable secondaire dépend de la continuité spatiale, de la distribution des données conditionnantes primaires et secondaires et de leur densité respective (Goovaerts, 1997). Cependant, lorsque la variable secondaire est beaucoup plus densément échantillonnée que la variable primaire (e.g Comeau (2009)), certains problèmes (système numérique de cokrigeage) avec cette méthode peuvent être observés en raison de la différence de corrélation entre les valeurs secondaires près des valeurs primaires et celles en étant éloignées. En introduisant un voisinage de données secondaires admises pour chacune des valeurs de la variable primaire échantillonnée, le cokrigeage co-localisé (Almeida and Journel, 1994) arrive à surmonter ces problèmes. De plus, le système de cokrigeage à résoudre est beaucoup moins grand et cela rend le temps de calcul moindre.

Une autre méthode de plus en plus utilisée pour l'interpolation de géosurface est le krigeage avec dérive externe (KED). Ce type de krigeage considère qu'une variable secondaire mesurée de manière continue sur l'ensemble de la zone à l'étude est une bonne approximation de la moyenne locale. Le choix de la technique à utiliser doit être basé sur les connaissances de la problématique, mais, aussi, par la validation croisée (Chilès and Delfiner, 1999). Asli and Marcotte (1995) ont montré que les méthodes d'interpolation bivariées comme le KED et le cokrigeage performaient bien pour des

relations linéaires fortes. Cependant, Desbarat et al., (2002) ont montré que le KED fonctionnait mieux pour des relations faiblement non-linéaires.

Dans le domaine de la caractérisation hydrogéologique régionale, Desbarats et al. (2002) proposent d'utiliser le KED pour interpoler la surface de la nappe phréatique en utilisant un modèle digital d'élévation (DEM). La fonction externe, aussi appelée dérive, est une variable qui ne présente pas de variations abruptes et qui sert de moyenne locale pour le krigeage de la variable principale. Comme pour le cokrigeage co-localisé, la variable secondaire doit être disponible pour tous les points à estimer.

#### **4.5 Synthèse de la méthodologie et des résultats**

L'approche proposée dans cette thèse favorise l'intégration et la validation de toutes les données disponibles pour construire un modèle stratigraphique. En utilisant le krigeage avec dérive externe, un algorithme géostatistique bien connu et documenté, l'interpolation de la surface du roc (interface entre le socle rocheux et le milieu sédimentaire) a été calculée. La méthodologie tient compte de la résolution des mesures intégrées et de la fiabilité de ces dernières dans un contexte régional. La Figure 4.7 résume les travaux d'analyse des données jusqu'à la production des résultats. L'utilisation d'un outil comme le KED requiert la présence de trois principaux éléments : (1) une dérive qui fournit la tendance, (2) un modèle de covariance et (3) des données conditionnantes. Ces données conditionnantes ayant servi à l'interpolation finale sont les données de forage qui ont été préalablement validées et qui provenaient de sources fiables (Ministère des Transport, firme de consultants, INRS).

Premièrement, la position des affleurements observés, l'interprétation des données de sismique réflexion, les données de forage des puisatiers (SIH) et les interprétations de TEM ont servi à construire la dérive externe. En utilisant l'algorithme DSI (*Discrete Smooth Interpolator*, Mallet (1989)), la dérive externe a pu être estimée sur toute la région à l'étude en optimisant la correspondance aux données selon le niveau de

confiance en chacune des mesures. Deuxièmement, la covariance des données primaires a été modélisée à deux échelles grâce à une utilisation judicieuse des profils sismiques. D'abord, au lieu d'utiliser un modèle *pépite* pour tenir compte des variations des petites portées, une analyse variographique des interprétations sur les données de sismique réflexion a été réalisée. L'hypothèse est que, même si les données sismiques ne sont pas parfaites, la structure spatiale de l'interface au roc tel qu'imaginé par la sismique est similaire aux variations spatiales de la « vraie » interface. Ainsi, cette structure de petite portée a été incluse à l'intérieur du modèle de variogramme grande échelle établi à partir des seules données primaires.

La carte d'élévation de l'interface du roc interpolé (présenté à l'article III) a l'avantage de présenter des variations lisses à grande échelle qui honore la variation du contexte géologique à l'échelle régionale. Cependant, elle possède l'avantage de reproduire une texture spatiale qui reproduit les variations à petite échelle attendues d'une telle surface. L'interface construite respecte les données conditionnantes là où elles sont disponibles et se rapproche de la dérive externe lorsqu'elle s'en éloigne. De plus, cette surface peut être utilisée comme outil de réinterprétation de mesures géophysiques lorsque celles-ci ne reproduisent pas les données de forages considérées comme plus fiables (voir article III).

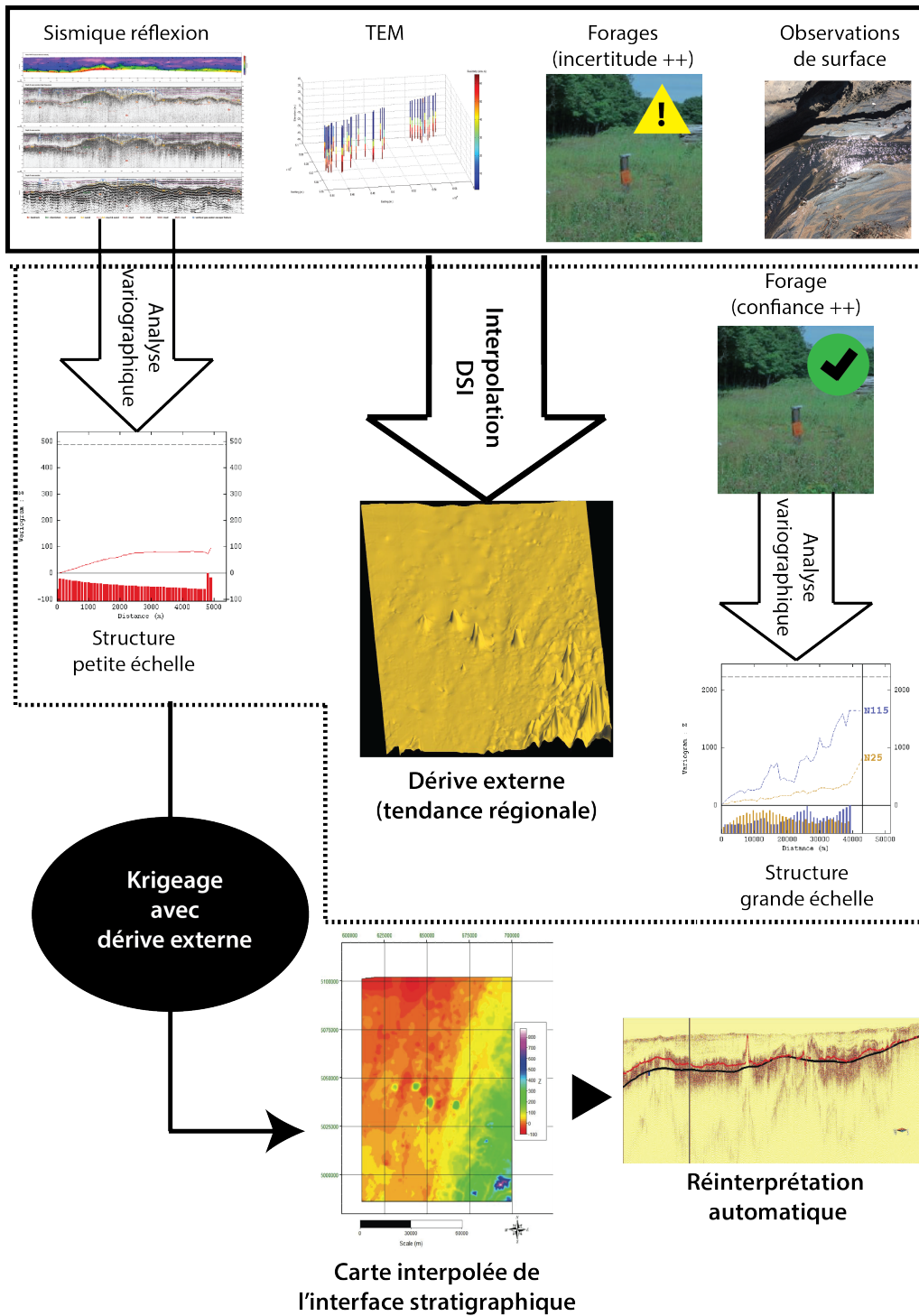


Figure 4.7 Séquence d'analyse de données menant à l'interpolation d'un interface stratigraphique par krigeage avec dérive externe



## 5 CONCLUSION

Cette thèse propose une intervention sur des points précis et encore non abordés du cadre général d'acquisition, de traitement et d'intégration de données géophysiques pour la caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale. Les principaux développements méthodologiques et technologiques ciblant ces différents aspects ont été présentés au sein de cette partie synthèse. L'approche présentée favorise une plus grande utilisation de méthodes indirectes (géophysique de surface et en puits) et leur assimilation avec les mesures directes (forages).

Au niveau de l'acquisition de données de sismique réflexion, un algorithme permettant le traitement « en temps réel » du signal a été programmé. Ce dernier est prévu pour être distribué en logiciel libre et évolutif. Les impacts de cette amélioration pour l'hydrogéophysique régionale sont considérables:

- Augmentation de l'utilisation de la sismique réflexion pour les projets nécessitant une prise de décision rapide de terrain (e.g positionnement optimal de forages) ;
- Possibilité de prendre une décision de modifier de la configuration d'acquisition d'un levé directement sur le terrain ;
- Réduction des coûts associés à la réalisation d'un levé couvrant une grande distance causé par une diminution significative du temps requis pour le traitement subséquent des données.

La disponibilité d'un tel outil devrait accroître l'utilisation de la sismique réflexion pour les projets de génie civil et de caractérisation environnementale et hydrogéologique. Les développements futurs du logiciel qui permettront d'accroître sa portée sont:

- Utilisation des ondes de surface pour améliorer le modèle de vitesse en analysant automatiquement les données d'entrée pour générer des courbes de dispersion ;

- En analysant les ondes de surface, l'information retirée pourrait permettre de les supprimer de l'enregistrement pour améliorer le rapport signal/bruit lors du traitement de sismique réflexion.

Du côté du traitement des données, des profils sismiques verticaux en déport croissant ont été acquis et analysés pour quantifier l'anisotropie sismique des argiles marines de la région d'étude. Quelques constats ressortent de cet étude et influencent précisément l'utilisation de la sismique dans les argiles peu consolidés, mais s'applique de façon plus générale, à la réalisation de levés pour la proche surface :

- Les modes de polarisation P et SH des ondes sismiques voyagent plus rapidement horizontalement que verticalement dans les argiles peu consolidées de la mer de Champlain. En mode SV, la vitesse de propagation maximale est à un angle de 45 degrés ;
- Le modèle VTI impliquant que l'argile se comporte comme une série de couches minces explique la majorité des résultats observés lors du levé VSP ;
- Une attention particulière à la configuration des levés de surface (déport, polarisation de la source) doit être accordée en présence de milieux anisotropes comme l'argile de Montérégie-Est, même pour les investigations de faibles profondeurs ;
- Les ingénieurs civils qui procèdent à des études géotechniques qui utilisent les vitesses des ondes de cisaillement pour établir des normes de sécurité sur les constructions devraient être concernés par la présence d'anisotropie qui peut influencer leur résultat et avoir des impacts sur leurs évaluations du risque sismique.

Des travaux supplémentaires pourraient être réalisés pour expliquer la totalité des observations et leurs conséquences :

- Les résultats de VSP avec déport croissant comprenant une plus grande couverture azimutale pour venir confirmer ou infirmer l'effet d'une possible altération des argile qui conduit au comportement d'un milieu orthorombique ;

- Les paramètres de Thomsen estimés pourraient servir à la correction non-hyperbolique des CMP sur un levé de surface avec un déport plus important que ceux réalisés dans le cadre du projet en Montérégie-Est.

Enfin, une méthodologie d'assimilation de données a été proposée et appliquée au sein du projet de caractérisation hydrogéologique régionale en Montérégie-Est pour interpoler l'interface du roc. Cette approche permet :

- D'utiliser toutes les données disponibles en tenant compte de leur résolution, échelle et de la certitude de l'interprétation en découlant ;
- De considérer la structure spatiale des interprétations de mesures géophysiques pour assigner un modèle de covariance à petite échelle ;
- De regrouper en une seule méta-variable optimale toute l'information de non stationnarité de la variable principale (profondeur au roc) ;
- D'interpoler la variable principale (données conditionnantes) en une seule opération sans avoir à morceler la région d'étude en sous-zones de moyenne stationnaire.
- De réinterpréter les sections sismiques en améliorant la correspondance aux données de forage à haut niveau de confiance.

L'approche développée a permis de construire l'interface du roc (la plus complexe pour la région) dans une étude de cas, mais peut facilement aider à générer la totalité des couches pour la construction d'un modèle 3D. Cette méthodologie est transposable tel quel pour toutes autres applications en sciences de la Terre requérant l'interpolation d'interfaces. Pour aller plus loin dans le processus de caractérisation hydrogéophysique régionale, la prochaine étape serait l'utilisation des propriétés physiques mesurées (vitesse sismiques, résistivité) pour définir des relations de "type pétrophysique" avec les données d'intérêt en hydrogéologie (porosité, conductivité hydraulique, concentrations) pour obtenir des modèles 3D de propriétés hydrauliques servant à la modélisation de l'écoulement souterrain et du transport de masse.

## 6 RÉFÉRENCES

- Abbiss, C.P., 2011. Prediction of long-term settlement on soft clay using shear wave velocity and damping characteristics. *Eng. Geol.* 123, 259–270. doi:10.1016/j.enggeo.2011.06.004.
- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotondrasoana, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join, J.L., Rasolomanana, E., 2001. Mapping Coastal Aquifers by Joint Inversion of DC and TEM Soundings-Three Case Histories. *Ground Water* 39, 87–97.
- Alkhalifah, T., Tsvankin, I., 1995. Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics* 60, 1550–1566. doi:10.1190/1.1443888.
- Almeida, A.S., Journel, A.G., 1994. Joint simulation of multiple variables with a Markov-type coregionalization model. *Math. Geol.* 26, 565–588. doi:10.1007/BF02089242.
- Anderson, M., Aiken, J., Webb, E., Mickelson, D., 1999. Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. *Sediment. Geol.* 129, 187–199. doi:10.1016/S0037-0738(99)00015-9
- Asli, M., Marcotte, D., 1995. Comparaison of approaches to spatial estimation in a biariate contexte. *Math. Geol.* 27, 641–658.
- Bates, C., Phillips, D., 2000. Multi-component seismic surveying for near surface investigations: examples from central Wyoming and southern England. *J. Appl. Geophys.* 44, 257–273. doi:10.1016/S0926-9851(99)00017-8
- Bayer, P., Huggenberger, P., Renard, P., Comunian, a., Straubhaar, J., 2011. Three-dimensional high resolution fluvio-glacial aquifer analog – Part 2: Geostatistical modeling. *J. Hydrol.* 405, 10–23. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.037

- Beaudin, I., Beaudry, C., Benoît, N., Carrier, M., St-Laurnet, I., Vigneault, H., Gloaguen, E., Parent, M., Michaud, A., Lefebvre, R., 2010. PREMIER RAPPORT D'ÉTAPE ( Version préliminaire ) Projet de connaissance sur les eaux souterraines en Montérégie Est Réalisé par ( en ordre alphabétique ).
- Bélanger, C., 2011. Intégration 3D de données hydrogéophysique pour la caractérisation de l'aquifère entourant le site d'enfouissement sanitaire de Saint-Lambert-de-Lauzon, Québec. INRS-ETE.
- Bellefleur, G., Survey, G., Adam, L., White, D., 2003. Seismic imaging and anisotropy analysis of 9C 3D-VSP data at Weyburn Field, Saskatchewan, Canada. 2003 SEG Annu. ... 3–6.
- Binley, A., Kemna, A., 2005. DC Resistivity and Induced Polarization Methods, in: Hydrogeophysics. Springer Netherland, pp. 126–156.
- Blouin, M., Martel, R., Gloaguen, E., 2013. Accounting for aquifer heterogeneity from geological data to management tools. *Ground Water* 51, 421–31. doi:10.1111/j.1745-6584.2012.00982.x
- Bohlen, T., 2002. Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling. *Comput. Geosci.* 28, 887–899.
- Brunet, P., 2014. Utilisation de profils verticaux de charges hydrauliques pour contraindre la représentation géostatistique de l'hétérogénéité dans un aquifère granulaire. Institut Natinal de la Recherche Scientifique.
- Catarious, D.M., Baydush, A.H., Floyd, C.E., 2006. Characterization of difference of Gaussian filters in the detection of mammographic regions. *Med. Phys.* 33, 4104. doi:10.1118/1.2358326

- Chilès, J.P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley, New York.
- Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K.I., 2009. The transient electromagnetic method, in: *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Springer, Berlin, Germany, pp. 179–224.
- Claerbout, J.F., 1986. *Imaging the earth's interior*. Blackwell Science Inc, Stanford University. doi:10.1111/j.1365-246X.1986.tb01086.x
- Comeau, G., 2009. *Caractérisation hydrogéologique et bilan en eau à la base des forces canadiennes de Petawawa, Ontario, Canada*. INRS-ETE.
- Crampin, S., 1985. Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics* 50, 142. doi:10.1190/1.1441824
- Dagan, G., 1985. Stochastic Modeling of Groundwater Flow by Unconditionnal and Conditional Probabilities: The Inverse Problem. *Water Resour. Res.* 21, 65–72.
- Danielsen, J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *J. Appl. Geophys.* 53, 181 – 198. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.004
- De Marsily, G., Delay, F., Gonçalvès, J., Renard, P., Teles, V., Violette, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeol. J.* 13, 161–183.
- dell’Arciprete, D., Bersezio, R., Felletti, F., Giudici, M., Comunian, A., Renard, P., 2011. Comparison of three geostatistical methods for hydrofacies simulation: a test on alluvial sediments. *Hydrogeol. J.* 20, 299–311. doi:10.1007/s10040-011-0808-0

- Desbarats, A.J., Logan, C.E., Hinton, M.J., Sharpe, D.R., 2002. On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *J. Hydrol.* 255, 25–38. doi:10.1016/S0022-1694(01)00504-2
- Dewangan, P., Grechka, V., 2003. Inversion of multicomponent, multiazimuth, walkaway VSP data for the stiffness tensor. *Geophysics* 68, 1022. doi:10.1190/1.1581073
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. An introduction to geophysical exploration, An introduction to geophysical exploration. McGraw-Hill, New-York.
- Dubreuil-Boisclair, C., Gloaguen, E., Marcotte, D., Giroux, B., 2011. Heterogeneous aquifer characterization from ground-penetrating radar tomography and borehole hydrogeophysical data using nonlinear Bayesian simulations. *Geophysics* 76, J13.
- Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., 2014. Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations. *J. Appl. Geophys.* 103, 31–42. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.12.009
- Falivene, O., Cabrera, L., Sáez, A., 2007. Large to intermediate-scale aquifer heterogeneity in fine-grain dominated alluvial fans ( Cenozoic As Pontes Basin , northwestern Spain ): insight based on three-dimensional geostatistical reconstruction. *Hydrogeol. J.* 15, 861–876. doi:10.1007/s10040-007-0187-8
- Fitterman, D.V., Stewart, M.T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics* 51, 995.
- Fogg, G., 1986. Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system. *Water Resour. Res.* 22, 679–694.
- Frei, S., Fleckenstein, J.H., Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2009. Patterns and dynamics of river–aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *J. Hydrol.* 375, 383–393. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.038

- Giroux, B., 2012. Performance of convolutional perfectly matched layers for pseudospectral time domain poroviscoelastic schemes. *Comput. Geosci.* 45, 149–160. doi:10.1016/j.cageo.2011.10.030
- Giroux, B., Gloaguen, E., Chouteau, M., 2007. bh\_tomo—a Matlab borehole georadar 2D tomography package. *Comput. Geosci.* 33, 126–137. doi:10.1016/j.cageo.2006.05.014
- Giroux, B., Larouche, B., 2013. Task-parallel implementation of 3D shortest path raytracing for geophysical applications. *Comput. Geosci.* 54, 130–141. doi:10.1016/j.cageo.2012.12.005
- Giustiniani, M., Tinivella, U., Accaino, F., 2010. P and S reflection and P refraction : An integration for characterising shallow subsurface. *J. Appl. Geophys.* 71, 149–156. doi:10.1016/j.jappgeo.2010.06.004
- Gloaguen, E., Marcotte, D., Chouteau, M., Perroud, H., 2005. Borehole radar velocity inversion using cokriging and cosimulation. *J. Appl. Geophys.* 57, 242–259. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.01.001
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press, USA, New York.
- Gouvernement du Québec, 1997. *Symposium sur la gestion de l'eau au Québec. Document de référence*. Ministère du Conseil exécutif.
- Guardiano, F., Srivastava, R.M., 1993. Multivariate geostatistics: beyond bivariate moments. *Geostatistics-Troia 1*, 133–144.
- Haeni, F., 1988. *Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies*.
- Hardage, B.A., 1983. *Vertical Seismic Profiling*. Geophysical Press.



- Hunter, J., Benjumea, B., Harris, J., Miller, R., Pullan, S., Burns, R., Good, R., 2002. Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 22, 931–941. doi:10.1016/S0267-7261(02)00117-3
- Hunter, J.A., Gagne, R.M., Pullan, S.E., Burns, R.A., Good, R.L., 1984. Short Note Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph-Some simple techniques 49.
- Jarvis, K.D., Knight, R., 2000. Near-surface VSP surveys using the seismic cone penetrometer. *Geophysics* 65, 1048–1056. doi:10.1190/1.1444798
- Jarvis, K.D., Knight, R.J., 2002. Aquifer heterogeneity from SH-wave seismic impedance inversion. *Geophysics* 67, 1548–1557. doi:10.1190/1.1512800
- Jørgensen, F., Sandersen, P.P.B.E., Auken, E., Lykke-andersen, H., Jørgensen, F., Sørensen, K., 2005. Contributions to the geological mapping of Mors , Denmark – A study based on a large-scale TEM survey. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 53–75.
- Journel, A., Huijbregts, C.J., 1978. *Mining geostatistics*, New York. Academic Press, New York.
- Koesoemadinata, A., Bachrach, R., Bakulin, A., Woodward, M., Osypov, K.S., 2010. Impact of stress-induced anisotropy caused by salt bodies on depth imaging : a synthetic case study Impact of stress-induced anisotropy on depth imaging 313–317.
- Koltermann, C.E., Gorelick, S.M., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits : A review of structure-imitating, process-imitating and descriptive approaches. *Water Resour. Res.* 32, 2617–2658.

- Krawczyk, C., Polom, U., Beilecke, T., 2013. Shear-wave reflection seismics as a valuable tool for near-surface urban applications. Lead. Edge.
- Krivocheva, S., 2002. Application des méthodes électromagnétiques transitoires à la prospection des aquifères profonds. École polytechnique de Montréal.
- Lefebvre, R., Carrier, M., Ballard, J.-M., Rivard, C., Parent, M., 2013. Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada, Rapport de recherche R-1433.
- Mallet, J.-L., 1989. Discrete smooth interpolation. ACM Trans. Graph. 8, 121–144. doi:10.1145/62054.62057
- Mallet, J.-L., 1992. Gocad: A computer-aided design program for geological applications, in: Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, pp. 123–141.
- Mariethoz, G., Renard, P., Cornaton, F., Jaquet, O., 2009. Truncated plurigaussian simulations to characterize aquifer heterogeneity. Ground Water 47, 13–24. doi:10.1111/j.1745-6584.2008.00489.x
- Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. Econ. Geol. 58, 1246–1266.
- MENV, 1999. La gestion de l'eau au Québec – Document de consultation publique. Envirodoq : EN981414. 71 p.
- MENV, 2002. L'eau. La vie. L'avenir. Politique nationale de l'eau. Envirodoq : ENV/2002/0310. 94 p.
- Miller, R., Pullan, S., Steeples, D., Hunter, J., 1994. Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. Geophysics 59, 1713–1728.

- Millet, E., 2013. Modélisation de l'hétérogénéité de l'aquifère deltaïque de Valcartier et son impact sur la dispersivité et l'âge de l'eau souterraine. Institut National de la Recherche Scientifique.
- Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M., Evans, L., 1988. Time Domain Electromagnetic Soundings for Mapping Sea-Water Intrusion in Monterey County, California. *Ground Water* 26, 771–782.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods, in: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 427–520.
- Neuman, S.P., Winter, C.L., Newman, C.M., 1987. Stochastic Theory of Field-Scale Fickian Dispersion in Anisotropic Porous Media. *Water Resour. Res.* 23, 453–466.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data. *Geophysics* 59, 1327.
- Palmer, D., 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics* 46, 1508–1518.
- Paradis, D., 2014. Contributions au développement de la caractérisation de l'hétérogénéité hydraulique des aquifères. Institut National de la Recherche Scientifique.
- Park, C., Miller, R., Ivanov, J., 2002. Filtering Surface Waves. *Proc. SAGEEP* 1–10.
- Park, C., Miller, R., Xia, J., 1999. Multimodal analysis of high frequency surface waves. *Proc. Symp. ...* 115–121.
- Pelton, J.R., 2005. Near-Surface Seismology: Wave propagation, in: *Near-Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 177–247.

- Pugin, A., Brewer, K., Cartwright, T., Pullan, S.E., Didier, P., Crow, H., Hunter, J.A., 2013a. Near surface S-wave seismic reflection profiling – new approaches and insights 31, 49–60.
- Pugin, A., Larson, T., Sargent, S.L., McBride, J.H., Bexfield, C.E., 2004. Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, US. *Lead. Edge* 23, 677.
- Pugin, A., Pullan, S., Duchesne, M., 2013b. Regional hydrostratigraphy and insights into fluid flow through a clay aquitard from shallow seismic reflection data. *Lead. Edge* 2010, 742–748.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Hunter, J., 2009a. Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling. *Lead. Edge*.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Hunter, J., 2013c. Shear-wave high-resolution seismic reflection in Ottawa and Quebec City, Canada. *Lead. Edge*.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Hunter, J., Oldenborger, G., 2009b. Hydrogeological prospecting using P-and S-wave landstreamer seismic reflection methods. *Near Surf. Geophys.* 7, 315–327.
- Pullan, S., Pugin, A., Hunter, J., Brooks, G., 2011. Mapping disturbed ground using compressional and shear wave reflection sections. 24rd EEGS Symp. ... 17–23.
- Quigley, R., Thompson, C., 1966. THE FABRIC OF ANISOTROPICALLY CONSOLIDATED SENSITIVE MARINE CLAY. *Can. Geotech. J.* 111.
- Rabbel, W., 2006. Seismic methods, in: Kirsch, R. (Ed.), *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. pp. 23–83.

- Rousseau, A.N., Mailhot, A., Slivitzky, M., Villeneuve, J., Rodriguez, M.J., Bourque, A., 2004. Usages et approvisionnement en eau dans le sud du Québec Niveau des connaissances et axes de recherche à privilégier dans une perspective de changements climatiques. *Can. Water Resour. J.* 29, 121–134. doi:10.4296/cwrj121
- Rubin, Y., Hubbard, S., 2005. *Hydrogeophysics*. Springer Netherland.
- Schwartz, F.W., Ibaraki, M., 2011. Groundwater: A Resource in Decline. *Elements* 7, 175–179. doi:10.2113/gselements.7.3.175
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, New York.
- Steeple, D., Miller, R., 1998. Avoiding Pitfalls in shallow seismic reflection. *Geophysics*.
- Steeple, D.W., 2005. Shallow seismic methods, in: Hubbard, S., Rubin, Y. (Eds.), *Hydrogeophysics*. Springer Netherland, pp. 215–251.
- Stockwell, J.W., 1999. The CWP/SU : Seismic Unix package 25, 415–419.
- Sudicky, E., 1986a. A Natural Gradient Experiment on Solute Transport in a Sand Aquifer: Spatial Variability of Hydraulic Conductivity and Its Role in the Dispersion Process. *Water Resour. Res.* 22, 2069–2082.
- Sudicky, E., 1986b. A Natural Gradient Experiment on Solute Transport in a Sand Aquifer: Spatial Variability of Hydraulic Conductivity and Its Role in the Dispersion Process. *Water Resour. Res.* 22, 2069–2082.

- Sudicky, E., Cherry, J., Frind, E., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study:: 4. A natural-gradient dispersion test. *J. Hydrol.*
- Taner, M., Koehler, F., 1969. Velocity spectra-Digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics* 34, 859–881.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics* 51, 1954.  
doi:10.1190/1.1442051
- Tripp, A., Hohmann, G., Swift, C., 1984. Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics* 49, 1708–1717.
- Tsvankin, I., 2001. Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media. Elsevier, Netherlands.
- Wild, P., Crampin, S., 1991. The range of effects of azimuthal isotropy and EDA anisotropy in sedimentary basins. *Geophys. J. Int.* 107, 513–529.  
doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb01412.x
- Wong, J., Miong, S., Stewart, R., Gallant, E., Hall, K., 2008. Shallow VSP Survey using a Small Vibrator Source. *CREWES Res. Rep.* 20, 1–13.
- Woodbury, A., Sudicky, E., 1991. The geostatistical characteristics of the Borden aquifer. *Water Resour. Res.*
- Yilmaz, Ö., 2001. Seismic data analysis. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., Pellicer, X.M., 2011. Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). *J. Hydrol.* 409, 407–422.  
doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.052

Zonge, K., Wynn, J., Urquart, S., 2005. Resistivity, Induced Polarization, and Complex Resistivity, in: Near-Surface Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 265–300.





## **DEUXIÈME PARTIE : ARTICLES**

## LISTE DES ARTICLES ET CONTRIBUTION DES AUTEURS

Cette thèse comprend deux articles soumis et un article accepté pour publication:

**Article I** Martin Blouin et Erwan Gloaguen. SeisMate: Processing data during acquisition for comprehensive and effective near-surface reflection seismic survey.

**Article II** Martin Blouin, Erwan Gloaguen et Gilles Bellefleur. On seismic velocity models and anisotropy for near-surface applications: A case study from a 9C VSP in poorly consolidated marine clay in the St-Lawrence Lowlands, Québec, Canada.

**Article III** Martin Blouin et Erwan Gloaguen. Comprehensive geophysical data integration and stratigraphic contacts delineation in a regional hydrogeological characterization study. Article accepté pour publication dans la revue *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* le 19 septembre 2014.

Martin Blouin est l'auteur correspondant pour chacun des articles ainsi que le principal responsable de leur rédaction. Par leurs commentaires, corrections et suggestions, les co-auteurs ont tous contribué à leur écriture. En plus d'agir à titre de conseiller pour la réalisation des travaux des trois articles, Erwan Gloaguen est à l'origine de l'idée d'utiliser une méthodologie impliquant le krigeage externe pour l'assimilation des

données présentée à l'article III. Il est également le premier à avoir posé l'hypothèse de l'anisotropie sismique des argiles en Montérégie-Est.

Les développements méthodologiques et algorithmiques des articles I,II et III ont tous été faites par Martin Blouin. Il a également programmé le code Python pour le traitement en direct des données sismiques et la construction de son interface graphique en PySide. L'idée originale du développement logiciel provient d'un besoin observé par le premier auteur lors de l'utilisation d'un système tracté de sismique réflexion pour des projets de caractérisation hydrogéologique régionale. (système développé par la compagnie qu'il a fondé et grâce à l'expertise d'André Pugin de la Commission Géologique du Canada).

L'acquisition des données sismiques 2D de surface, leur traitement et leur interprétation sont des réalisations d'André Pugin et son équipe. Martin Blouin, Erwan Gloaguen Abderrazak Bouchedda, Pierrick Chasseriau, Jean-Marc Ballard, Xavier Mallet et Mathieu Sauvageau ont participé à l'acquisition des autres données (TEM, ERT, CPT) utilisées pour l'article III.

La planification du levé VSP, de sa configuration ainsi que celle de l'ouvrage de forage nécessaire sont des contributions de Martin Blouin et d'André Pugin. En plus de ces derniers, Mathieu Sauvageau, Maxime Claprood et Erwan Gloaguen ont participé à l'acquisition des données VSP utilisées à l'article II. La majeure partie du traitement des données VSP a été faite en collaboration étroite avec Gilles Bellefleur. La validation des paramètres estimés à l'article II a été fait en utilisant le code de modélisation directe de Bernard Giroux et l'algorithme d'inversion tomographique d'Erwan Gloaguen dans l'interface graphique programmée par Bernard Giroux.



## **ARTICLE I**

***SeisMate*: Processing data during acquisition for  
comprehensive and effective near-surface reflection seismic  
survey**



## Résumé

Le logiciel *SeisMate* permet le traitement en direct de données de sismique réflexion et leur affichage. Il est spécialement conçu pour les systèmes d'acquisition utilisant des trains de géophones (*landstreamer*) et des sources vibrantes remorqués par un camion tout en gardant la géométrie du levé constante. Le logiciel est programmé en Python et utilise PySide pour le développement de l'interface graphique (GUI) Qt. L'application appelle des fonctions *Seismic Un\*x* (SU) dans la séquence de traitement des données rendant ainsi le logiciel compatible avec les systèmes d'exploitation supportés par SU. *SeisMate* peut recevoir les enregistrements sismiques en format SEG-Y ou SEG-2 et l'interface graphique permet à l'utilisateur d'entrer les paramètres de géométrie, de la source et un intervalle de vitesses sismiques attendues. Une procédure automatique d'analyse de vitesses est effectuée par l'application et fournit en direct, pendant l'acquisition, des sections sismiques en temps et en profondeur ainsi qu'une section 2D des vitesses de sommation interpolées.

# ***SeisMate*: Processing data during acquisition for comprehensive and effective near-surface reflection seismic survey**

Martin Blouin<sup>1</sup> and Erwan Gloaguen<sup>1</sup>

Affiliations: <sup>1</sup>Institut National de la Recherche Scientifique – Centre Eau-Terre-Environnement (INRS-ETE), 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada. G1K 9A9

## **Abstract**

SeisMate is a real time seismic reflection data processing and display software. It is specially designed for emerging technology called landstreamers (towed geophone arrays) and truck-tractable vibrating sources with fixed survey geometry. The software is coded in Python and uses PySide as the binding for the graphical user interface (GUI) platform Qt. The application calls Seismic Un\*x (SU) functions in the processing sequence making it compatible with operating systems supported by SU. *SeisMate* handles SEG-Y and SEG-2 input formats and the GUI prompts the user for geometry settings, source specifications and expected seismic velocity range. An automatic velocity analysis is conducted to provide the user with stacked seismic section in both time and depth, as well as a 2D velocity image from automatic semblance analysis.



# 1 INTRODUCTION

Near-surface investigation using seismic signal has been leaning towards refraction methods (Hadgeron, 1959; Palmer, 1981) and multi-channel analysis of surface waves (MASW) (Park et al., 1999, 1998; Xia et al., 2000) for a long time for practical reasons, such as easy processing steps and suitability for low budget projects. With changing technological paradigms in the last 10-15 years (Pugin et al., 2009a, 2004), the interest has been building towards reflection seismic techniques for environmental, geotechnical and other shallow engineering applications (Krawczyk et al., 2013, 2012; Polom et al., 2010; Pugin et al., 2009b). While the main focus of early work relied on P-wave analysis (Sheriff and Geldart, 1995), research groups such as the Geological Survey of Canada (GSC) are building interest for extensive use of shear-wave profiling by proposing small vibrating sources and three components (3C) landstreamers (Pugin et al., 2013a). Moreover, the portable nature of the newly developed equipment makes it easily towable by any vehicle and makes this geophysical method more efficient by increasing cost-effectiveness and spatial coverage per day of work. These major upgrades in term of instrumentation helped create a new market responding to a demand for high-resolution stratigraphic profiles of unconsolidated or poorly consolidated sediments sequence and enhance mapping of its interface with the top of the bedrock.

While high-resolution reflection seismic surveys increase data quality and reliability for near surface applications, they require small shot intervals and several 3C geophones leading to relatively large data sets. Moreover, vibrating devices are becoming more commonly used as seismic sources thus making adequate real-time quality control (QC) trickier especially while looking solely at raw data. Moreover, the QC in seismic survey has to be done on raw data which consists in estimating the signal to noise ratio. The usual minimal raw data analysis prevents correction on survey design and the link with the geology is only possible back at the office and after many processing hours. Engineering problems in shallow environments are often synonymous with small

budgets and tight deadlines. To be a competitive solution in such a market, reflection seismic has to keep up with cheaper geophysical methods like the ground penetrating radar (GPR). While reflection seismic is more robust and less affected by surrounding noise than GPR, the latter offers real-time QC and allows for on-site decision-making. Motivation for the design of the SeisMate tool was to get those advantages and yield towards a more straightforward and comprehensive on-site use of the method.

The *SeisMate* tool was developed to do real time data processing, and to allow adequate real-time QC and on-site decision making. The algorithm was constructed in a Python environment and is accessible through a graphical user interface (GUI) where the user is prompted for field survey parameters inputs. The GUI also enables visualization of stacked section using simple constant velocity models (CVS) and more elaborate time and depth seismic sections that are processed with an automatic velocity analysis.

## **2 PROCESSING “ON THE FLY”**

The conventional survey design for near-surface seismic surveys consists in planting receivers (called geophones) in the ground while distance between shot points and receiver array is not constant as the survey goes. Hence, the geometry tends to vary a lot depending on depth of investigation, exploration targets, desired lateral and vertical resolution, etc. Such conditions make it difficult to set the geometry parameters to achieve automatic common-point gather binning and further processing “on the fly”.

However, newly developed near-surface investigation reflection seismic systems, very much like marine data acquisition system, keep constant geometry (receivers spacing, source position increment and source to receiver distance) as the survey is taking place (Figure 2.1). Considering that the user can now predict source and receiver locations at

any time during acquisition is a major upgrade giving an opportunity to process the data during acquisition and provide a real-time stacked section to the QC.

## 2.1 Processing workflow

*SeisMate* processing sequence calls to *Seismic Unix* (SU) (Stockwell, 1999) functions at the back end. The choice to use SU was made to provide flexibility for the user to program the processing sequence according to his desire while not having to code explicitly signal processing functions in Python. Moreover, as SU is coded in a lower level language than the main core of the *SeisMate* application, seismic processing operations are executed faster than what it would be with Python functions.



**Figure 2.1** Landstreamer with three components geophones (black arrow) and small vibrating source (white arrow) towed by a vehicle during seismic data acquisition.

The workflow of SeisMate (Figure 2.2) is divided in three parts: (1) Dialog boxes access by the user to input survey geometry, (2) the processing thread where data are gathered, processed and analyzed and, (3) result outputs on three easily accessible tabs.

## **2.2 Survey parameters**

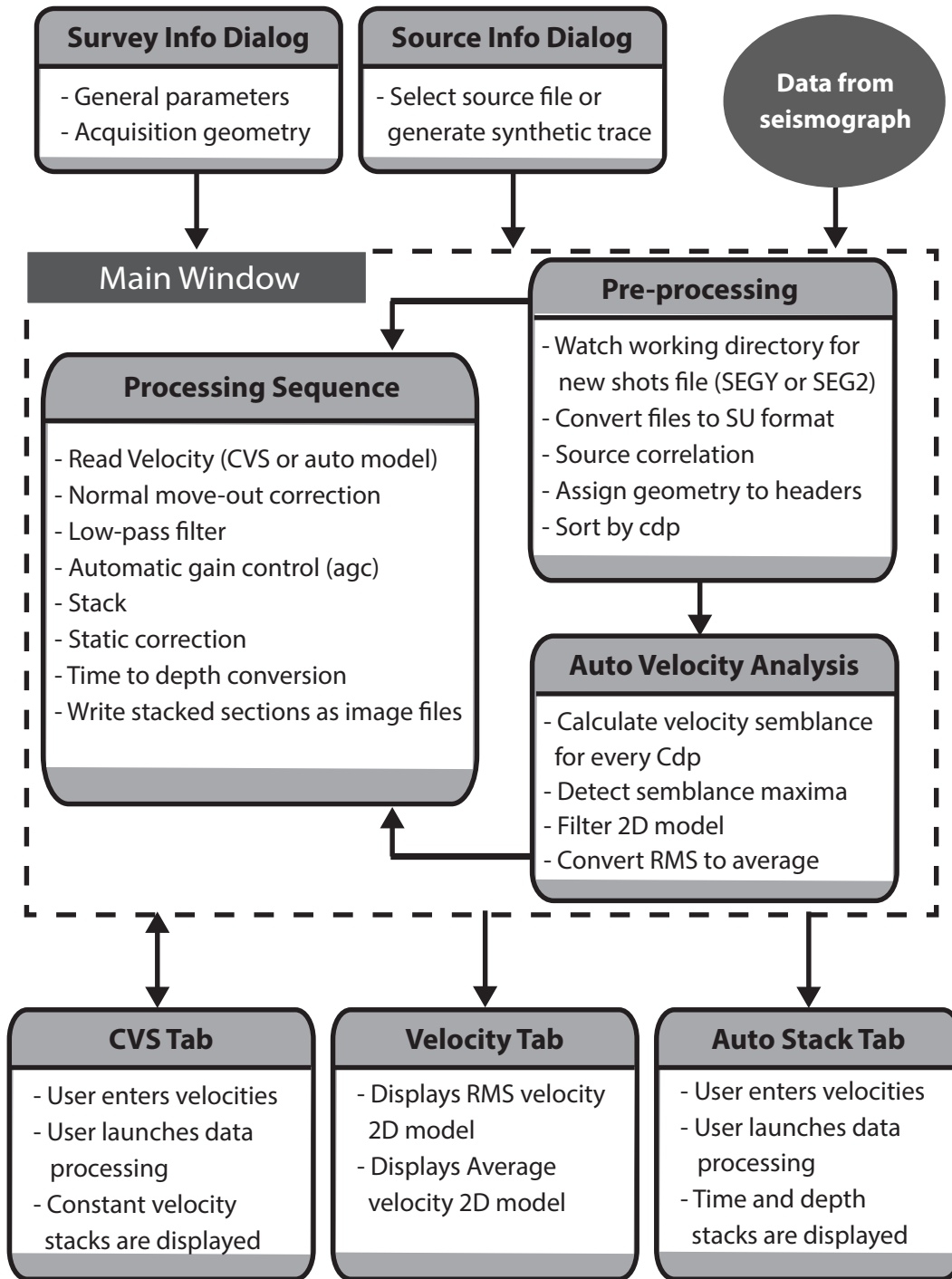
SeisMate is built to provide field operators with “interpretable” results from the survey without impairing their ability to conduct their tasks efficiently. In other words, the software requires a small amount of data as inputs, minimal prior knowledge of the area investigated and can be set up for launch in a few minutes. Setting up geometry parameters is straightforward in the survey dialog (Figure 2.3) just like supplying information about the source signal (“sweep”) dialog (Figure 2.4). Some additional qualitative information about the survey can also be added and enable fast field report production.

## **2.3 Velocity analysis**

One of the key steps in reflection seismic data processing is velocity analysis. Usage of a correct velocity model is imperative to achieve adequate normal move-out (NMO) correction, migration and time to depth conversion (see details and examples in Yilmaz, 2001).

### **2.3.1 Constant velocity stacks (CVS)**

While constant velocity models oversimplify near surface earth models, they offer an overview of what can be expected in the velocity model in terms of stacking velocity and approximate depth model. In SeisMate, CVS come as an insurance policy to provide the user with stable results when automated velocity analysis is difficult to achieve. They also help choose velocity range to better constrain the automatic velocity 2D section.



**Figure 2.2** *SeisMate* workflow showing inputs and outputs descriptions as well as the processing sequence and interaction between modules.

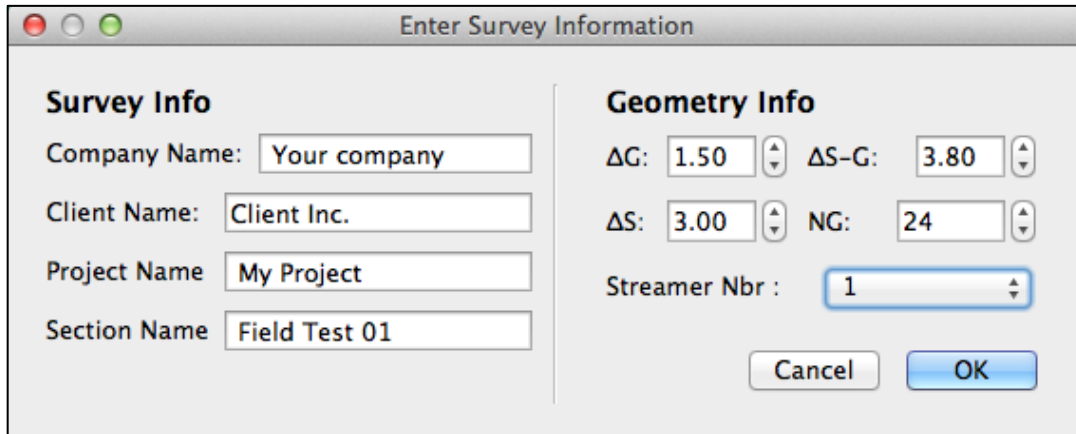


Figure 2.3 Dialog box prompting the user for survey design and information.

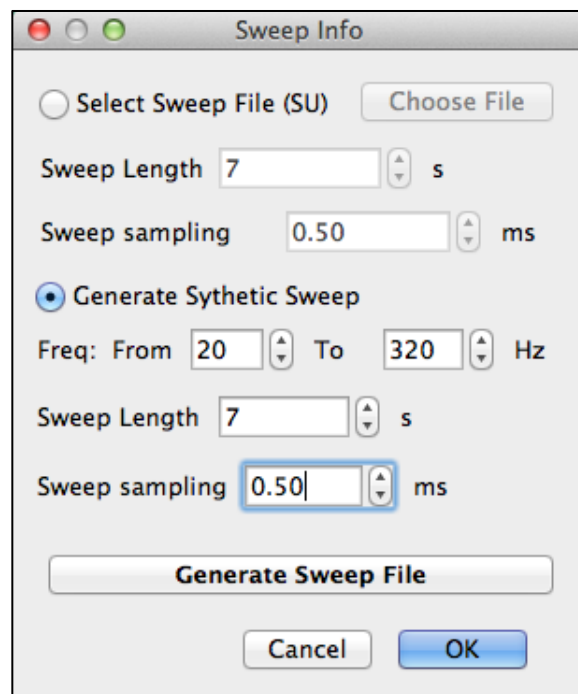


Figure 2.4 Dialog box prompting the user for seismic source "sweep" information.

### 2.3.2 Automated velocity analysis

Classical velocity analysis in seismic processing is done by velocity semblance analysis (Taner and Koehler, 1969) a measure of coherence for traces in a same common mid-point (CMP) after applying different NMO velocity corrections. The equation for semblance as a function of time and for each applied velocity:

$$S(t) = \frac{[\sum_{j=0}^{n-1} f(t,j)]^2}{\sum_{j=0}^{n-1} [f(t,j)]^2}, \quad (2.1)$$

where,  $n$  corresponds to the number of samples per trace,  $f$  is the trace and  $t$  is time. For a given velocity range, the output is a 2D map of semblance normalized values  $[0, 1]$  as a function of time and velocity. While, in typical processing, the user must manually pick semblance maxima to define the NMO (or RMS) velocity as a function of time for every CMP, *SeisMate* uses an image-processing algorithm to identify the most probable stacking velocity function. Used in blob detection, the difference of Gaussian (DoG) (e.g. Catarious et al., 2006) is a method used to detect regions of different properties in a digital image. The DoG approach uses Gaussian filters of different standard deviations to blur the image and then measures the difference between successive blurred images. Equation (2.2) presents the difference for the one-dimensional case.

$$D_{\sigma_1, \sigma_2}(x) = I * \frac{1}{\sigma_1 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma_1^2}} - I * \frac{1}{\sigma_2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma_2^2}} \quad (2)$$

To ensure lateral continuity, the resulting velocity time functions for all CMP investigated are put together as a 2D time RMS velocity section. This section is then smoothed using a combination of 1D Gaussian filters of different window sizes that smooth more in the  $x$  direction to keep the 2D section from having steep variations in velocity and yield

incoherent stacked images. Steep variations in velocity that could appear due to poor semblance images are also avoided with this filter.

### **3 RESULTS**

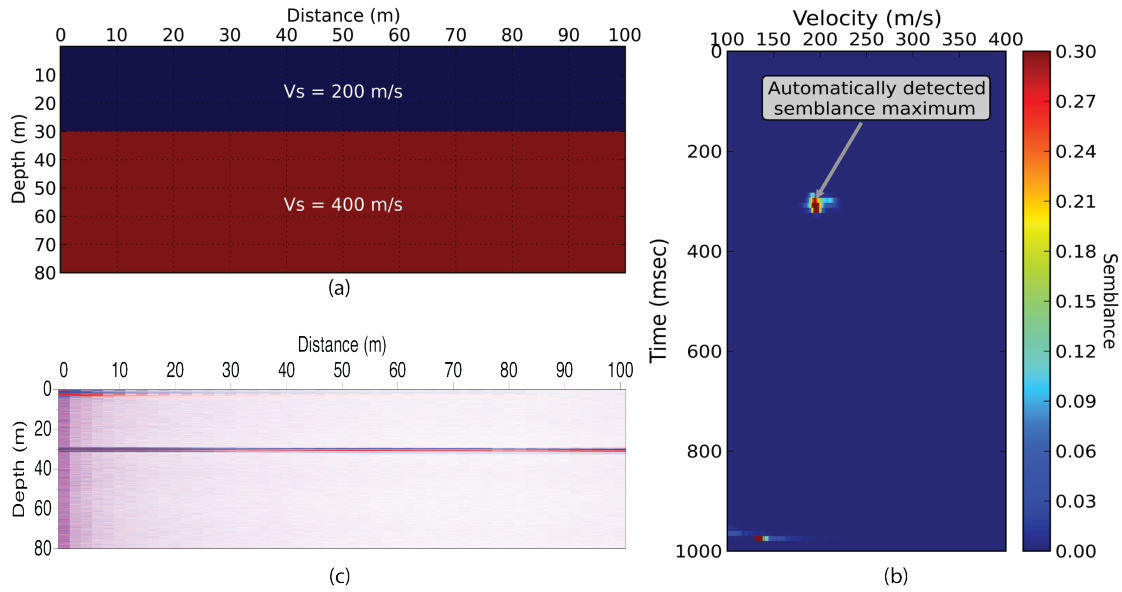
The *SeisMate* automatic seismic processing application has been tested and validated on two synthetic examples. Its adequacy to process near-surface data has also been tested on a real field data set acquired by the Geological Survey of Canada in the province of Québec.

#### **3.1 Synthetic example**

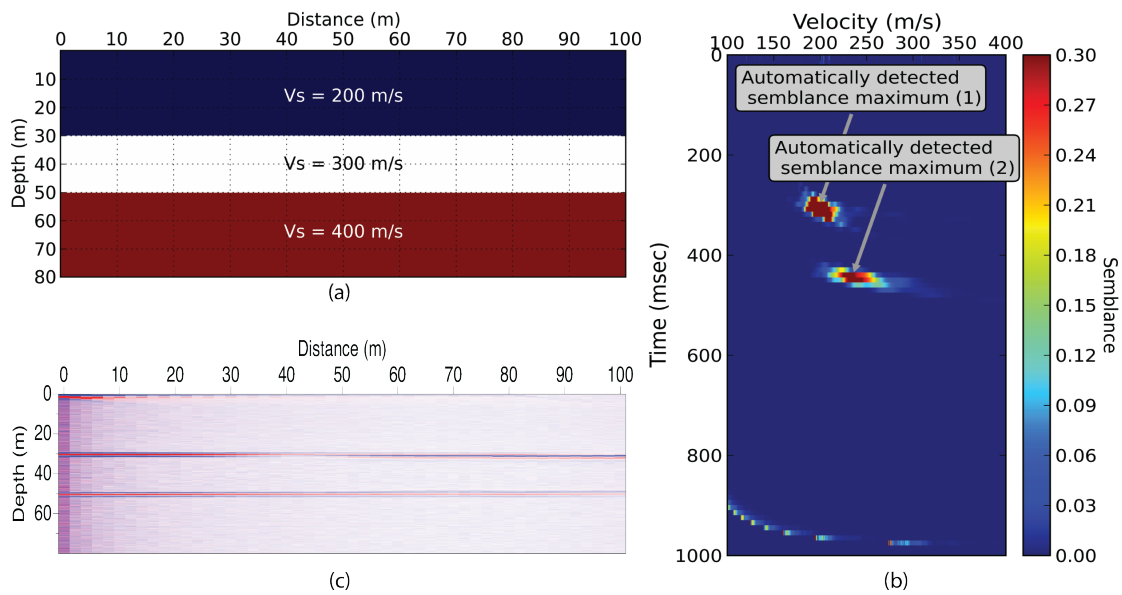
Two 2D synthetic seismic trace modeling with simple 1D velocity models were computed using the finite difference modeling code SOFI2D (Bohlen, 2002). Shots were simulated over the acoustic model at a distance of 3m apart, with 100 geophones at a spacing of 0.5m. A Ricker-wavelet shape source centered at 50 Hz was used and the excitation was in the x plane (horizontal). The choice of using this type of source instead of a simulated vibrator was to decrease recording time and speed the modeling process. The recording was made in the x direction and no attenuation was considered. Compressional (P) and vertically polarized shear waves (SV) were modeled, but the input velocity range in *SeisMate* only targeted SV-wave processing.

For two and three layers models with significant shear-wave velocity ( $V_s$ ) variations (Figure 3.1a and Figure 3.2a), process semblance panels (Figure 3.1b and Figure 3.2b) were investigated to assess for the robustness of the automatic velocity analysis. Figure 3.1c and Figure 3.2c present the resulting stacked depth sections on data on which random Gaussian noise was added down to a signal/noise ratio of 5.





**Figure 3.1 Synthetic test on a 2-layer model. a) Input shear wave velocity ( $V_s$ ) model ; b) Velocity semblance panel for one common mid-point gather (CMP) with the associated detected maximum; c) Resulting depth stack after automated seismic processing.**



**Figure 3.2 Synthetic tests on a 3-layer model; a) Input shear wave velocity ( $V_s$ ) model; b) Velocity semblance panel for one common mid-point gather (CMP) with the associated detected maxima; c) Resulting depth stack after automated seismic processing..**

The arrows on Figure 3.1b and Figure 3.2b are automatically generated for this purpose and point directly to data points indicated by the semblance maximum detection algorithm. All detected maxima are in agreement with the input velocity and correspond to expected NMO velocities. Depth 2D stacked sections (Figure 3.1c and Figure 3.2c) positioned correctly the interfaces of Vs change.

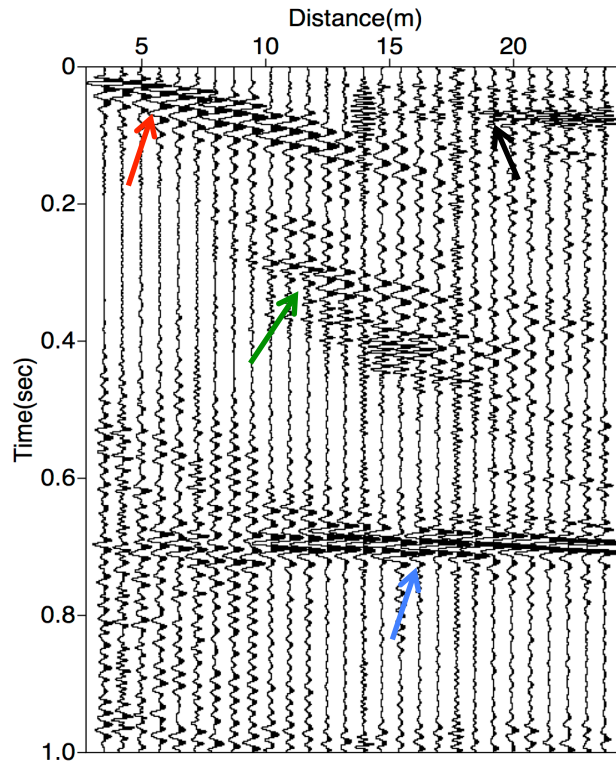
### 3.2 Application to real data

*SeisMate* was further tested on a real reflection seismic survey acquired for hydrogeological purposes in the St-Lawrence Lowlands area, Québec (Pugin et al. 2013). The acquisition system consists of a 48-channels, three-components landstreamer developed and operated by the GSC, and an IVI mini-vib minibuggy vibrating source. Again, both P-wave and SV-wave are present in the dataset but the aim of the study was to test the processing algorithm on shear waves that are more challenging and of greater interest to near-surface studies.

The seismic survey is about 3.6 km long and is located in a geological environment dominated by marine sediments in the unconsolidated part of the stratigraphic sequence. Geophones in the array are 0.75m apart, distance from source to the array is 3m and shot interval is 3m. The CMP binning is set to the default software setting: three times the geophone spacing. Figure 3.3 presents CMP #500 of the survey while Figure 3.4 shows the associated semblance panel. CMP and semblance images are not displayed to the user during acquisition, but are an intermediary result analyzed by the software.

The Vs range assigned for automatic processing was between 100 and 400 m/s. Figure 3.5 presents the *SeisMate* NMO velocity 2D image as detected by the automatic velocity analysis algorithm described in section 2. Figure 3.6 shows the resulting time stack

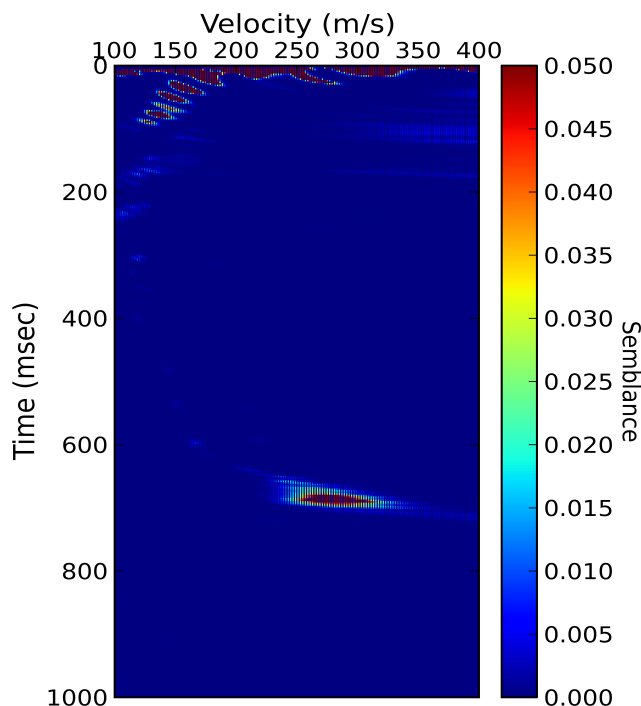
section while the converted depth section is presented in Figure 3.7. The entire processed seismic sections were generated automatically in less than an hour of computing time with a laptop computer. It used a total of CMP bins greater than 1000 for velocity analysis.



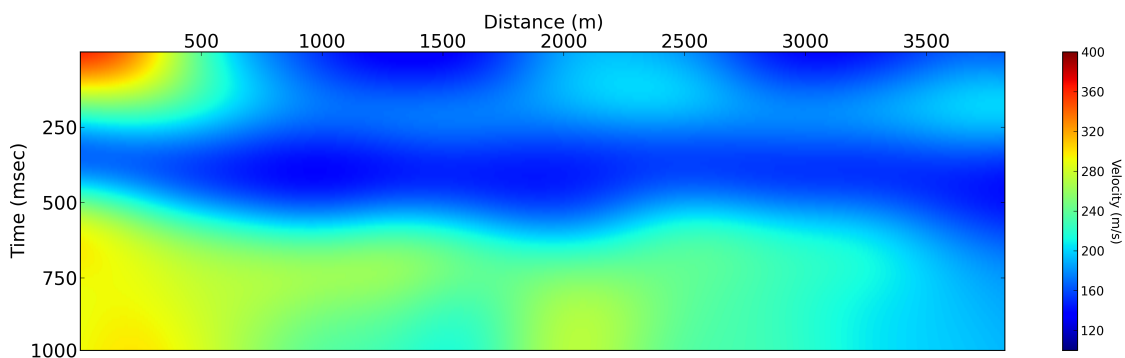
**Figure 3.3 Common mid-point (CMP #500) real data example. Black arrow: P-wave; Red arrow: Surface wave (Rayleigh); Green arrow: Weak amplitude reflections within clay layer (SV-wave); Blue arrow: Strong bedrock reflection (SV-wave)**

Figure 3.5 shows the presence of three dominant velocity layers. The uppermost ~250 *ms* exhibit faster shear wave propagation than the following 250-350 *ms* of the sequence that present low  $V_s$  (100-125 m/s) that are characteristic of unconsolidated clay (Pugin et al., 2013b). Figure 3.6 and Figure 3.7 present weak amplitude reflections in this layer that are again diagnostic of this type of marine sediments. The last velocity layer represents bedrock and the stratigraphic transition to it. The velocity section is smoothed to filter any bad picks and ensure lateral continuity in the model. This smoothing can be responsible for imperfect stacking velocity for the small reflections in

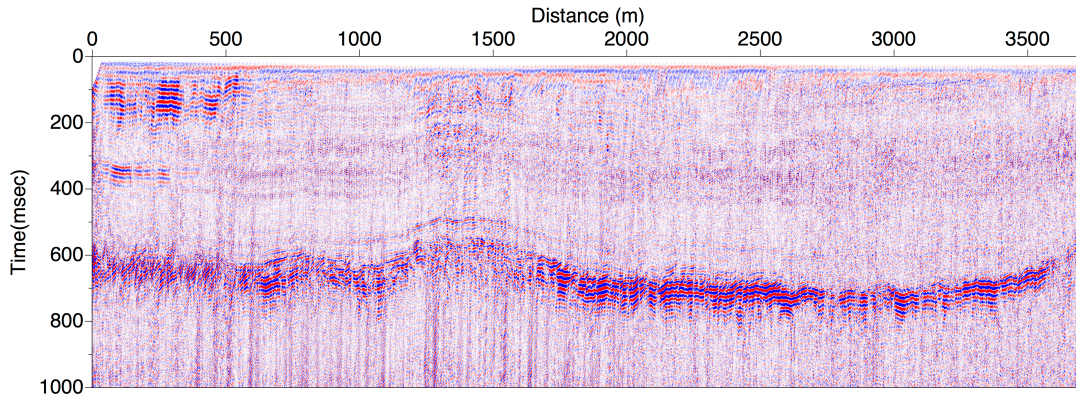
the clay layer, but does not alter the high amplitude imaging of the bedrock interface. A high velocity anomaly in the upper 250ms is present on the first 500m of the section, disturbs the stacking of the bedrock interface and positions the interface deeper. This is most likely caused by one or more bad velocity semblance picks and can be corrected “on the fly” by the user by lowering the high end of the velocity range to 300 m/s.



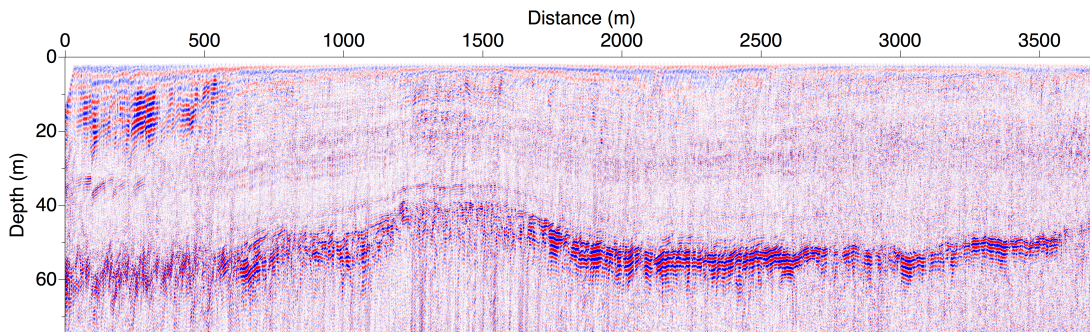
**Figure 3.4 Velocity semblance panel for CMP #500 showing a high amplitude maximum of the bedrock reflection at about 700 millisecond**



**Figure 3.5 Resulting normal move-out (NMO) velocity 2D section obtained by automated semblance analysis.**



**Figure 3.6** Resulting time 2D section after automated processing using the velocity model in figure 3.5 for NMO correction before stacking.



**Figure 3.7** Resulting depth 2D section after automated processing and time to depth conversion with an average velocity model derived from the NMO velocity section in figure 3.5.

## 4 CONCLUSION

A software for near-surface reflection seismic data analysis was developed to provide processed seismic sections as acquisition is taking place. This tool shows to be useful for QC and provides decision makers with fast and reliable on-site interpretation. The processing algorithm was tested on synthetic and real data from the Saint-Laurent Lowlands and showed promising results for SV-wave processing “on the fly”.

The processing algorithm is coded in accessible and well documented languages (Python, PySide, SU). The programming choices provide flexibility for adapting the processing sequence for other applications or acquisition systems. *SeisMate* does not pretend to replace completely and in all cases the need for manual processing. However, even in such cases, it will provide insights into the velocity model and supply sorted data to increase efficiency.

Further development could include automatic analysis of dispersion diagram from surface wave. Such an improvement could be beneficial on two fronts: 1) Improve the shear wave velocity model (Fabien-Ouellet and Fortier, 2014) especially in the uppermost part (early times) and 2) Surface wave removal from shot gather for reflection seismic processing to improve signal/noise ratio and also enhance early seismic events (Park et al., 2002).

## 5 REFERENCES

- Bohlen, T., 2002. Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling. *Comput. Geosci.* 28, 887–899.
- Catarious, D.M., Baydush, A.H., Floyd, C.E., 2006. Characterization of difference of Gaussian filters in the detection of mammographic regions. *Med. Phys.* 33, 4104. doi:10.1118/1.2358326
- Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., 2014. Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations. *J. Appl. Geophys.* 103, 31–42. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.12.009
- Hadgeron, J., 1959. THE PLUS-MINUS METHOD OF INTERPRETING SEISMIC REFRACTION SECTIONS\*. *Geophys. Prospect.* 10–12.

- Krawczyk, C., Polom, U., Beilecke, T., 2013. Shear-wave reflection seismics as a valuable tool for near-surface urban applications. *Lead. Edge*.
- Krawczyk, C.M., Polom, U., Dahm, T., 2012. Imaging of urban sinkhole structures-combination of P-wave and shear-wave reflection seismic profiling in the metropolitan region of Hamburg, in: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p. 3164.
- Palmer, D., 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics* 46, 1508–1518.
- Park, C., Miller, R., Ivanov, J., 2002. Filtering Surface Waves. *Proc. SAGEEP* 1–10.
- Park, C., Miller, R., Xia, J., 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. *SEG Expand. Abstr.*
- Park, C., Miller, R., Xia, J., 1999. Multimodal analysis of high frequency surface waves. *Proc. Symp. ...* 115–121.
- Polom, U., Hansen, L., Sauvin, G., L'Heureux, J.-S., Lecomte, I., Krawczyk, C.M., Vanneste, M., Longva, O., 2010. High-resolution SH-wave seismic reflection for characterization of onshore ground conditions in the Trondheim harbor, central Norway, in: *Advances in Near-Surface Seismology and Ground-Penetrating Radar*, SEG, Tulsa. SEG, Tulsa, OK, pp. 297–312.
- Pugin, A., Brewer, K., Cartwright, T., Pullan, S.E., Didier, P., Crow, H., Hunter, J.A., 2013a. Near surface S-wave seismic reflection profiling – new approaches and insights 31, 49–60.
- Pugin, A., Larson, T., Sargent, S.L., McBride, J.H., Bexfield, C.E., 2004. Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, US. *Lead. Edge* 23, 677.

- Pugin, A., Pullan, S., Duchesne, M., 2013b. Regional hydrostratigraphy and insights into fluid flow through a clay aquitard from shallow seismic reflection data. *Lead. Edge* 2010, 742–748.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Hunter, J., 2009a. Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling. *Lead. Edge*.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Hunter, J., Oldenborger, G., 2009b. Hydrogeological prospecting using P-and S-wave landstreamer seismic reflection methods. *Near Surf. Geophys.* 7, 315–327.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, New York.
- Stockwell, J.W., 1999. The CWP/SU : Seismic Unix package 25, 415–419.
- Taner, M., Koehler, F., 1969. Velocity spectra-Digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics* 34, 859–881.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Survey, K.G., 2000. Advantages of calculating shear-wave velocity from surface waves with higher modes 1998–2001.
- Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic data analysis*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.



## **ARTICLE II**

**On seismic velocity models and anisotropy for near-surface applications: A case study from a 9C VSP in poorly consolidated marine clay in the St-Lawrence Lowlands, Québec, Canada.**



## Résumé

Les milieux sédimentaires peu profonds ont des propriétés sismiques distinctes et peuvent présenter un niveau d'hétérogénéité important. Cependant, à l'échelle des longueurs d'ondes sismiques, les sédiments peu consolidés de faible granulométrie peuvent être considérés comme une succession de couches minces homogènes apparentée aux *shales*. Afin d'étudier ce comportement, un profil sismique vertical (VSP) en déport et à neuf composantes a été réalisé sur le territoire des Basses-Terres du Saint-Laurent, près de Montréal, Québec. La séquence stratigraphique étudiée est constituée principalement d'argile marine faiblement consolidée dans les 25 premiers mètres. Ce matériau géologique a des attributs sismiques uniques comme un ratio  $V_p/V_s$  élevé ( $\sim 10$ ) et un module de cisaillement aux alentours de 0.01 GPa. Suivant une hypothèse d'isotropie transverse, les paramètres de Thomsen ont été inversés à partir des équations exactes de vitesses en milieu anisotrope, pour ensuite être validés avec *bh\_tomo* et par modélisation directe. Les résultats obtenus confirment la présence d'anisotropie sismique pour les trois modes de polarisation P,SV et SH et démontrent la complexité de l'analyse de données de sismique réflexion de proche surface.

# **On seismic velocity models and anisotropy for near-surface applications: A case study from a 9C VSP in poorly consolidated marine clay in the St-Lawrence Lowlands, Québec, Canada.**

Martin Blouin\*<sup>1</sup>, Erwan Gloaguen<sup>1</sup> and Gilles Bellefleur<sup>2</sup>

Affiliations: <sup>1</sup>Institut National de la Recherche Scientifique – Centre Eau-Terre-Environnement (INRS-ETE), 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada. G1K 9A9

<sup>2</sup>Geological Survey of Canada (GSC), 601 Booth St, Ottawa, ON, Canada K1A 0E8

## **Abstract**

Shallow sedimentary environments have distinct seismic properties (e.g. high  $V_P/V_S$  ratio and really low shear modulus) and can present a great deal of heterogeneity. However, at the scale of seismic wavelengths, fine grain poorly consolidated sediments can be viewed as a homogeneous medium presenting a layered character such as shale. Nevertheless, accurate quantification and inference of their elastic properties is mandatory for numerous engineering applications. Reflection seismic is a well-established technique to provide shear and bulk modulus through the analysis of wave propagation. However, the sensibility of the parameters estimated is very well dependant on the geological environments investigated, the survey acquisition geometry and the methodology utilized to analyze the data. In this study, a variety of methods are used to determine shear (S) and compressional (P) velocity as well as anisotropy parameters in poorly consolidated marine clay. We briefly discuss velocity analysis and anisotropy estimation of near-surface 2D reflection data. Using different

methods, we then derive seismic velocity models from a 9C walkaway VSP that we acquired in the St-Lawrence Lowlands, near Montreal, Québec. Assuming transverse isotropy, Thomsen parameters are estimated using travelttime inversions along the entire raypath and, using slowness and polarization measurements at the borehole. Results confirm the presence of polar anisotropy for SV and SH polarizations and show the challenging nature of near-surface seismic data analysis and elastic parameters estimation.

## 1 INTRODUCTION

Thorough knowledge of soil elastic properties is a prerequisite for many near-surface engineering and environmental applications (e.g. Krawczyk et al., 2012; Polom et al., 2010). For that purpose, reflection seismic is an established and well-documented method (Sheriff and Geldart, 1995; Yilmaz, 2000). However, seismic reflection surveys are affected by the distinct physical characteristics (heterogeneity, surface waves,  $V_p/V_s$  ratio etc.) of near-surface environments distinct physical characteristics. In early applications, seismic images of the near surface have been produced with P-waves (e.g. Hunter et al., 1984; Jeng, 1995), but S-wave imaging is becoming more popular for shallow targets as the resolving power is increased by slower velocities (e.g. Pugin et al., 2004, Polom et al., 2008; Pullan et al., 2011). In near-surface geophysical investigations, heterogeneity can contribute to noisy data and yield undesirable feature such as phase shift (Jarvis and Knight, 2002; Steeples et al., 1994), but layering and grain orientation can introduce anisotropy effects that needs further attention in the processing and analysis of shallow seismic reflection sections.

Seismic anisotropy of consolidated formations that is unaccounted for in processing of exploration seismic reflection data can lead to blurred images, misplaced targets and poorly imaged faults (Bakulin, 2003; Grechka, 2012). While many studies aimed at

characterizing the seismic anisotropy of highly consolidated deep formations (e.g. Koren and Ravve, 2014; Sone and Zoback, 2013), very few considered the anisotropy of shallow and poorly consolidated sediments. Recent research papers investigated seismic elastic waves propagation in unconsolidated overburden and have highlighted the importance of characterizing anisotropy (e.g. Sil et al., 2011). A near-surface anisotropic layer can alter seismic images of deep targets (Tsvankin, 2001) and can have notable impacts on amplitude variations with incidence angle of the wavefront (Tsvankin et al., 2010). They can also affect fracture characterization inferred by the anisotropy characteristics of deeper reflections (Alhussain et al., 2012).

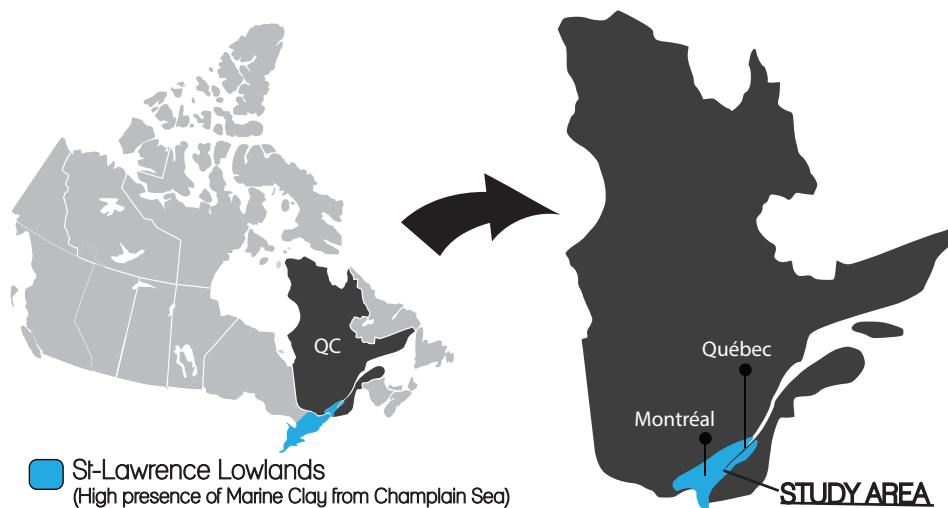
In the case of near-surface applications as much as for deep seismic surveys, the influence of anisotropy is most critical on velocity model. While the latter relies for a great part on P-waves, the former uses mainly shear waves. P-wave velocities in water-saturated section of poorly consolidated material varies slowly and is often estimated around 1500 m/s (Miller and Xia, 1998). In contrast, S-wave velocity can vary up to ~500% over a few meters (~100 m/s in clay to up to 500 m/s in till, (Pugin et al., 2013)). A good understanding of the shear wave velocities is particularly necessary in urban area, where they contribute to determine building constructions criterion in geotechnical engineering. Shear-wave velocities are also a factor in the calculation of seismicity risk (shear wave + Poisson ratio) (e.g Williams et al. 1999) and clay liquefaction criteria for landslide hazard (L'Heureux et al., 2014). Near surface studies rarely have access to borehole logging to help determine elastic and acoustic relationships for time-to-depth conversion of seismic sections. Those conversions are very much dependant on the velocity model obtained from stacking velocities. In this study, we investigate the possibility of the presence of an anisotropic media associated with a thick sequence of unconsolidated clay. We show that isotropic velocity models estimated from near-surface reflection seismic data are oversimplifying the medium and lead to erroneous depth estimations.

As previous studies derived or modeled near surface anisotropy from seismic data aimed at deep reservoir imaging, not much effort has been made to characterize the anisotropy of shallow overburden (<100m). This paper aims to characterize the seismic anisotropy of poorly consolidated clay of marine origin by analyzing shallow nine components (9C) walkaway VSP data. Anisotropy parameters are estimated from first arrivals observed on a combination of source polarization and receiver orientations. In this manuscript, we present the parameters used for the acquisition of the 9C VSP data and introduce several approaches employed to estimate Thomsen (1986) parameters. The approaches include a local anisotropy parameter estimation using slowness, a method based on geostatistical tomography, and traveltime fitting with using an iterative curved ray tracing method. First, we introduce the context of this work, and assess the presence of anisotropy on both surface seismic reflection and VSP data and evaluate the possibility of estimating directly some of the anisotropy parameters for shallow subsurface problems.

## 1.1 Context

The motivation behind the present research project was initiated by a regional aquifer characterization program in Québec, Canada. Indeed, in 2009, the Department of Environment of Québec launched a program to improve the knowledge on the quality, availability and vulnerability of groundwater resources in the most urbanized areas of the province. For practical considerations, large-scale hydrogeophysical surveys were acquired to support this project (Lefebvre et al., 2011). A coarse-to-fine approach was adopted, starting first with the surface geophysics surveys, then, cone penetrometer tests with multi-physical parameter probes to end finally with well installation and measurements. The study area is located in Eastern Montérégie, province of Québec, Canada, (Figure 1.1) in the St-Lawrence Lowlands region where groundwater represents the main source of fresh water in rural areas and agricultural and industrial activities exerts a great deal of pressure on the resource (Rousseau et al., 2004). From September 2009 to October 2010, approximately 100 km of 2D seismic reflection data

were acquired for hydrogeological purposes in this area (Pugin et al. 2013). The acquisition system consisted of a 48-channels, three-components landstreamer (Pugin et al., 2009) developed and operated by the Geological Survey of Canada, and an IVI mini-vibroiseis source. Both P-wave and S-wave vibration modes were tested during this project. The seismic reflection profiles, in particular those obtained with S-wave source, were helpful in Eastern Montérégie to define accurately the internal structure of unconsolidated sediments down to the till and bedrock interfaces (Pugin et al., 2013).



**Figure 1.1 Location of the study area, Montérégie-Est, Québec, Canada.**

The uppermost part of the stratigraphic sequence in the study area consists primarily of marine sediments from the Champlain Sea that can reach up to 60 meters in thickness. Those unconsolidated sediments get the name clay from their geotechnical behaviour, but are mainly constituted of felsic minerals (Locat et al., 1984). In the case of the marine clay from the Champlain Sea, the initial assumption in this manuscript is that the layering character of the formations behaves like a transversely isotropic media with a vertical symmetry axis (VTI). The presence of a significant network of fragile sub-vertical fractures is not observed or expected due to the semi-consolidated nature of the clay units. This hypothesis is verified and its validity is briefly debated in this study.



## 1.2 Preliminary work on surface data

Surface reflection seismic data in near the study area were collected using a source with a horizontal polarization (parallel to the receiver line) and the signal recovered on the vertical receiver component. This source-receiver configuration produced the best images of the shallow subsurface for SV-wave propagating in the X-Z plane, in line with the receiver line (Pugin et al., 2013). Prior to a more localized and comprehensive study using VSP data, we investigated to see if common mid-point (CMP) gathers from the 2D surface data could allow us to assess the robustness of the velocity estimation from standard normal moveout (NMO) correction. Furthermore, we wanted to evaluate as whether we could estimate anisotropy parameters and outline the need for a more detailed anisotropy characterization study.

Typically, in reflection seismic, velocity models are derived from stacking velocities, which are governed for the isotropic case by the classic normal moveout equation.

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} \quad (1.1)$$

Where  $t$  is the two-way travelttime at offset  $x$  and  $t_0$  is the travelttime at offset equal to 0. This equation represents an expansion in a Taylor series, truncated after the second-term. Adding a fourth-order term can a first step to improve the fit of the moveout equation to the travelttime and consider a non-hyperbolic character (Tsvankin and Thomsen, 1994) described in equation 1.2 by  $A_4$ .

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} + A_4 x^4 \quad (1.2)$$

In our case, reflection data are produced from SV-wave and its propagation assuming a homogeneous transversely isotropic media is mostly governed by the anisotropy coefficient,

$$\sigma \equiv \left( \frac{V_{p0}}{V_{s0}} \right)^2 (\epsilon - \delta) \quad (1.3)$$

The  $\sigma$  quantity relates to a dimensionless Thomsen parameter for VTI anisotropy and relates with the earth stiffness matrix,

$$V_{s0} = \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho}} \quad (1.4)$$

$$V_{p0} = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \quad (1.5)$$

$$\epsilon \equiv \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \quad (1.6)$$

$$\delta \equiv \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} \quad (1.7)$$

Where  $V_{s0}$  and  $V_{p0}$  are vertical velocities of S and P-wave,  $\epsilon$  and  $\delta$  are dimensionless Thomsen parameters and  $\rho$  is material density. The anellipticity of the wavefront being described by  $\eta$ ,

$$\eta \equiv (\epsilon - \delta)/(1 + 2\delta) \quad (1.8)$$

The anisotropic character of the SV-wave propagation is present as soon as there is anellipticity (when  $\epsilon \neq \delta$ ) and its magnitude is greatly influenced, for near surface applications, by a considerably high  $V_p/V_s$  ratio in the sedimentary environments investigated. Indeed, below the water table it can oscillate around a factor of 5 for unconsolidated sands up to 10 for poorly consolidated marine clay (Pugin et al., 2013). The value of the  $\sigma$  coefficient, is dictating the amplitude of the discrepancy between  $V_{NMO,SV}$  and the actual vertical shear velocity  $V_{s0}$  (Tsvankin, 2001).

$$V_{NMO,SV} = V_{s0} \sqrt{1 + 2\sigma} \quad (1.9)$$

And the quartic term  $A_4$  presented in (1.1) is defined for the weak anisotropy case (weak anisotropy case may be inaccurate for our geological settings, but is presented anyway for context, see Tsvankin (2001) for generalized version and explicit expressions),

$$A_{4,SV}^W = \frac{2\sigma}{t_{S_0}^2 V_{S_0}^4} \quad (1.10)$$

Hence,  $\sigma$  influences the estimation of  $V_{NMO,SV}$  on the second order term of the moveout equation as well as the quartic term. As mentioned, we tested the accuracy of the moveout equation on CMPs of a portion of the 2D field data available in the study region. The 2-way traveltimes derived from the clay/bedrock interface reflection were fitted to the normal moveout equation using two or three term of the Taylor series expansion. Table 1.1 presents the results for 20 consecutive CMPs with fixed and nearly constant  $t_0$  and a quasi-horizontal layer model. For the 1<sup>st</sup> case, equation 1.1 was used to determine  $V_{NMO}$  for the 2-term hyperbolic and isotropic assumption. Then, in the 2<sup>nd</sup> case, we fixed  $V_{NMO}$  to the value obtain from the previous iteration and tried to improve data fitting by adding a fourth order term and did not succeed. For the third evaluation on reflection data, both parameters of equation 1.2 were varying to reduce slightly the gap between modelled and measured data. The purpose of this trivial exercise was to determine whether it would be adequate to estimate the SV velocity controlling parameter  $\sigma$  from available reflection data in the study region. After acknowledging how relatively small the change on residuals and on the fourth order parameter had to be to get more than 10% variation on  $V_{NMO}$ , we did not go as far as  $\sigma$  estimation.

Furthermore, by conducting a simple sensitivity analysis on both  $A_4$  and  $V_{NMO}$  on our data fitting, we were able to observe the variability amplitude caused by noise contamination and/or picking uncertainty. Indeed, in figure 1.2 the grey area plotted on the graphs reflection picking uncertainty of 2ms (corresponding to 4 times the record sampling), for all the estimation cases. Figure 1.1a shows that the velocity variation

expected for a case not considering a fourth order term is about a third of the estimated velocity while it is close to 25% for a case that does. Figure 1.2b presents a fourth order that varies over four times its value for the same picking uncertainty.

**Table 1.1 Moveout equation fitting and residuals from bedrock reflection 2-way traveltimes in a Montérégie 2D surface seismic survey.**

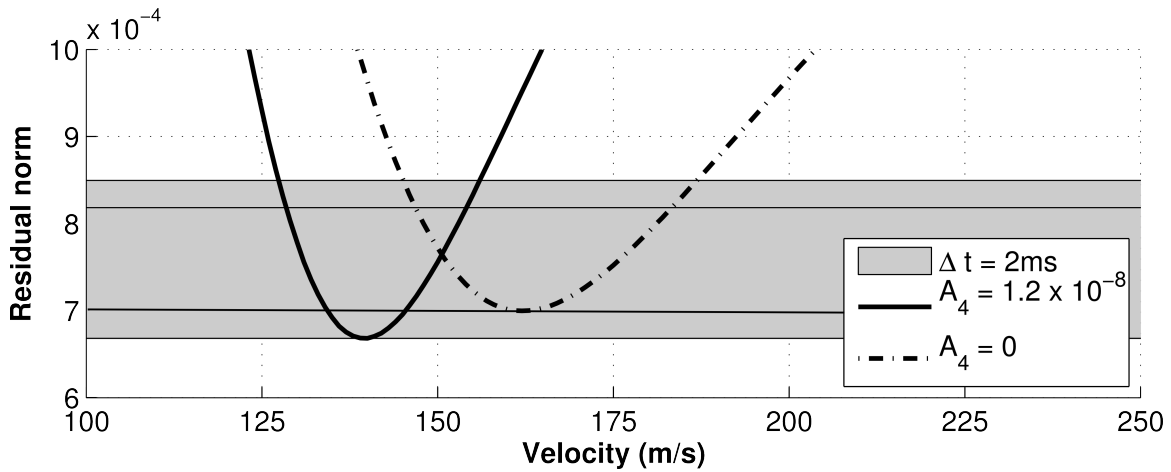
	Fitted model		Estimation		Residual norm
	<i>Equation</i>	<i>Free parameters</i>	$V_{NMO,SV}$ (m/s)	$A_4$	$\frac{\sum   f(x) - data  }{n_{data}}$
Case 1	(1.1)	$V_{NMO,SV}$	162	N/A	$7.0 \times 10^{-4}$
Case 2	(1.2)	$A_4$	162	0	$7.0 \times 10^{-4}$
Case 3	(1.2)	$V_{NMO,SV}, A_4$	139	$-1.2 \times 10^{-8}$	$6.7 \times 10^{-4}$

This investigation conducted prior to the more comprehensive VSP study is presented to put in perspective the analysis of near-surface seismic data and serve as a remainder of some fundamental principles of the method:

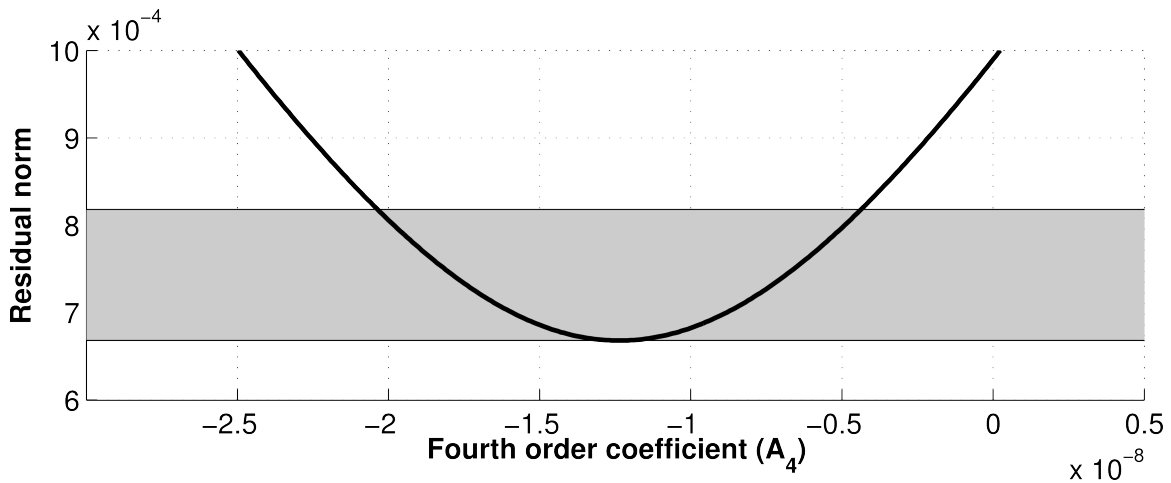
- 1) The Taylor series truncation to the second term and the isotropic assumption for hyperbolic moveout can lead to misinterpretation of shear velocity from stacking velocity;
- 2) As stacking velocity is often used for time/depth conversion in near-surface studies, discrepancies between estimated  $V_{NMO}$  and actual vertical could lead to horizon misplacement of more than 10 meters.
- 3) In many cases and more often with newly developed landstreamers technology (Pugin et al. 2013, Krawczyk et al., 2012) survey configuration in terms of

maximum offset does not allow for adequate velocity estimation and anisotropy magnitude assessment.

a)



b)



**Figure 1.2** Moveout equation fitting to reflection seismic traveltimes for a) varying  $V_{nmo}$  and with or without a fixed fourth order term, b) varying the fourth order term with a fixed  $V_{nmo}$ .

In our case, and increasingly in near-surface application, imaging of the shallow subsurface  $<100\text{m}$  is done with SV-waves. The fact that they have high energy and are recordable on vertical geophones is a great advantage of using this polarization. On the

other hand, its propagation velocity varies with the anisotropy parameter  $\sigma$ . Tsvankin (2001) demonstrates that the effect of a positive  $\sigma$  parameter (most of the cases) on traveltime moveout becomes significantly apparent only when the offset is greater than 1.5 time the depth of the reflection. In the rare cases of negative  $\sigma$ , the effect arrives at shorter offset but is less significant.

## **2 DATA ACQUISITION**

A nine-component walkaway vertical seismic profiling (VSP) survey (see MacBeth et al., 1997 for theory on processing and acquisition) was acquired to get information on seismic velocity in our study region and to investigate the anisotropic character of poorly consolidated clay. In order to investigate the anisotropic character of the same geological unit, the downhole characterization was conducted as close as possible to the 2D line where anisotropy was suspected.

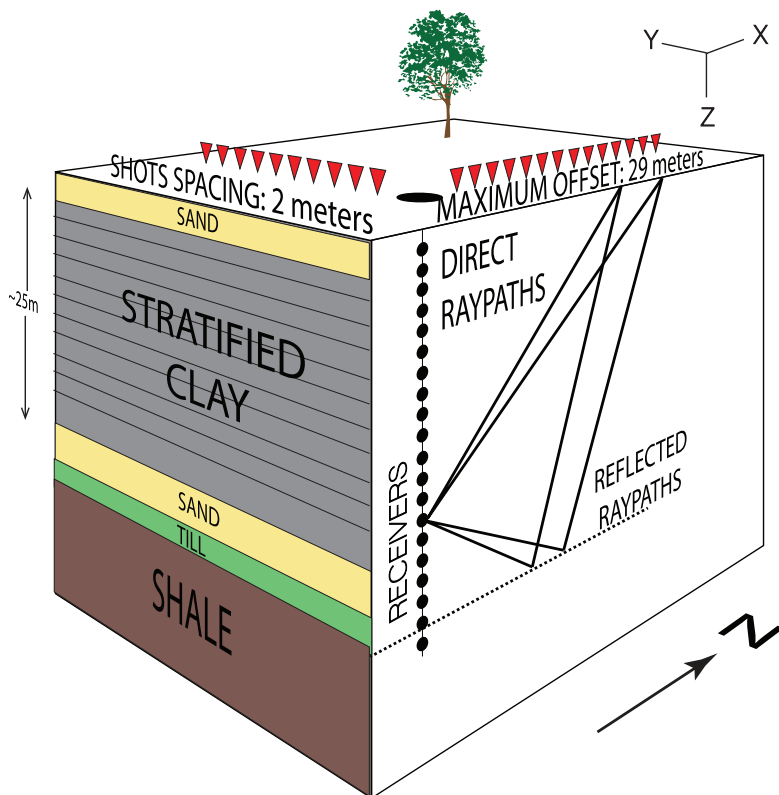
### **2.1 VSP acquisition**

Two walkaway VSP were conducted along two perpendicular axes crossing at the well location, one going towards the North and the other towards the West. The downhole 3C 14 Hz geophone was placed at depths ranging from 1m to 29 m with a 1m interval. Shots were recorded for source offset ranging from 3.1 to 29.1 m, each point being 2 m apart. Figure 2.1a presents a schematic description of the survey design and of the stratigraphic column investigated. The figure also displays the XYZ axes used for source vibration directions and receiver orientations. Figure 2.1b displays density and lithological sequence in the borehole as a result of logging by the GSC.

The well intersects mostly unconsolidated sediments and the geophone positions are mainly located in marine clay. Starting at the bottom, a weathered shale unit is present at 28.5 m, followed by a thin (0.5 m) and compact till layer a little denser than the

bedrock. After approximately 1 m of sand, there is a transitional unit (25.6 m to 26.5 m / not detailed in the lithological log), which contains some mixing between sand and clay. The clay unit between 20.7 – 25.6 m is denser than the rest of the clay unit, with coarser grains and slightly saline pore waters. At the top, the stratigraphic sequence is constituted of a thin compact sand layer (< 1 m) on top of 20 m of clay with finer grains than the deeper unit. Some significantly large dents (12 m, 18.5 m and 27.5 m) and some smaller ones (23 m and 25.5 m) are present in the bulk density logs. The bigger ones suggest issues with well construction (gaps or heterogeneities near the well casing), but very thin layers varying in grain size could explain small variations in measured clay density.

a)



b)

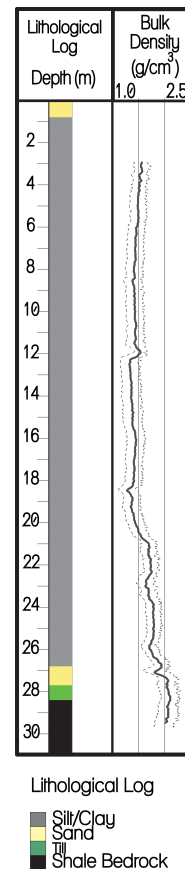


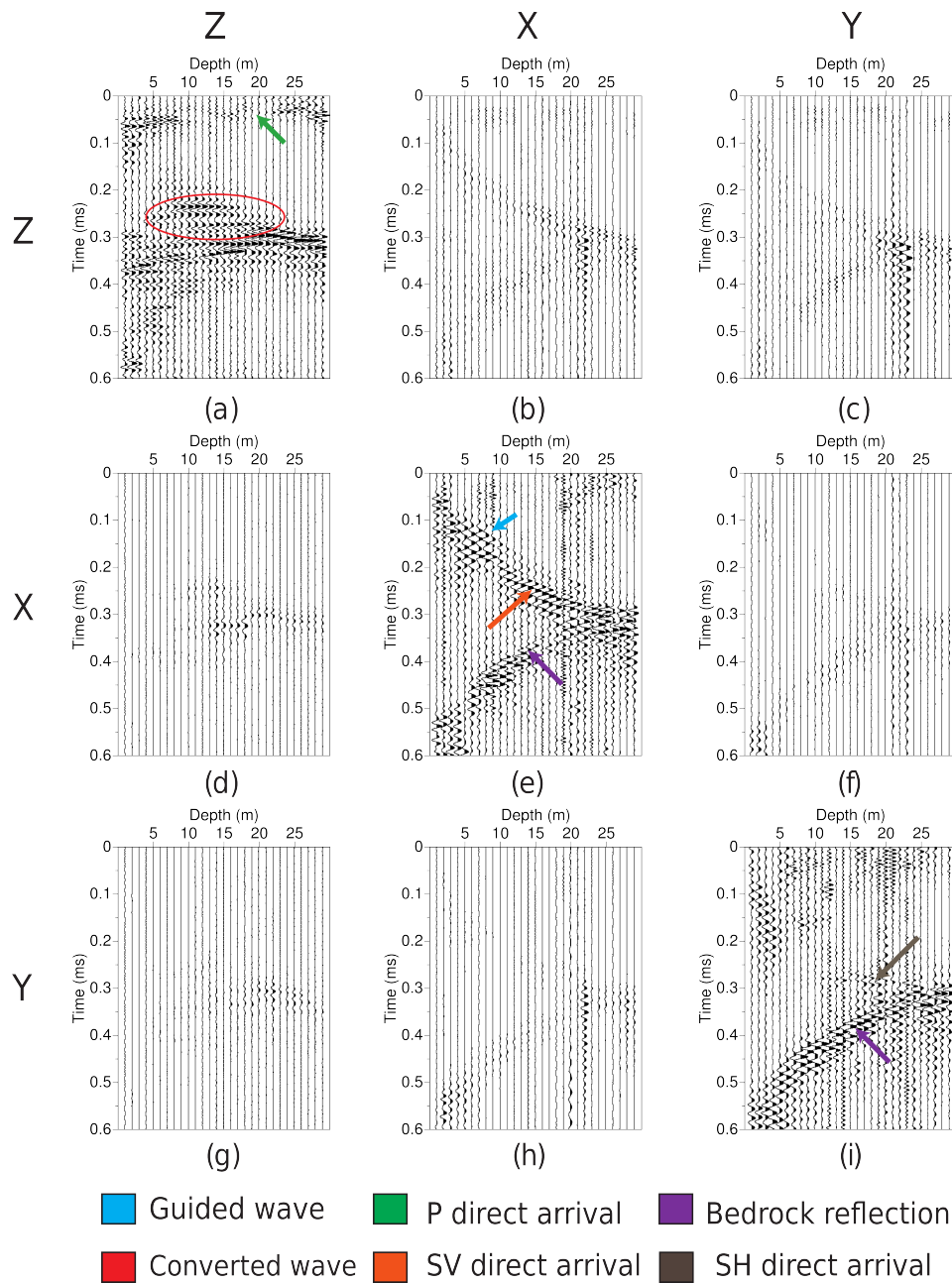
Figure 2.1 a) Schematic display of VSP survey configuration and investigated stratigraphic column, b) Lithological and density logs conducted in the borehole used for VSP survey.

The source used is the Microvibe, a portable 400 W vibrating device developed by the Geological Survey of Canada (Pugin et al., 2013). The device consists of six transducers per vibration direction mounted on a concrete block. For all shots of our survey, we used a 6 s linear sweep with frequencies ranging from 20 Hz to 200 Hz. Recording time was set to 7 s at a sampling rate of 0.25 ms. Vibroseis correlation was achieved by cross-correlating the recorded seismograms with measurements from a geophone located on the vibrating device. Source vibration directions included a vertical P-wave component, and two horizontal shear-wave components oriented N-S and E-W. The downhole receiver is equipped with an azimuth control device that uses the earth magnetic field to align the horizontal components of the receiver with source vibration directions. Hence, only small rotation angle corrections were applied according to P-wave direct arrival (DiSiena et al., 1984) and to correct for inadequate mechanical orientation of the geophones.

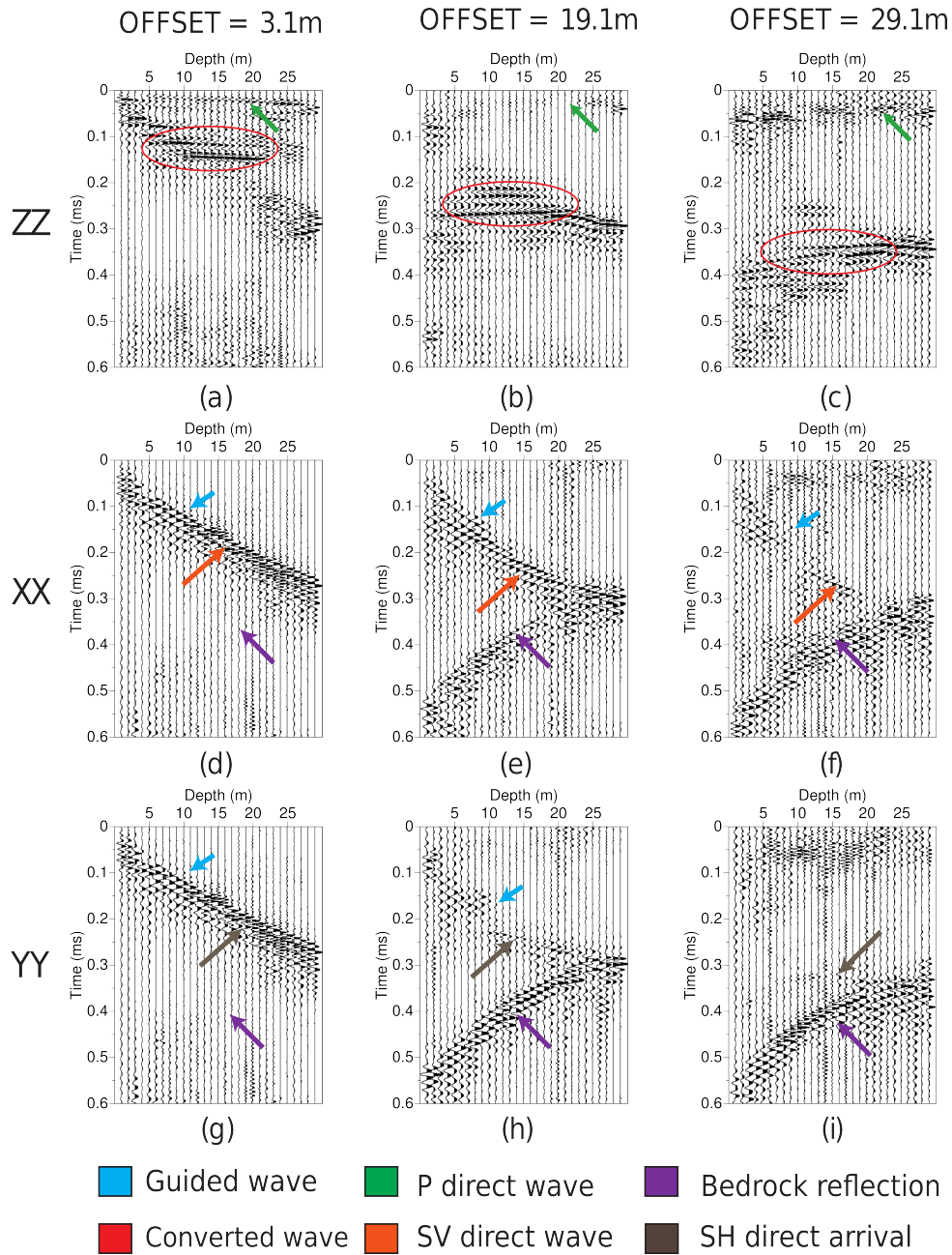
Apart from first arrivals, the main events expected on the VSP seismograms are the reflections from the top of the shale unit referred to in this manuscript as bedrock. Figure 2.2 presents the VSP data for the three source polarizations namely X (North), Y (West) and Z, for each X, Y and Z receiver components. The same constant gain function was used to display all seismograms shown on figure 2.2. Only vibroseis correlation was applied to the data. . The majority of the signal is recorded on the receiver component parallel to the polarization of the source although weaker downgoing and upgoing events are locally observed on the off-diagonal components. A four-component rotation was attempted to further minimize the energy of the off-diagonal of the shear-wave data but was unsuccessful due to the presence of reverberation on SP arrivals (see figure 2.3 d-f). VSP data at other offsets have similar amplitude characteristics (not shown), indicating the presence of either an isotropic or VTI media. Further analysis of delays between first arrivals of the shear-wave data on the diagonal components clearly suggests the presence of anisotropy. This is also in agreement with the previous analysis of the 2D surface seismic data acquired near the



VSP site. Thus, we assumed that the sequence of clay in the study area have dominant VTI characteristics. This hypothesis guided the rest of the work presented here.



**Figure 2.2 Seismograms for the nine components at offset 21.1m a) ZZ, b) ZX, c) ZY d) XZ, e) XX, f) XY, g) YZ, h) YX and i) YY for equivalent clipping value (same amplitude scale). Coloured arrows point to the different seismic events recorded on the seismograms.**



**Figure 2.3 Seismograms of P for source borehole offset of a) 3.1 m b) 19.1 m and c) 29.1 m. Seismograms of SV for offset of d) 3.1 m, e) 19.1 m and f) 29.1 m. Seismograms of SH for offset of g) 3.1 m, h) 19.1 m and i) 29.1 m. Coloured arrows point to the different seismic events recorded on the seismograms.**

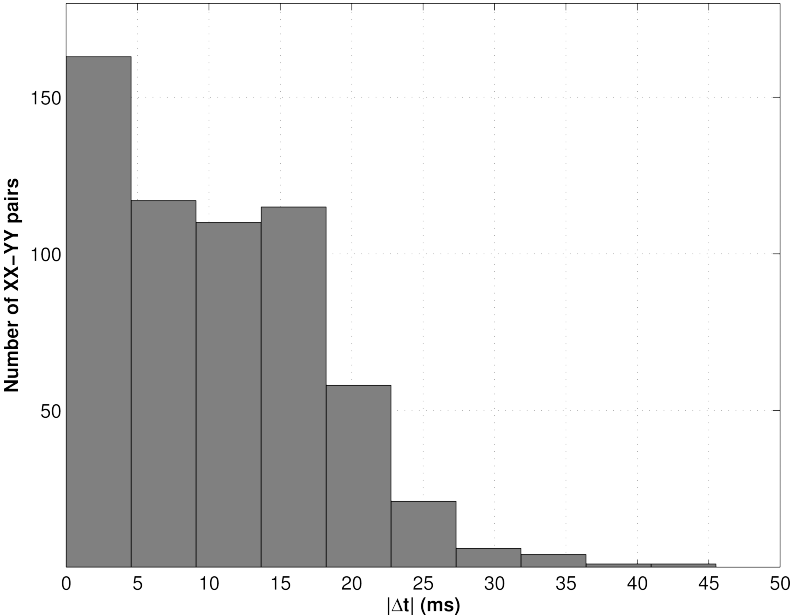
Figure 2.3 presents the diagonal components for three shot points located along the N-S profile. Offsets shown on this figure are 3.1 m, 19.1 m, and 29.1 m, respectively.

Several events are annotated. For P-wave source (vertical vibration) sampled on vertical orientation geophones (figure 2.3a, b and c), clear P-wave first arrivals are observed. However, amplitudes of direct arrivals become weaker and less coherent with increasing offset with phase shifts and decreasing signal to noise ratio (figure 2.3c). The dominant seismic event in amplitude on the three ZZ seismograms is the converted SP wave. The conversion from S to P polarization occurs at the bedrock interface where a high impedance contrast is present. Such mode conversion has been observed previously on the 2D seismic data acquired in the study area (Pugin et al., 2009).

Analysis of the first arrivals for the SV-waves presented in figure 2.3d, e and f is challenging. For the shorter offset (figure 2.3d), direct SV-arrival and a possible guided wave travelling in a faster layer located in the first few meters (~1-3 m) arrive almost at the same time for all receiver positions and are almost superposed on the seismogram (orange and blue arrow on figure 2.3d). Although qualified as a guided wave (blue arrow), the possibility of being in presence of a multi-path SV downgoing wave was considered. It prevented us from picking any SV first arrival in its presence complicating the use of SV for parameters inversion (next section). As horizontal source (X) offset increases to 19.1 m (figure 5e), the arrival of the SV and guided wave are slightly separated on the seismogram. However, it is somewhat difficult to follow SV first arrivals up or down the hole as most of the coherent energy appears at mid-depth (~10-25 m) receiver locations. This concentration of clear direct SV arrivals at mid-depth is even more obvious for the larger source offset (figure 2.3f). Two main reasons explain partly this behaviour: 1) Focusing of the raypaths for propagation angles close to 45 degrees and; 2) Lower S/N ratio in the uppermost section of the well. As the incidence angle at the well is greater for shallow receiver positions a lot of the SV-energy is observed on the vertical component.

Events for the SH polarization are shown on YY seismograms (figure 2.3g, h and i). For short offsets, the same interference issues as for the XX seismogram are observed. Multiple seismic events increase uncertainty on the SH direct arrival. However, for a source offset of 19.1m (figure 2.3h), the SH direct arrivals are clear at almost all receiver depths. The direct SH-wave arrivals for the larger source offset (figure 2.3i) are coherent, but show a unique wavelet shape indicating different frequency content. The bedrock reflections have less energy than direct arrivals for short offset and the seismic event is getting more energetic with increasing offset.

Figure 2.2 provided visual evidence that we were not in presence of an orthorhombic medium, but failed to rule out the isotropic model to make the case for our VI hypothesis. As a first evaluation procedure, we looked at the traveltime discrepancies between picked first arrivals on the XX and YY seismograms. Histogram of the time differences is presented on the histogram in figure 2.4 and the values reveal significant variations from 0 to 46 ms.



**Figure 2.4 Histogram of the traveltime discrepancies between picked first arrivals on the XX and YY seismograms. velocity and Anisotropy Estimation**

### 3 VELOCITY AND ANISOTROPY ESTIMATION

As accurate velocity estimates are mandatory in near-surface and engineering applications, we hypothesize that an isotropic model is an oversimplification of the medium and therefore estimated velocities assuming an anisotropic component media. Here, we explore various methodologies that propose either to fit the VSP traveltimes along the entire raypath or using slowness and polarization at the borehole. We also investigate the possibility and pertinence of estimating all Thomsen parameters as opposed to evaluating vertical to horizontal velocity ratios for all polarizations using a tomographical routine. The VTI model was used as a working hypothesis in all cases.

#### 3.1 Local anisotropy method

The local anisotropy parameter estimation approach uses the phase slowness measurements at the borehole to estimate vertical velocities and anisotropy. It is a widely used method since it provides local estimates of anisotropic parameters that are not representative of the lateral and vertical heterogeneity of the subsurface (Tsvankin, 2011). With sufficient polar and azimuthal coverage, Dewangan and Grechka (2003) demonstrated that it is possible to invert for the full stiffness tensor.

In our case, due to limited azimuthal coverage and noisy receiver components for some angle of polarization,,we used both vertical and horizontal slowness vectors defined respectively as:

$$S_x = \frac{dt}{dx} \quad (3.1)$$

$$S_z = \frac{dt}{dz} \quad (3.2)$$

Gaiser (1990) and, Miller and Spencer (1994) used both approximated and exact dispersion relations to estimate the density-normalized stiffness tensor moduli:

$$A_{ij} = \frac{c_{ij}}{\rho} \quad (3.3)$$

Hence, they relates to Thomsen parameters in the case of a VTI medium using the same relationships as defined in equations 1.4 to 1.7, but normalized by the density of the material.

The study by Miller and Spencer (1994) also explains the advantages and inconveniences of using a prior estimation of  $A_{55}$  and imposing it in further estimation procedures. This two-step workflow is well suited for our dataset since SH vibration direction is the polarization less affected by noise and is define by linear equation describing the dispersion of its wavefront:

$$A_{66}S_x^4 + A_{55}S_z^4 = 1 \quad (3.4)$$

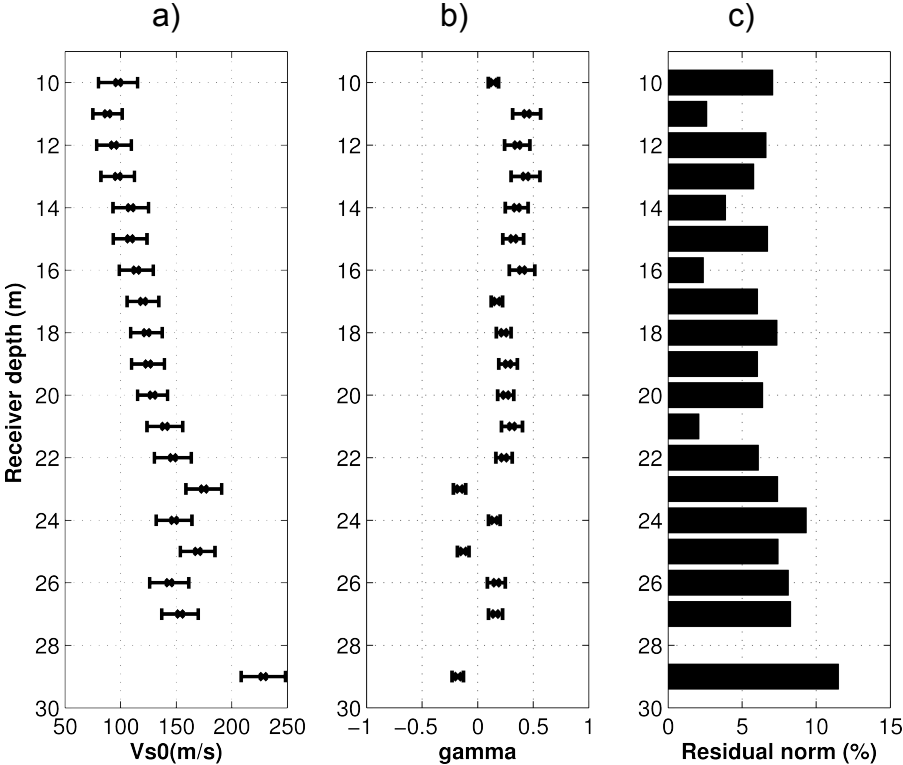
Using a simple least-square inversion scheme, we first compute  $A_{55}$  and  $A_{66}$  and calculate Thomsen parameters for transverse isotropy. Those values and their 95% confidence intervals are presented in figure 3.1. The residuals from the inversion for each depth is presented in figure 3.1c as the percentage of the residual norm, and is calculated using:

$$Residual\ norm(\%) = \sum \frac{|(m - data)^2|}{(n_{data} - d)} * \frac{100}{data_{max} - data_{min}} \quad (3.5)$$

Where, m is the computed data from the model and d is the number of parameter to estimate. This residuals quantification procedure is the one used in the entire manuscript even for nonlinear regressions. The computation of the confidence interval for each parameter in the linear case is done using equation 3.6.

$$\pm 1.96 \text{diag}(\text{cov}(m_{L2}))^{\frac{1}{2}} \quad (3.6)$$

With  $\text{cov}(m_{L2})$  as the model covariance matrix. Inversion results do not include receivers shallower than 10m that contain noisier first arrivals. The  $dz$  quantity used to get  $S_z$  (see equation 3.2) was imposed at 2 m, which corresponds approximately to S wavelength in the sediments above the bedrock (e.g Grechka and Mateeva, 2007).



**Figure 3.1 Results of linear inversion of vertical and horizontal slowness vectors for SH. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.**

$V_{s0}$  increases in a quasi-linearly from 10 to 26 m. A thin layer of sand at a depth of 29 m could explain the significant velocity increase and the negative gamma value. Gamma values suggest greater anisotropy in the upper section estimated (10-15m). At 23 m and 25 m, velocity estimates increase and gamma is negative. Those depths correspond to disturbance (lower values) in the density log and could confirm the presence of fine layering.

If we follow the methodology presented by Miller and Spencer (1994), with then want to use our reliable prior estimate of  $A_{55}$ , to extract the rest of the density normalized tensor parameters for the VTI case. In their paper, the authors use a linearized version of the qP-qSV (quasi P and quasi SV) dispersion relation of Helbig (1984).

$$\begin{aligned} A_{11}(A_{55}S_x^4 - S_x^2) + A_{33}(A_{55}S_z^4 - S_z^2) + A(S_x^2S_z^2) \\ = A_{55}(S_x^2 + S_z^2) - 1 \end{aligned} \quad (3.7)$$

Where, 
$$A = A_{11}A_{33} + A_{55}^2 - (A_{13} + A_{55})^2 \quad (3.8)$$

Although linear, this relationship includes three free parameters and their estimation is highly sensible to lateral heterogeneity. Since, it has not been a significant issue when analyzing SH, we expect poorly consolidated clay to be well approximated by a homogeneous medium. However, our maximum offset is approximately only three times the P wavelength, so horizontal slowness measurement will not be robust enough for this inversion. Moreover, this approach is not well suited to analyze SV wavefronts, which first arrivals at the borehole are only well defined at mid-range polar angles (see discussion about raw data in precedent section and figure 2.3).

Vertical slowness measurements also spread over the same range (< 30 m), but with a higher measurement density (geophone position every meter), we were able to obtain sufficient data points even as geophone pairs used to calculate  $S_z$  was apart by a  $dz$  of 10 m representative of the approximate P wavelength in the unconsolidated section of the water saturated stratigraphic sequence. Following Grechka and Mateeva (2007), the combination of the P-wave vertical slowness and its vertical polarization can be used to estimate Thomsen parameters:



$$S_z(\phi) \approx \frac{\cos \phi}{V_{P_0}} [1 + \delta_{VSP} \sin^2 \phi + \eta_{VSP} \sin^4 \phi] \quad (3.9)$$

With,  $\eta_{VSP}$  and  $\delta_{VSP}$  relates to eta and delta with the following relationships:

$$\delta_{VSP} = (f_0 - 1)\delta \quad (3.10) \quad \eta_{VSP} = (2f_0 - 1)\eta \quad (3.11)$$

Where,

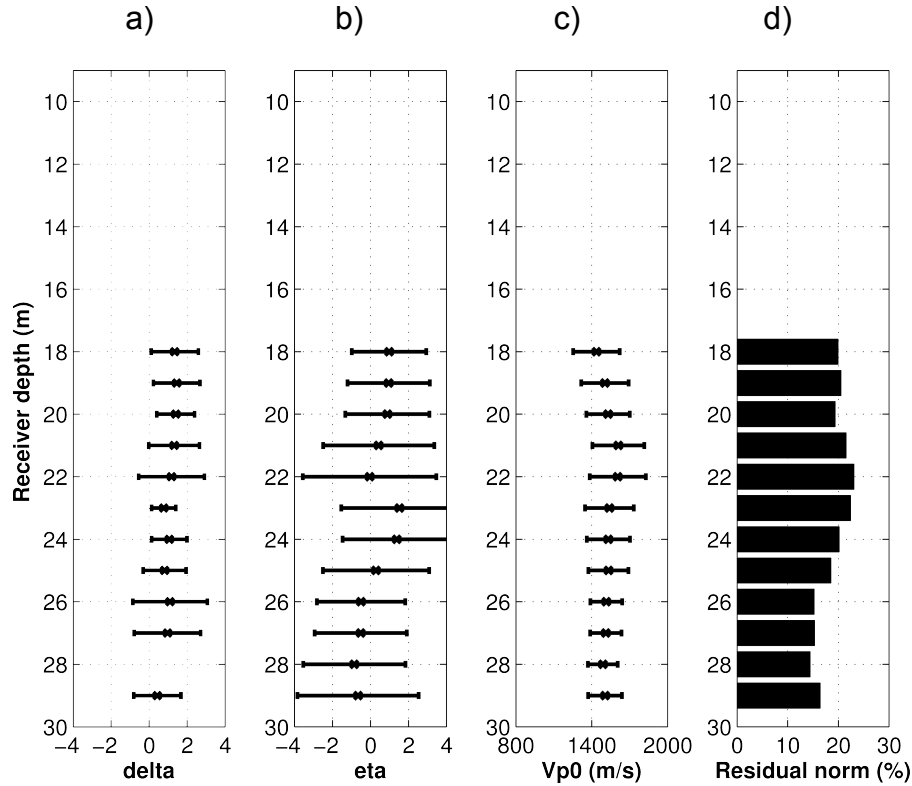
$$f_0 = \frac{1}{1 - V_{S_0}^2/V_{P_0}^2} \quad (3.12)$$

Figure 3.2 presents the estimation results with 95% confidence intervals for the nonlinear inversion of combined vertical slowness and polarization measurement of the P-wave. For all the nonlinear regression cases in the manuscript

$$\pm (m - data)^2 * \frac{cov(m_{L2})}{n_{data} - d} \quad (3.13)$$

An isotropic initial was used at every depth for the inversion and a  $V_p$  of 1400 m/s. The objective function used is minimizing the L2 norm of the difference between  $S_z$  calculated from equation 3.9 and measured  $S_z$ . Estimations in figure 3.2 begin at 18 m, resulting from noisy data in the upper section and the chosen  $dz$ . We presented the graph starting at 10 m for consistency with estimation results presented in the paper.

Figure 3.2 shows an average and fairly constant estimated vertical P velocity of 1450 m/s. The higher P values are located between 20 m and 23 m. This interval also showed an increase in S velocity, further pointing to fine layering. Confidence intervals on figure 3.2a and 3.2b shows that delta is more sensitive than eta in the inversion process. However, the incertitude on delta is still very high as even for the best estimation at 23 m, possible estimate cover a range of 0 to 1.6.



**Figure 3.2 Results of non-linear least-square inversion of vertical and slowness vectors combined with polarization for P. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.**

Although relatively robust estimates of the vertical P velocity were obtained, the results show that the range of delta and eta is way too important for us to consider interpreting their values. The lack of reliable data covering large polar angles spectra is undeniably responsible for the large confidence interval for delta and eta. In an attempt to reduce the residuals, we investigated the possibility of approximating the traveltimes by a polynomial function or a Taylor series expansion (e.g Dewangan and Grechka, 2003). The solution became highly dependent on the order of the polynomial or simply the approximation method used.

### 3.2 Estimation along the entire raypath

In an attempt to recover more reliable estimates of the anisotropic parameters that controls P-wave and mainly SV-wave propagation, we designed a workflow aiming to estimate the parameters by fitting the traveltimes. In our previous attempt, we established that SH data can provide stable values of the vertical shear velocity. Moreover, we found that poorly consolidated clay in the investigated volume is mildly heterogeneous. However, with a large wavelength, small distortions on the P wavefront strongly alter our ability to conduct reliable estimation.

The workflow uses an inversion that will try to fit the traveltimes along the entire raypath and deliver averaged anisotropy coefficients above each receiver. For every dataset (SH, P and SV) investigated, the procedure is as follows:

- 1) Initial Isotropic guess of involved parameters;
- 2) Anisotropic ray tracing in the guessed model and determination of the length of the ray (L);
- 3) Adjustment of L / tt to the phase velocity equation using unbound non-linear least-square inversion;
- 4) Verifying if convergence is achieved and stop if it is;
- 5) Feeding estimation to initial guess for ray tracing.

To provide measured velocity estimates from picked traveltimes, anisotropic ray tracing was conducted on the initial guess model using the shortest path method. Giroux and Larouche (2013) present a 3D extension of the approach and of the algorithm used for ray tracing in this study. Dissecting the curved raypath in small linear segments and summing them allowed us to assess for L, namely the full length of the curved rays.

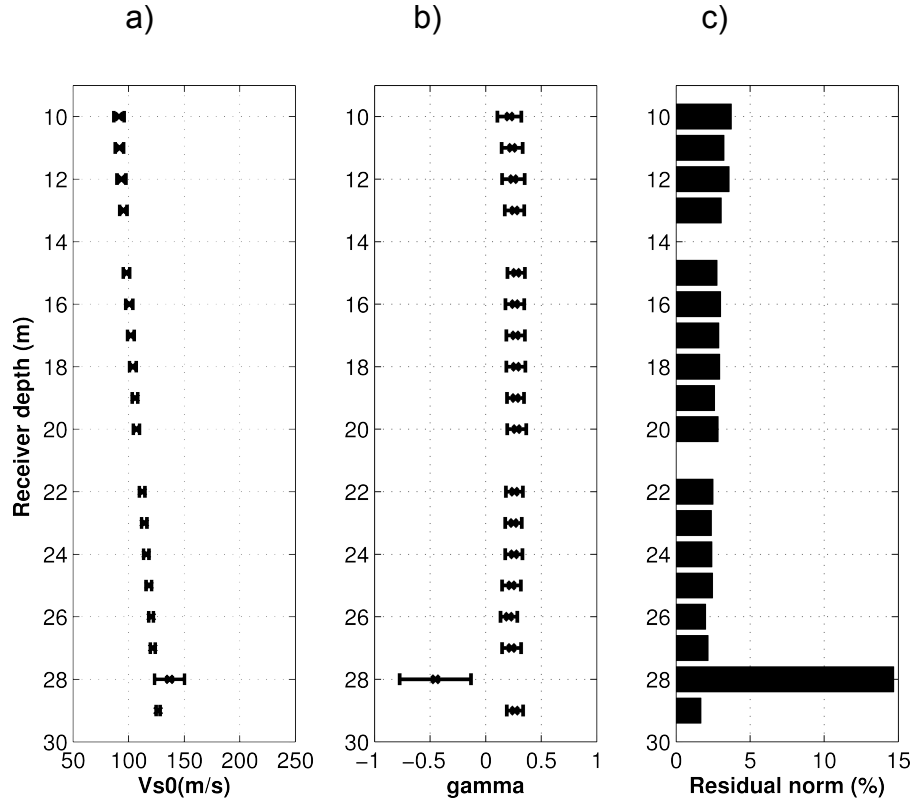
As for the procedure described in the previous section, we begin our estimation by determining  $V_{s_0}$  with SH data and fitting it to equation 3.14 and getting also a  $\gamma$  estimate. Coefficients along with 95% confidence interval and residuals associated with model fitting are shown in figure 3.3.

$$V_{SH}(\theta) = \sqrt{V_{s_0}^2 [1 + 2\gamma \sin^2 \theta]} \quad (3.14)$$

By comparing this result to the one obtain using the local estimation, we see the smoothing effect of our methodology and its averaging nature. It exhibits small uncertainty for both parameters. This means that the process is stable, but it is an inherent consequence of our methodology. However, estimated vertical shear wave velocity and gamma coefficient fall in the range of the previous inversion (except for the sand layer at the bottom). The corroboration of those estimates with the previous ones gives us confidence in our workflow for the rest of estimation process. Considering that angle coverage is not broad enough for SV and anisotropy parameters epsilon and theta might be better constraint using only P, we continue our investigation by fitting compressional phase velocity described by equation 3.15 and assigning  $V_{s_0}$  value previously estimated.

Figure 3.4 presents the results from this second step in our procedure along with 95% confidence interval and residuals associated with model fitting. While  $V_{P_0}$  is slightly underestimated as a result of our methodology, the estimated values fall in the range predicted using the slowness polarization method and are relatively stable. On the other hand, with the large uncertainty on epsilon and delta values it is hard to believe that the inversion results and the fitting to measures P traveltimes is at all sensible to those two parameters. As for the slowness polarization process previously presented, we can hardly get any useful interpretation from those results. This can also be attributed to large wavelength of P data in comparison with the area investigated. Small phase shifts

can lead to important deviation of the measured P-wave velocities from the theoretical expectation



**Figure 3.3 Results of non-linear least-square inversion of SH direct arrival traveltimes fitting to SH phase velocity equation for VTI media. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.**

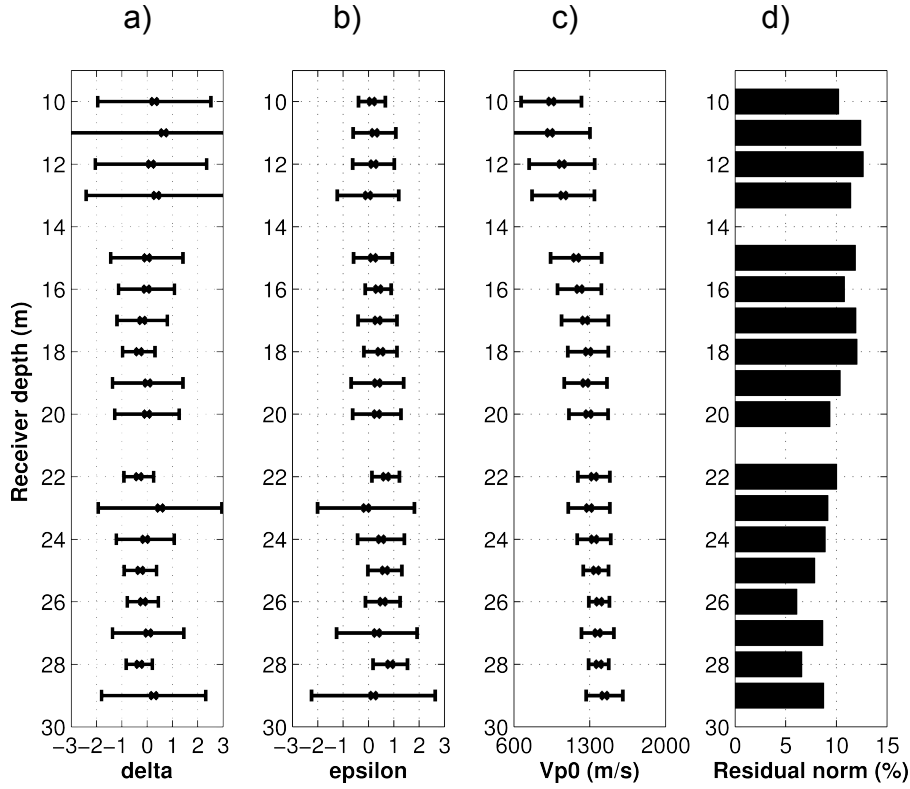
$$Vp(\theta) = \sqrt{V_{P_0}^2 [1 + \epsilon \sin^2 \theta + D']} \quad (3.15)$$

With,

$$D' = \frac{1-R}{2} \left[ \left\{ 1 + \frac{4(2\delta - \epsilon)}{1-R} \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \frac{4(1-R + \epsilon)\epsilon}{(1-R)^2} \sin^4 \theta \right\}^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \quad (3.16)$$

And,

$$R = \frac{Vp_0^2}{Vs_0^2} \quad (3.17)$$

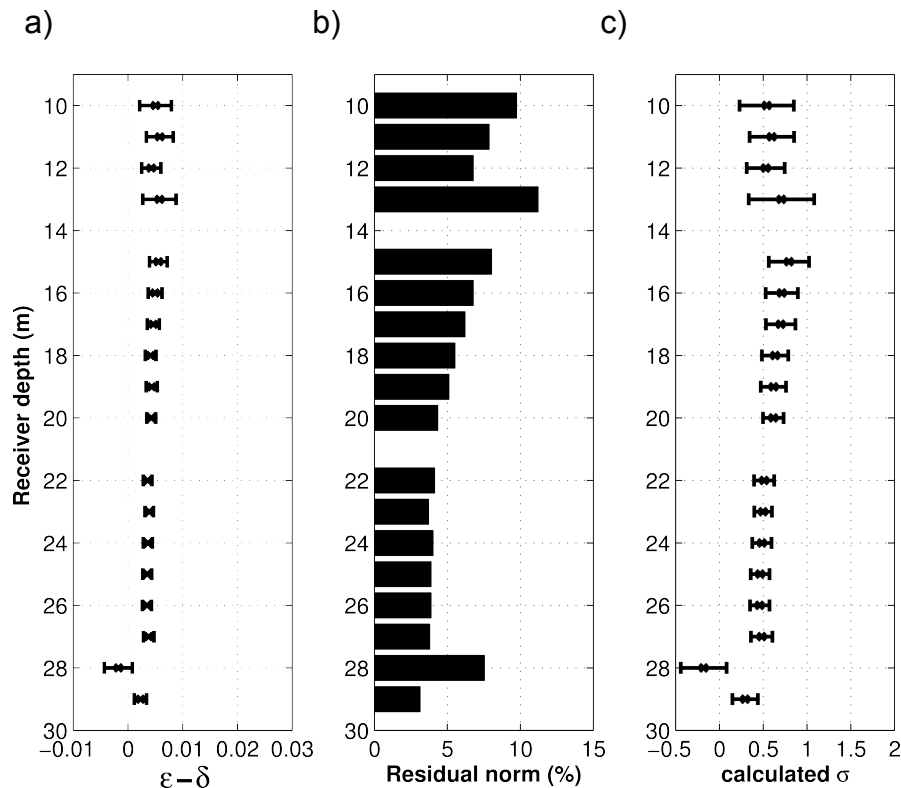


**Figure 3.4 Results of non-linear least-square inversion of P first arrival traveltimes fitting to phase velocity equation. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.**

At this point, it is clear that no further information will be extracted for P dataset. As the SV first arrival traveltimes from the VSP dataset was not used to reduce the confidence interval of the anisotropy coefficients evaluated, it could be used to get quantities pertinent to SV-wave propagation. By assuming weak anisotropy, phase velocity for SV is defined by:

$$V_{SV}(\theta) = V_{S_0} \left( 1 + \frac{V_{P_0}^2}{V_{S_0}^2} (\epsilon - \delta) \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) \right) \quad (3.18)$$

Assigning  $V_{p0}$  and  $V_{s0}$  estimation from the two previous steps, we can evaluate the  $\epsilon - \delta$  quantity using a simple linear inversion scheme. This quantity allows us to calculate sigma, which is the controlling parameter for SV. Estimated and calculated quantities from this third inversion are presented in figure 3.5.



**Figure 3.5 Results of linear least-square inversion of SV first arrival traveltimes fitting to phase velocity equation for weak anisotropy. Values and 95% confidence interval are presented with associated residuals for all depths.**

Again, we end up with averaged parameters, but with a stable estimation. Residuals are relatively low and confidence intervals are reasonable. Like it was the case for the  $\gamma$  parameter (the other stable anisotropy coefficient estimated), it looks like  $\sigma$  is decreasing slowly towards the deeper intervals investigated. Although the difference between epsilon and delta being a bit small, the large  $V_p/V_s$  delivers an average value of 0.5 for  $\sigma$  which is very close to the average for brine saturated clay/shale (Wang, 2002). However, this result does not provide us with ground to make anellipticity ( $\eta$ )

and delta estimation that dictate the behaviour of P-wave velocity variation for a VTI media.

### 3.3 Geostatistical Tomography method

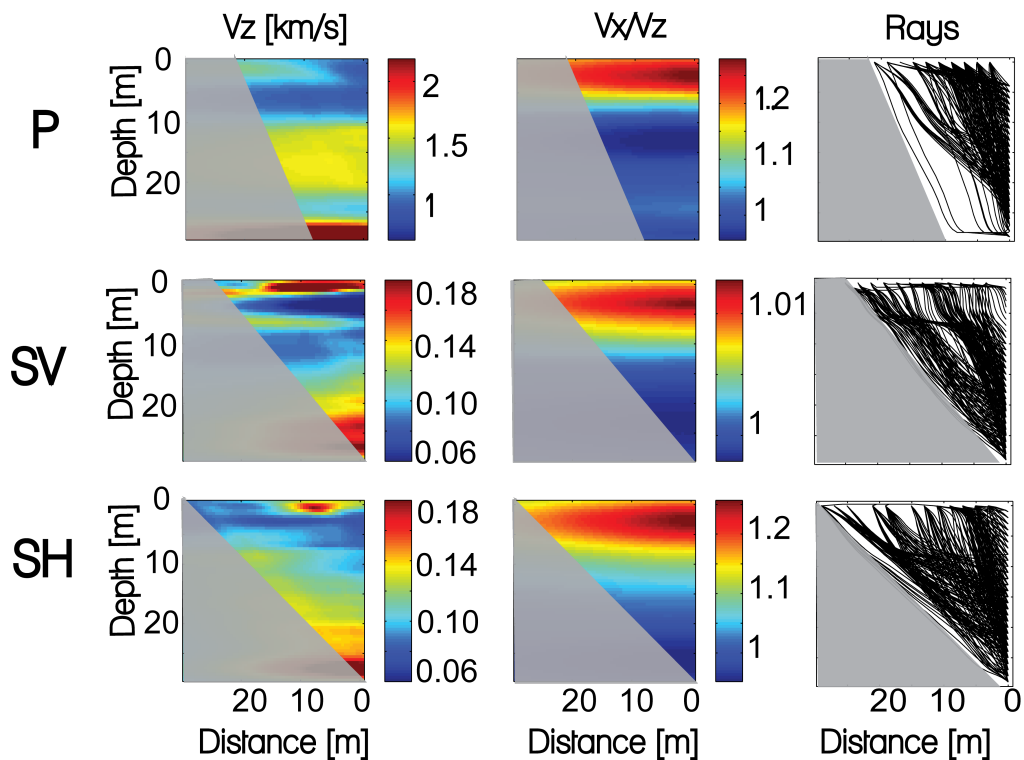
In order to propose a more straightforward tool to get a quick sense of anisotropy from available VSP data, a tomogram has been computed. The geostatistical tomography algorithm *bh\_tomo* (Giroux et al., 2007; Gloaguen et al., 2005) has been used with first arrival traveltimes used as input. In opposition with the preceding inversion methodology, this one was done separately for the three wave polarization P, SV and SH. In order to compute the tomographic panel, we use the same data as for the VSP manually picking P, SV and SH arrivals.

However, data from only one azimuth (N-S) was used. The result for anisotropic inversion includes vertical velocity profile ( $V_z$  associated with  $V_0$ ), vertical to horizontal velocity ratio ( $V_x/V_z$ ) and ray patterns. Since the algorithm is based on 2D inversion scheme, a small variability range was imposed horizontally to recover a pseudo 1D image. The result of the tomographic inversion is presented on figure 3.6 and the ray geometry is shown in the right column of the same figure.

As for the parameter results in the previous section, the results are less reliable for the first few meters of depth. Those less reliable estimates can be easily explained by a less dense ray coverage and geometrical constraints that force seismic rays propagation to be very close to the horizontal plane. Results of  $V_z$  for SV and SH polarization are similar as predicted by the theory for a VTI medium.  $V_x/V_z$  for SV is less than 1% everywhere which is consistent with SV wave equation that predicts  $V_x=V_z$  and the velocity maxima at an angle of propagation of 45 degrees. Rays patterns



for SV-wave shows a dominance of this angle of propagation while SH-wave seems to have more rays travelling horizontally.



**Figure 3.6 Tomograms of P, SV and SH wave vertical velocities, the horizontal to vertical velocity ratio and ray coverage inverted with *bh\_tomo*.**

P-wave results in figure 3.6 suggest that a strong velocity anisotropy of more than 20 % is present in the first 5 meters. However, as highlighted with the previous approaches, noise level in the upper section is too important to get reliable horizontal velocity values. On the other hand, estimated vertical velocities fall in the range predicted earlier. This tool is not well suited to determine anisotropy for SV velocities. Indeed, it provides us with horizontal to vertical velocity ratio, which we expect to be 1 for this polarization in a transversely isotropic media. In the SH case, the 2 previous approaches yielded approximate gamma values of 0.25. If we take a shear velocity of 100 m/s, this means (from equation 3.11) a horizontal to vertical velocity ratio of 1.2, which is confirmed on the tomograms.

## 4 DISCUSSION

As reflection seismic is getting used extensively to map the shallow subsurface, decision makers in the environmental industry are starting to rely on interpretation for actions such as rehabilitation or water supply well drilling. Interpreted seismic time horizons are converted to depth horizon using velocity models often not well constrained by borehole geological information. Keeping that in mind, anisotropic velocity models could provide more precise answers for sensitive case even for near surface applications. Following this study, a particular attention should be brought to near surface seismic survey design to enhance polar anisotropy diagnosis and to provide adequate correction. Evaluation of the parameters is done by assessing an uniform source radiation and not accounting for near source effect (Malinowski and Baker, 2003). Issues encountered while trying to characterize the first few meters (< 10m) could be attributed to such phenomena coupled with varying soil moisture.

We tested three different methods for parameter estimations and witnessed their pros and cons. First, making use of a tomographical algorithm for evaluating anisotropy is not a viable approach as it fail to evaluate key parameters for the SV-wave, which has become frequently used. On the other hand, one could use the result from such an approach to constrain more complicated methodology or to compare the vertical velocity outputted to stacking velocities. Second, combination of well-documented slowness procedures showed a lot of robustness. In this case, our near-surface dataset was not able to provide complete anisotropy information and use SV arrivals to compute a  $\sigma$  estimate. However, vertical velocities for P and S were successfully estimated as well as a mean gamma value of  $0.3 \pm 0.1$ .

Third, the full ray anisotropy approach (section 3.2) is not a classically recognized approach for anisotropy estimation. The fact that the estimation include anisotropy and

velocity information all along the ray path makes it very tricky to interpret. Nevertheless, in this case, investigation of the entire volume smoothed the vertical variations of the estimation, but kept it in range of values computed from the slowness approach. We even succeeded at extracting a mean  $\sigma$  estimation of  $0.5 \pm 0.1$ . Again, the inherent averaging of the approach prevented us for interpreting the vertical fluctuations of this parameter. Still, for near-surface applications, depth to the bedrock and the average velocity above it is often what is needed to be estimated. A simple adjustment, of those two quantities can be easily achievable using an average  $\sigma$  parameter. Although those results greatly suggest further investigation of polar anisotropy in similar environments, the anisotropy estimations in the study are valid only for this particular area of the Champlain Sea sediments.

## **5 CONCLUSION**

A nine components walkaway VSP with two azimuths was acquired in the poorly consolidated clay of the Quebec Lowlands paleo-marine sediments. Considering a VTI sedimentary environment, reliable anisotropy estimates were derived from first arrivals and polarization vectors for the controlling parameters of SV and SH propagation. Velocity variations according to polar angle of propagation have been observed for all three wave polarizations although not quantified for P. When a wide-aperture of polar angles was available (SH case), the slowness/polarizations methods allowed better estimates of the local parameter close to the measurement in the borehole. On the other hand, with its complex wavefront shape, we were not able to use SV data to better constraint the inversion with this type of approach. As anticipated the high  $V_p/V_s$  ratio plays an important role in the magnitude of the anisotropy parameter sigma for SV. Seismograms showed that the analysis of the SH-wave wavefront is more straightforward and that seismic events are easier to identify with this polarization. This

behaviour should influence further survey configuration in poorly consolidated marine clay.

## **Acknowledgement**

We thank André Pugin from the Geological Survey of Canada for giving us access to the 2D surface data. We are grateful to him as well and members of his hydrogeophysics team in Ottawa (Kevin Brewer and Heather Crow) for providing material and support for VSP acquisition. Finally, we acknowledge the contribution of one anonymous reviewer for useful comments and suggestions.

## **6 REFERENCES**

- Alhussain, M., Austin, U.T., Hyderabad, N., Sen, M.K., 2012. Removing anisotropic overburden effect for reliable reservoir fracture characterization Removing anisotropic overburden effect 1–5.
- Alkhalifah, T., Tsvankin, I., 1995. Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics* 60, 1550–1566. doi:10.1190/1.1443888
- Bakulin, A., 2003. Intrinsic and layer-induced vertical transverse isotropy. *Geophysics* 68, 1708–1713.
- Dewangan, P., & Grechka, V. (2003). Inversion of multicomponent, multiazimuth, walkaway VSP data for the stiffness tensor. *Geophysics*, 68(3), 1022. doi:10.1190/1.1581073
- DiSiena, J.P., Gaiser, J.E., Corrigan, D., 1984. Horizontal components and shear wave analysis of three-component VSP data. *Vert. Seism. Profiling, Part B Adv. Concepts* Ed. by M. Nafi Toksoz Robert R. Stewart.

- Gaiser, J. E., 1990. Transversely isotropic phase velocity analysis from slowness estimates." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 95.B7 : 11241-11254.
- Giroux, B., 2012. Performance of convolutional perfectly matched layers for pseudospectral time domain poroviscoelastic schemes. *Computers and Geosciences* 45, 149–160. doi:10.1016/j.cageo.2011.10.030
- Giroux, B., Gloaguen, E., Chouteau, M., 2007. bh\_tomo—a Matlab borehole georadar 2D tomography package. *Computers and Geosciences* 33, 126–137. doi:10.1016/j.cageo.2006.05.014
- Giroux, B., Larouche, B., 2013. Task-parallel implementation of 3D shortest path raytracing for geophysical applications. *Computers and Geosciences* 54, 130–141. doi:10.1016/j.cageo.2012.12.005
- Gloaguen, E., Marcotte, D., Chouteau, M., Perroud, H., 2005. Borehole radar velocity inversion using cokriging and cosimulation. *J. Appl. Geophys.* 57, 242–259. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.01.001
- Grechka, V., 2012. Anisotropy, in: *52 Things You Should Know about Geophysics*. Nova Scotia, Canada, pp. 14–15.
- Grechka, V., 2013. Ray-direction velocities in VTI media 78, 1–5.
- Grechka, V., and A. Mateeva, 2007, Inversion of P-wave VSP data for local anisotropy: Theory and a case study: *Geophysics*, 72, no. 4, D69–D79.
- Helbig, K. (1984). Anisotropy and dispersion in periodically layered media. *Geophysics*, 49(4), 364-373.
- Hunter, J. A. (1984). Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph—Some simple techniques. *Geophysics*. doi:10.1190/1.1441766

- Jarvis, K.D., Knight, R.J., 2002. Aquifer heterogeneity from SH-wave seismic impedance inversion. *Geophysics* 67, 1548–1557. doi:10.1190/1.1512800
- Jeng, Y., 1995. Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality. *Geophysics* 60, 1715–1726. doi:10.1190/1.1443904
- Koren, Z., Ravve, I., 2014. Azimuthally dependent anisotropic velocity model update. *Geophysics* 79.
- Krawczyk, C., M., Polom, U., Dahm, T., 2012. Imaging of urban sinkhole structures—combination of P-wave and shear-wave reflection seismic profiling in the metropolitan region of Hamburg, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 3164.
- Lefebvre, R., Rivard, C., Carrier, M.-A., 2011. Integrated regional characterization of the Montérégie Est aquifer system, Quebec, Canada. *Geohydro proceedings*, 2332, 28–31.
- L’Heureux, Jean-Sébastien, et al. *Landslides in Sensitive Clays—From Geosciences to Risk Management*. Springer Netherlands, 2014.
- Locat, J., Lefebvre, G., et Ballivy, G. 1984. Mineralogy, chemistry, and physical properties interrelationships of some sensitive clays from eastern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 21: 530-540.
- MacBeth, C., Li, X., Zeng, X., Cox, D., Queen, J., 1997. Processing of a nine-component near-offset VSP for seismic anisotropy. *Geophysics* 62, 676–689. doi:10.1190/1.1444176
- Malinowski, M., Baker, G., 2003. Effects of source energy and soil moisture on near-source , nonlinear deformation associated with near-surface seismic reflection sources. 2003 SEG Annual Meeting.
- Miller, Douglas E., and Carl Spencer. "An exact inversion for anisotropic moduli from phase slowness data." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 99.B11 (1994): 21651-21657.

- Miller, R. D., & Xia, J. (1998). Large near-surface velocity gradients on shallow seismic reflection data, 63(4), 1348–1356.
- Polom, U., Arsyad, I., Kümpel, H., 2008. Shallow shear-wave reflection seismics in the tsunami struck Krueng Aceh River Basin , Sumatra. *Adv. Geosci.* 135–140.
- Polom, U., Hansen, L., Sauvin, G., L'Heureux, J.-S., Lecomte, I., Krawczyk, C.M., Vanneste, M., Longva, O., 2010. High-resolution SH-wave seismic reflection for characterization of onshore ground conditions in the Trondheim harbor, central Norway, in: *Advances in Near-Surface Seismology and Ground-Penetrating Radar*, SEG, Tulsa. SEG, Tulsa, OK, pp. 297–312.
- Pugin A. J.-M., Brewer K., Cartwright T., Pullan S. E., Perret D., Crow H. and Hunter J. A. 2013. Near surface S-wave seismic reflection profiling– new approaches and insights. *First Break* 31, 49–60.
- Pugin, A. J.-M., Pullan, S. E., and Hunter, J. A. 2009. Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling. *The Leading Edge*, 28, 1248-1261.
- Pugin A. J.-M., Pullan S. E and Hunter J. A. 2013. Shear-wave high-resolution seismic reflection in Ottawa and Quebec City, Canada. *The Leading Edge*, 32/3, 250-255.
- Pugin, A. J.-M., Pullan, S. E., Duchesne, M.J., 2013. Regional hydrostratigraphy and insights into fluid flow through a clay aquitard from shallow seismic reflection data. *The Leading Edge*, 32/7, 742-748.
- Pugin, A. J., Larson, T. H., Sargent, S. L., McBride, J. H., & Bexfield, C. E. (2004). Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, U.S. *The Leading Edge*. doi:10.1190/1.1776740
- Pullan, S.E., Pugin, A. J.-M., Hunter, J.A., Brooks, G.R., 2011. Mapping disturbed ground using compressional and shear wave seismic sections, In *Proceedings: SAGEEP'2011 (Symposium on the Application of Geophysics to Environmental*

- and Engineering Problems) Charleston, SC: Environmental and Engineering Geophysical Society, 2011.17–23.
- Rousseau, A.N., Mailhot, A., Slivitzky, M., Villeneuve, J., Rodriguez, M.J., Bourque, A., 2004. Usages et approvisionnement en eau dans le sud du Québec Niveau des connaissances et axes de recherche à privilégier dans une perspective de changements climatiques. *Can. Water Resour. J.* 29, 121–134. doi:10.4296/cwrj121
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology*. New York: Cambridge University Press, 592p.
- Sil, S., Davidson, M., Zhou, C., Olson, R., Swan, H., Howell, J., Chiu, S., Willis, M., 2011. Effect of near-surface anisotropy on a deep anisotropic target layer 305–309. doi:10.1190/1.3627831
- Sone, H., Zoback, M.D., 2013. Mechanical properties of shale-gas reservoir rocks — Part 1: Static and dynamic elastic properties and anisotropy. *Geophysics* 78, D381–D392. doi:10.1190/geo2013-0050.1
- Steeple, D.W., Miller, R.D., Geological, K., 1994. Pitfalls in shallow seismic reflection.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics* 51, 1954. doi:10.1190/1.1442051
- Tsvankin, I., 2001. *Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media*. Elsevier, Netherlands.
- Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., van der Baan, M., Thomsen, L., 2010. Seismic anisotropy in exploration and reservoir characterization: An overview. *Geophysics* 75, 75A15–75A29. doi:10.1190/1.3481775.
- Tsvankin, I., and Thomsen, L., 1994, Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media: *Geophysics*, 59, 1290-1304.



Robert A. Williams, William J. Stephenson, Arthur D. Frankel, and Jack K. Odum (1999) Surface Seismic Measurements of Near-Surface P- and S-Wave Seismic Velocities at Earthquake Recording Stations, Seattle, Washington. *Earthquake Spectra*: August 1999, Vol. 15, No. 3, pp. 565-584.

Wang, Zhijing., 2002. Seismic anisotropy in sedimentary rocks, part 2: Laboratory data. *Geophysics* 67.5 (2002): 1423-1440.

Yilmaz, O. (2000). *Seismic Data Analysis*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.



## **ARTICLE III**

# **Comprehensive Geophysical Data Integration and Stratigraphic Contacts Delineation in a Regional Hydrogeological Characterization Study**



## Résumé

Le positionnement des interfaces entre les milieux géologiques de propriétés hydrauliques différentes est une étape importante dans le processus de caractérisation hydrogéologique à l'échelle régionale. Dans cette étude, nous avons développé une séquence méthodologique permettant de combiner plusieurs jeux de données géophysiques et géologiques pour cartographier la surface du roc en Montérégie. Le but de l'exercice était l'assimilation optimale des données à trois niveaux de la séquence. Premièrement, le variogramme expérimentale montre deux structures de différentes portées : une provenant des interprétations géophysiques densément échantillonnées et l'autre des marqueurs géologiques de forages conventionnels. Deuxièmement, une méta-variable est construite avec la totalité des données secondaires (e.g. interprétations géologiques à basse résolution, levés électromagnétiques), chacune d'entre elles ayant une précision et résolution définie. Pour en tenir compte, un classement de ces données a permis de leur assigner un poids dans une interpolation DSI (*discrete smooth interpolation*). Troisièmement, le krigeage avec dérive externe (KED) est utilisé pour interpoler les puits ayant les marqueurs de forages avec la plus grande fiabilité. Les résultats de la cartographie du roc à l'échelle régionale sont cohérents avec l'*a priori* géologique, reproduisant bien le contexte de vallée comme celui d'affleurements rocheux. En plus d'illustrer le fonctionnement de l'algorithme, la projection de la surface construite sur une section 2D de sismique réflexion permet une validation du procédé et pourrait conduire à une réinterprétation de la mesure géophysique.



# **Comprehensive Geophysical Data Integration and Stratigraphic Contacts Delineation in a Regional Hydrogeological Characterization Study**

Martin Blouin\*<sup>1</sup> and Erwan Gloaguen<sup>1</sup>

Affiliations: <sup>1</sup>Institut National de la Recherche Scientifique – Centre Eau-Terre-Environnement (INRS-ETE), 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada. G1K 9A9

## **Abstract**

Accurate inference of the interfaces between geological units showing different hydraulic properties is a key step for a reliable hydrogeological characterization of regional aquifers. In this study, we developed a workflow that combines multiple geological and geophysical data sets having different intrinsic resolution to map a stratigraphic interface of the regional aquifer located in Montérégie, Quebec, Canada. One of the principal goals was to optimally assimilate all the data at all stages in the workflow. Firstly, the experimental variogram showed two structures of different ranges: one coming from highly sampled geophysical data and the other from conventional borehole geological markers. Secondly, a meta-variable is constructed with all secondary data (e.g. geological interpretations of low-resolution electromagnetic surveys), each having its own accuracy and resolution. In order to take that into account, different reliability indexes were given as weights in a discrete smooth interpolation (DSI). Thirdly, a classic kriging with an external drift (KED) operator was used to interpolate the more reliable well data on the entire region. The approach was

tested on the estimation of the bedrock interface elevation in a regional hydrogeological characterization study. The resulting map showed bedrock elevations coherent with geological prior, representing main features such as outcrops and valleys. A cross section is presented to illustrate the philosophy behind the tools employed to achieve the estimation process. It also shows an example of visual quality control undertaken to validate the workflow.

## **1 INTRODUCTION**

Due to the increasing vulnerability of surface water, which is under the threat of global warming, urban sprawl and anthropic activities, regional aquifer resource characterization is becoming a major concern as many countries are counting on this resource to ensure future water needs (Foster and Chilton 2003). However, regional aquifer characterization is a difficult scientific challenge as there are only few reliable data available from sparsely hydrogeological wells. In Quebec and across Canada, the other data that can be used to complement the datasets include the national hydrogeological databases from the consulting well companies and geophysical data. Both sets of data have low resolution and the first one is not always reliable. Hence, there is a need for a comprehensive approach to integrate every data within a workflow that takes into account the resolution and sampling differences at the regional scale. There are several data assimilation workflows that have been successfully applied in the case of local scale assessment (Bayer et al., 2011; Gloaguen et al., 2012). Particularly, a great deal of effort has been put into optimally integrating crosswell and well data (Dubreuil-Boisclair et al., 2011; Perozzi et al., 2012; Tronicke et al., 2012). Most of the approaches rely on different forms of stochastic or deterministic inversion schemes. However, the knowledge acquired at the local scale is not completely transferable to the regional scale due to the scale difference between well and geophysical data, the unlikelihood of having full coverage of geophysical surveys across the region of study, variability in available data and variations in accuracy of the different data (Dagan 1986). In addition, the goals of data assimilation change between local and



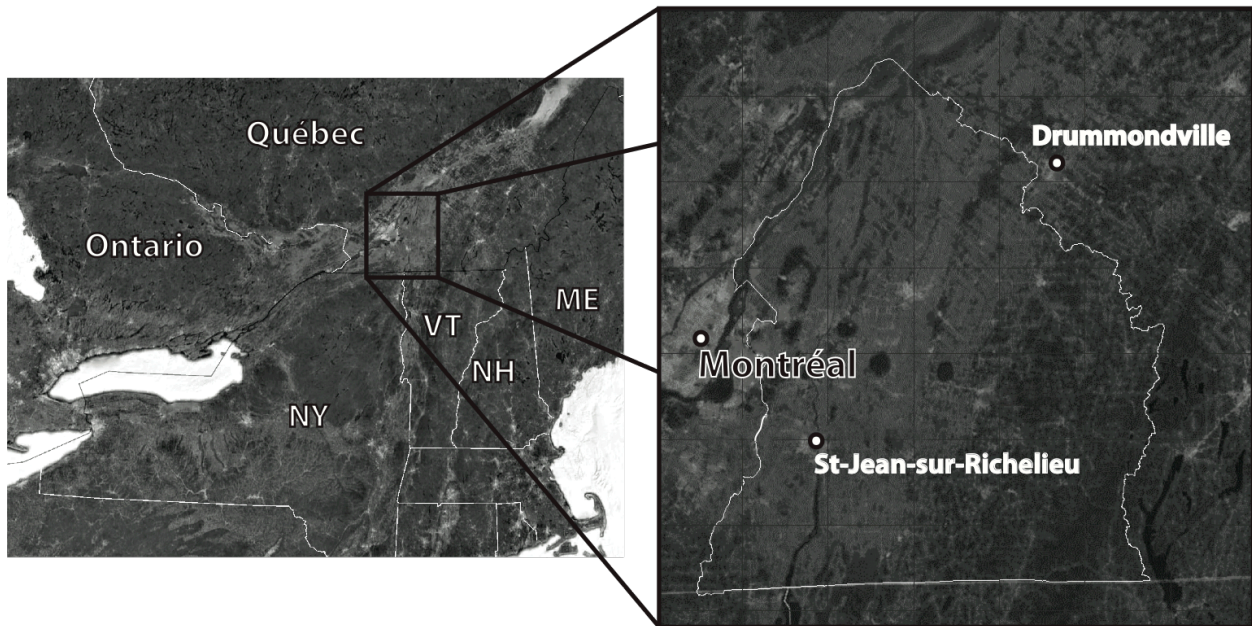
regional scale. As in local scale, the aim consists in building high-resolution heterogeneous hydraulic fields that will serve as input for mass transport, at the regional scale, the goal is to fill the gap between the sparse wells to interpolate the stratigraphic interfaces between geological units providing large scale continuity. This goal may seem less ambitious, but it provides crucial inputs for hydrogeological understanding, guiding the conceptual models, but also defining the main stratigraphic units in a hydrogeological groundwater flow simulation (Rubin and Hubbard 2005).

Two major issues stress the difference between local and regional hydrogeophysical characterization. First, there is the resolution of the chosen geophysical method that should be considered. For example, the airborne time-domain electromagnetic method (TDEM) is very promising in defining regional stratigraphy (Jorgensen et al., 2005), but fails when compared to electrical logs due to resolution differences (McNeill et al., 1990). Second, in regional studies, as the conditions and the targets change throughout the covered area, it is often necessary to resort to multiple technologies to measure exhaustive properties of the soil and retrieve lithological changes in all geological contexts. Thus, building a stratigraphic model that incorporates all the information available can represent a major challenge. More often than not, uncertainty and scale of measurement are not accounted.

In the present study, results from geophysical measurements from different sources are combined with well data of varying quality to properly delineate stratigraphic contacts. This paper presents the workflow and investigates the methodology to interpolate the unconsolidated sediments / bedrock interface, taking into consideration the reliability and scale of the data available. A bit of insight on how data acquisition was planned and conducted is given. Then, the geostatistical approach is described through statistical data analysis and variogram construction. Finally, results are shown and explained to fully understand the impact of the chosen workflow.

## 1.1 Context and study site

The context of the present research was pushed by the practical needs generated by large scale hydrogeophysical surveys in Québec, Canada. Indeed, in 2009, the Ministry of Environment of Quebec (MDDEFP) launched a program to improve the knowledge on the quality and availability of groundwater resources, so as its vulnerability in the most urban areas of the province of Quebec, Canada. In order to evaluate the robustness of our workflow, we tested it on the Montérégie region (Figure 1.1). Located East of Montreal, the region covers three watersheds for a total surface area of about 9,000 km<sup>2</sup>. The northern part of the study area is constituted mainly of marine sediments from the Champlain Sea that can reach up to 60 meters in thickness. In the southern part of the region, the bedrock interface is encountered at shallower depths, marine sediments are thinner and the till unit is much more continuous and found on the majority of the territory.



**Figure 1.1** Location of the study site in Montérégie, Québec, Canada

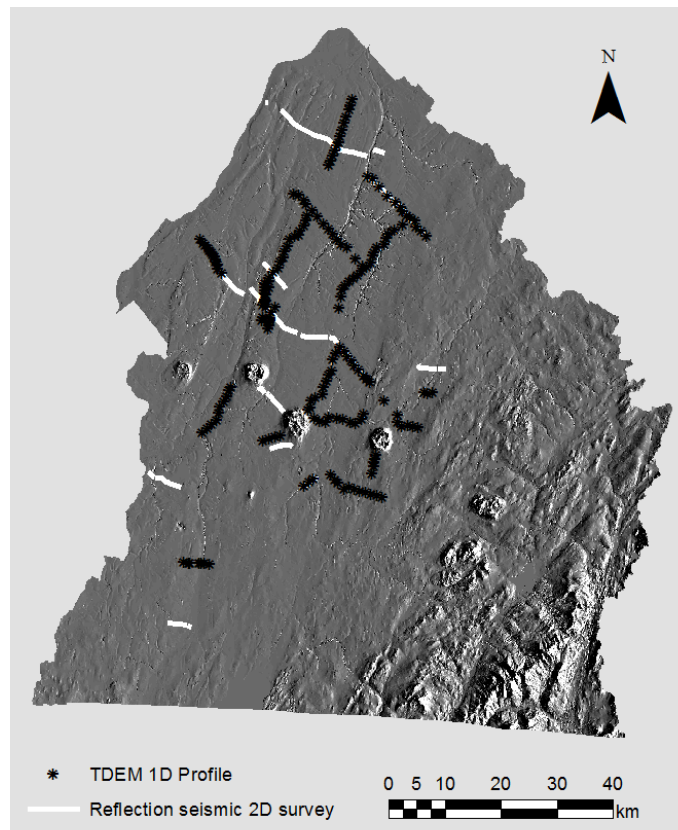
## **1.2 Available data**

From 2009 to 2011, 2D reflection seismic, time domain electromagnetic surveys (TDEM), electrical resistivity tomography (ERT) and cone penetration tests (CPT) were conducted and cooperatively processed (it is to be noted that the seismic reflection data were to be conducted and processed using the landstreamer system developed by André Pugin from the Geological Survey of Canada, see Pugin et al., 2013). The location of each survey was carefully chosen by first using the techniques that permit the most extensive coverage per day and then locally refining the data sets with higher resolution but slower geophysical measurements. The seismic and TDEM data were measured first on perpendicular profiles that cross the entire area under study and the data were cooperatively processed. Then, the CPT and well sites were chosen based on the seismic and TDEM interpretation to minimize the costs and maximize the information on hydrogeological heterogeneity. ERT surveys were deployed over narrow targets identified on seismic profiles in order to infer the electrical property of the materials and then interpreted in conjunction with CPT electrical data and corresponding geological logs.

### **1.2.1 Time-Domain Electromagnetic surveys**

Subsurface materials in Montérégie present noticeable variations in electrical resistivity. CPT surveys exposed the greatest variations in the marine and sandy sediments and thus in the electrical response of the material. This oriented the choice to use the TDEM to generate pseudo-2D resistivity lines as the measurements are fast and the geology is almost 1D at least locally. Due to economical constraints, airborne TEM was not considered at that time. With appropriate loop settings, this method has been successfully deployed in hydrogeophysical characterization studies (Danielsen et al., 2003) and in the surveyed region specifically (Krievochieva and Chouteau, 2002). In the Montérégie territory, about 200 vertical 1D resistivity profiles were acquired using a

zonge GDP32 nanoTEM with in loop configuration (location on Figure 1.2). Those measurements yielded clay thickness and depth to bedrock as discrete interpretations.



**Figure 1.2 Geophysical survey location. TDEM 1D profiles (black dots) and reflection seismic 2D surveys (white lines) with Digital Elevation Model (DEM) in background.**

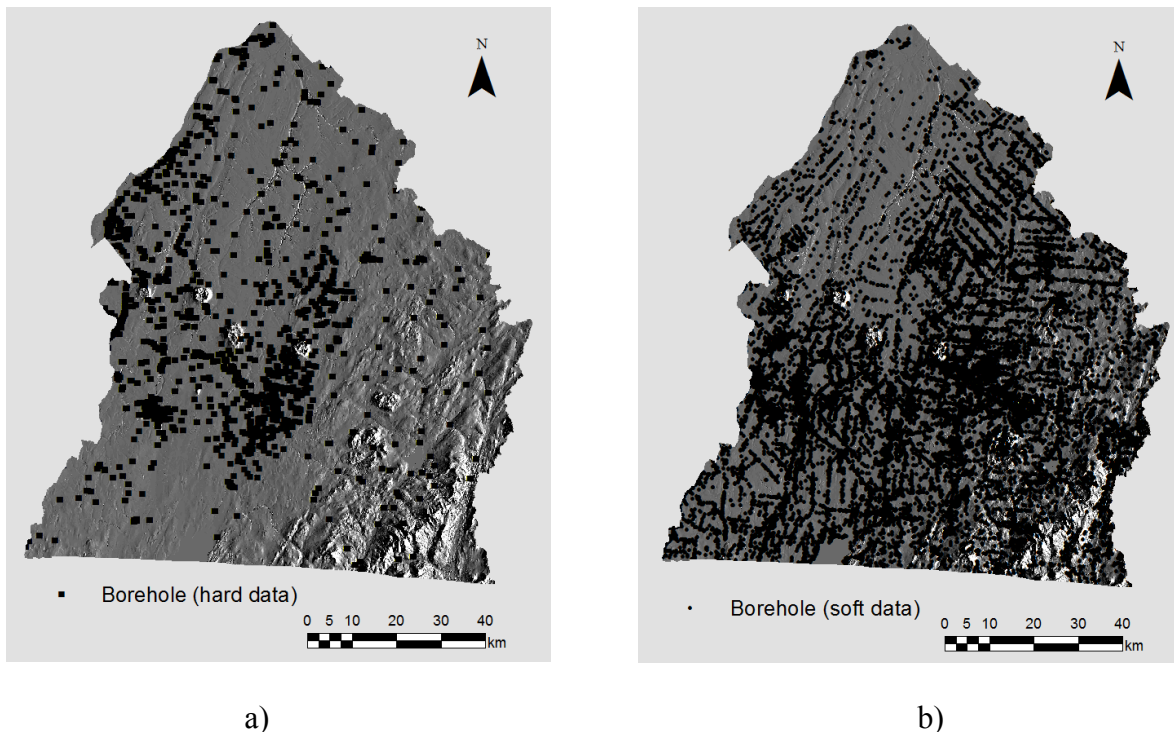
### **1.2.2 2D Reflection Seismic lines**

From September 2009 to October 2010 about 90 km of seismic reflection surveys were acquired (location on Figure 1.2). The system used is composed of a 48-channels, three-components landstreamer developed and operated by the Geological Survey of Canada (GSC). The source is a “Minivibe II” and can be rotated in any angular position to generate pure shear-waves (Pugin et al., 2009). The seismic reflection profiles were particularly helpful in Eastern Montérégie to accurately define the internal structure of unconsolidated sediments down to the till and bedrock interfaces (Pugin et al., 2013). This is essentially due to the very low S wave velocity that dramatically lowered

wavelengths and, hence, increases the resolution. Initial interpretation of all 2D seismic surveys was done by the GSC.

### 1.2.3 Borehole data

The newly drilled boreholes for the regional hydrogeological characterization project were added to a database of more than 20,000 lithological descriptions gathered from previous engineering studies and resident's personal wells (Carrier et al., 2010). From all of the bedrock elevation markers contained in those descriptions, two datasets were created according to the confidence level (data location, drilling technique and data source) in the measurement. Figure 1.3a presents highly reliable bedrock markers location (considered as hard data) while Figure 1.3b shows spatial distribution of remaining borehole data that form the secondary dataset (soft data). This step is crucial and needs specific care to not include unreliable well marker in the primary dataset in order not to bias the final estimate.



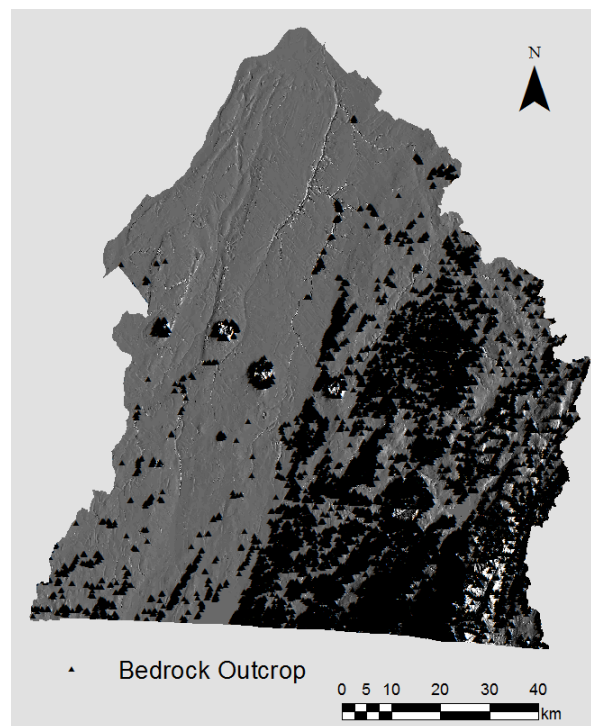
**Figure 1.3 Location of borehole sites and bedrock marker with DEM in background: (a) reliable markers (b) remaining data with acceptable information.**



From Figure 1.3, it is possible to see that less reliable borehole data are available in the northwestern most part of the study area. The uneven distribution can be in part explained by the presence of a shallow saline aquifer that prevents private water supply wells. In that area, inhabitants rely mainly on public infrastructure for personal water supply.

#### 1.2.4 Prior geological information

Since borehole and geophysical data are for the most part collected in valleys and not directly on bedrock outcrops, crucial information regarding bedrock topography is not fairly represented and consequently will be biased in the construction of the bedrock map. As direct geological observations need to be honoured at the end of the process, all listed bedrock outcrop locations (Carrier et al., 2013) were used (Figure 1.4).



**Figure 1.4 Bedrock outcrops spatial distribution with DEM in background.**

Figure 1.4 is coincident with the physiographic region in the area, starting from the St-Lawrence Lowlands Northwest and ending in the Appalachian region to the southeast.

Hence, the occurrence of bedrock outcrop is increasing towards the Southeast and bedrock elevation is closely related to ground surface elevation.

### 1.2.5 Data integration and calibration

The different available data were integrated together with conventional drilling information in a 3D Geographic Information System, (Mallet, 1992) allowing straightforward data processing validation. Geophysical data with large spatial coverage (e.g 2D reflection seismic) were first investigated and helped to guide the interpretation for more localized surveys (e.g ERT). It further leads to comprehensive interpretation of each data set and a better understanding of the varying resolution and reliability of the different methods Figure 1.5.

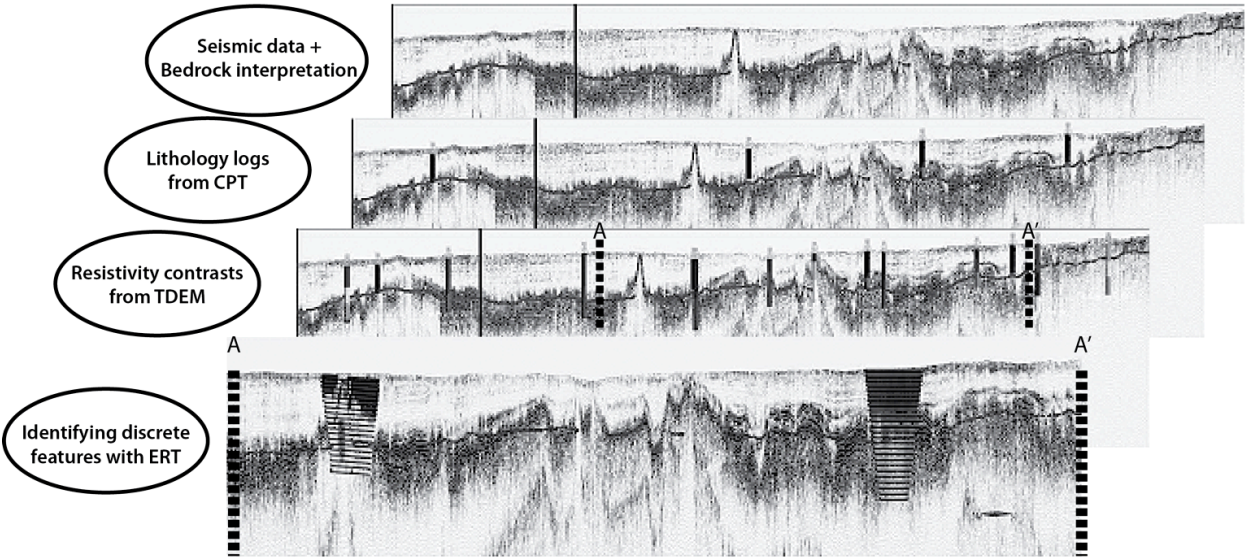


Figure 1.5 Overview of data integration and calibration approach.

## 2 METHODOLOGY

In order to optimally assimilate and interpolate all the data previously described and to interpolate a reliable and accurate map of the elevation of the bedrock interface, a

specific strategy is needed. One of the major challenges was to find an approach that takes in account the different levels of confidence observed in data set as well as the scale at which it was measured. Another issue to address in the methodology was the trend in the stratigraphic sequence caused by a change in the geological context from northwest to southeast of the study area. Indeed, the bedrock elevation which was close to or below sea level in the St-Lawrence Lowlands (NW) was expected to rise significantly as we move towards the Appalachian region (SE). Moreover, steeper changes in bedrock interface elevation were expected when moving from NW to SE. This non-stationary behaviour of the data prevents the use to any co-kriging or multi-linear regression approaches. An estimator that would make sure to honour data flagged as reliable while accounting for secondary information and providing geological consistency is kriging with an external drift.

## **2.1 Kriging with an external drift (KED)**

The KED estimator allows integrating an external linearly related variable to the kriging process. The external function, referred to as the drift, is a smoothly varying secondary variable supposed to accurately represent the local mean of the primary variable (Goovaerts 1997). Hence, the secondary variable must have strong correlation with the primary parameter and be available at every point of estimation. Early applications of KED revealed its usefulness to map reservoir horizons from seismic data travel times (Chu et al., 1991; Haas & Dubrule, 1994). This geostatistical tool is still widely used in seismic interpretation and new applications have spread to velocity estimation for time migration (Duchesne et al., 2012).

The KED estimation requires three types of input: a primary variable, one or more secondary variables as external drift and a variogram model. Figure 2.1 summarizes the needed parameters for the KED process and details the inputs for bedrock elevation estimation.



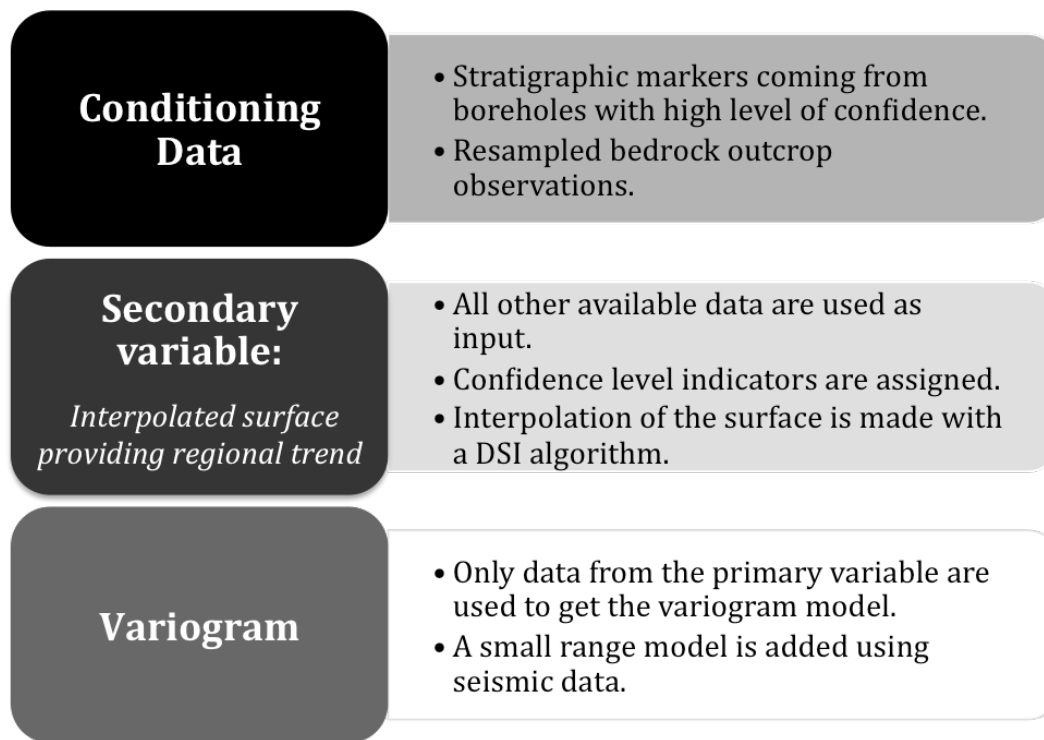


Figure 2.1 Inputs necessary to KED process (left) with associated parameters and details (right) used in this study.

### 2.1.1 Conditioning data (black box in Figure 6)

Bedrock markers from borehole data was divided into two categories depending on the reliability of the measurement and, in this case, the source from which the information came, the possibility of discrepancy in the XY location and the accuracy of the elevation given for the marker (drilling method). The most reliable group of bedrock markers, the wells drilled by consulting companies and those drilled for the study were used as conditioning hard data.

All of the other well data was used together with geophysical interpretations (seismic and TDEM picked depths to the interface between sediment and rock) to infer the secondary variable (external drift). Since borehole data were drilled mostly in valleys where the presence of unconsolidated sediments was quite high, the first and second-

order statistical moments were biased if only those were considered in the primary variable. To tackle this issue, outcrop observations were also used. To avoid overcompensating (including too many zeros will bias the mean), the available data were down-sampled. Thus, consecutive samples had to be at least 1 km apart to be taken as hard data.

### **2.1.2 Building the external drift (Dark grey box in Figure 6)**

The metric of secondary variable used in the present case is the same as the parameter to be estimated, i.e. the depth. Since the two data sets used give an estimate of the same parameter, the correlation between the two is not to demonstrate. The logic behind using information of the same variable that is less reliable for an external drift is to honour those data in areas where the presence of hard data is weak and to reinterpret those data in other cases. To serve as our external drift, the variable had to be sampled at every point in our grid and vary in a smooth fashion. Moreover, input data for this variable had different scales and levels of accuracy. In addition, one of the great challenges is the heterogeneous sampling rate between variables but also within each data set. For example, seismic data are over-sampled along the seismic profile, but under-sampled between profiles. Conventional interpolation tools fails to integrate such data configuration. Considering all the requirements, an efficient and flexible tool was the discrete smooth interpolation method (DSI - Mallet, 1989). The DSI interpolator is an iterative process that aims to reduce the error between the data and the interpolated variable while keeping the variations as smooth as possible. A reliability index can be assigned to the input data, be imposed as weights and the interpolator minimizes the error accordingly. Thus, high-density bedrock outcrop observations, seismic data interpretations, remaining borehole markers and TDEM bedrock footprint were considered in this order of priority. Highly reliable well information (hard data) is not used at this point, as it will be honoured in the further kriging process. Figure 2.2 presents a straightforward explanation of the DSI algorithm principle.

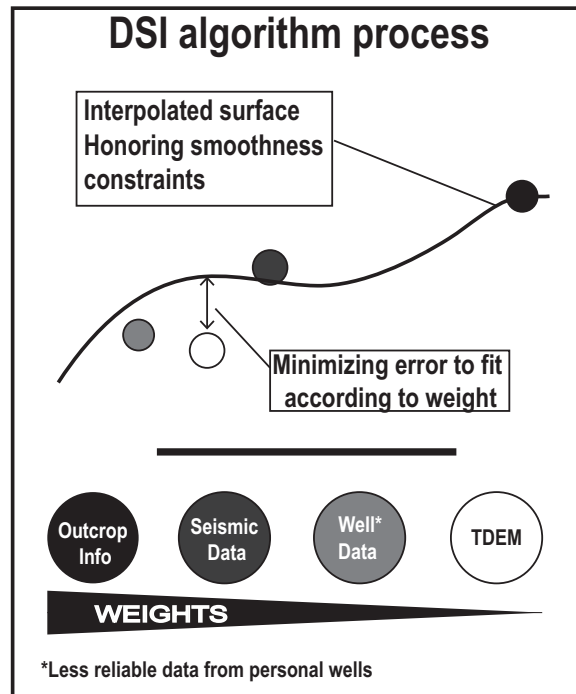
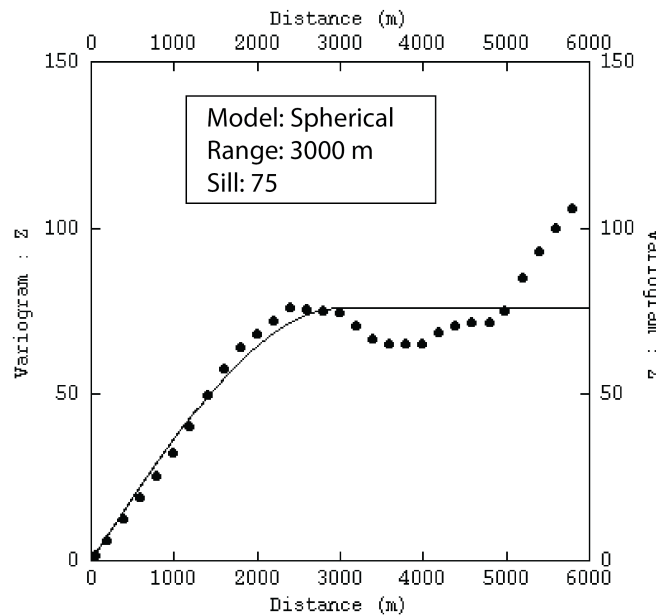


Figure 2.2 DSI algorithm principle showing how the interpolation process honours input data according to weights.

### 2.1.3 Variogram construction and modeling (light grey box in Figure 6)

Kriging methods require the computation and fitting of an experimental variogram in order to determine a model representative of the conditioning data spatial structure. In the case of a regional study, if one consider only the thousand hard data points available within the survey area of 9,000 km<sup>2</sup>, the variogram modeling will be representative of the large wavelengths (~1-10 km) of the depth-to-bedrock interface. Hence, the kriging process will produce an unrealistically smooth map of this interface. Geologically speaking as depicted in the geophysical images, the bedrock interface shows strong short wavelength variations (~100-2000m) that would be considered as noise (nugget effect) in the experimental variogram (Chilès and Delfiner, 1999). Instead of a nugget effect, a model representative of the smaller scale variations would produce more realistic results. In order to overcome this sampling problem, bedrock interface interpretations obtained on 2D seismic surveys are used to compute the small-scale structure of the modeled variogram. This is a valid assumption as the seismic survey

shows a strong correlation with measured depth and has similar relative amplitude variations. The small-scale experimental variogram computed using seismic data is modeled by a spherical model with a range of 3,000 m and a sill of 75 m<sup>2</sup> (Figure 2.3). Note that the nugget effect is null and that the range is smaller than most of the well separation distances.

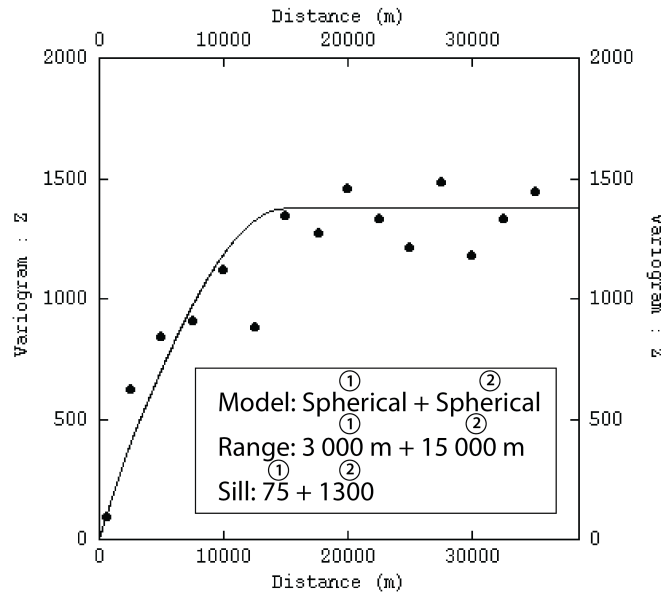


**Figure 2.3 Experimental variogram (dots) with associated spherical model (line) obtained from seismic data bedrock interpretations.**

The experimental variogram values vary smoothly allowing for a straightforward model. Two main reasons explain this behaviour. First, reflections representing bedrock interface were handpicked on the seismic data. Thus, user picking the geophysical data forces continuity. Second, to build the experimental variogram, an azimuth restriction was imposed. Indeed, to make sure data pairs are not coming from parallel seismic profiles, they were only picked between N295° and N335°.

Keeping in mind this first model calculation, high quality well data and resampled bedrock observations were used to generate the large-scale variogram. Since the trend in bedrock elevation was significantly oriented in the NW-SE axis, the experimental

variogram calculation had to be in an orthogonal direction. Using a lag value of 2,500 m and data pairs in the azimuth ranging from N20° to N60°, the experimental variogram data points and the model calculation are displayed in Figure 2.4.



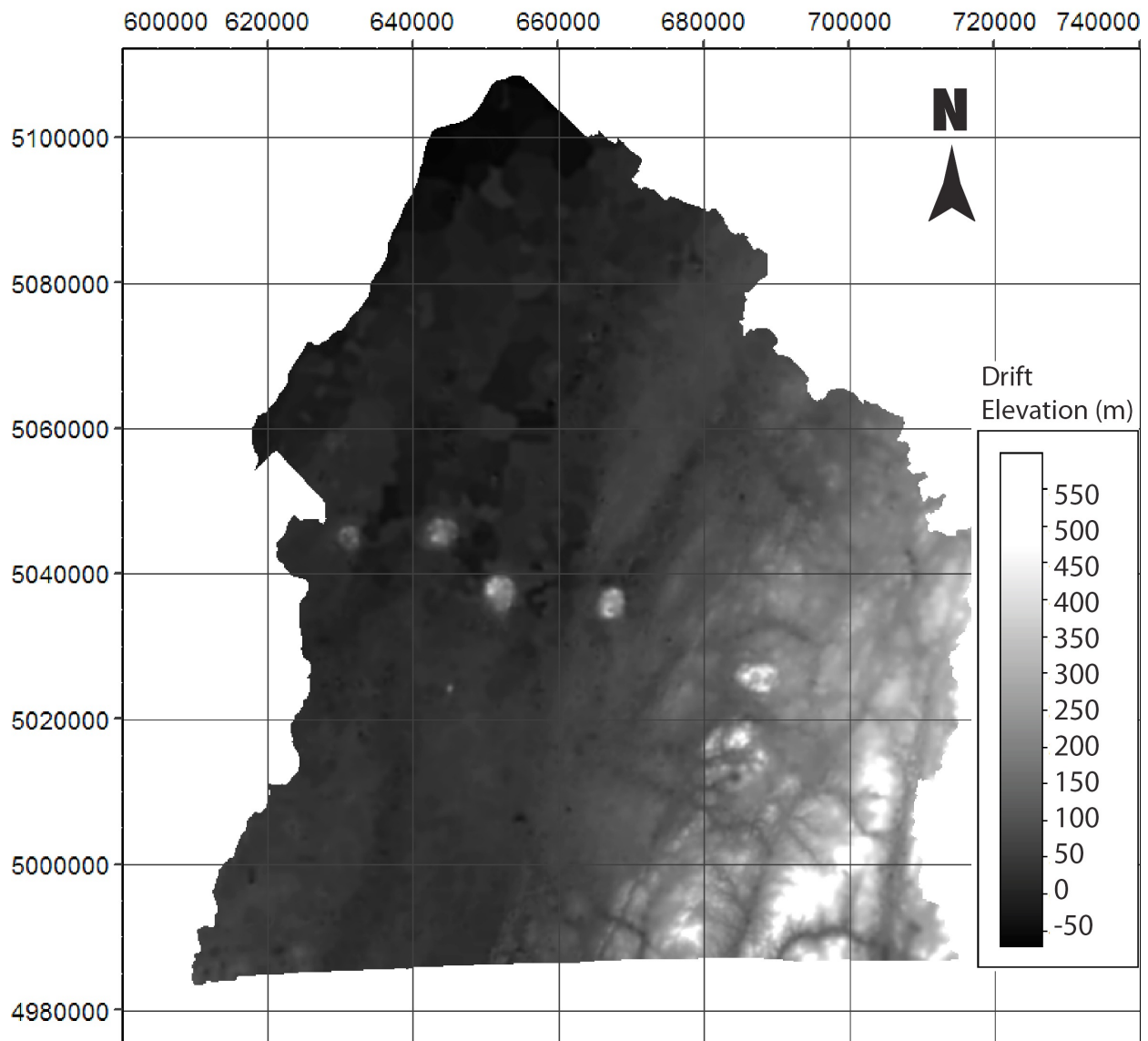
**Figure 2.4 Hard data experimental variogram (dots) and cumulative model fitting (hard line). 1: Structure obtained from seismic data analysis. 2: Second structure used to model large scale effect.**

The final model representing the spatial correlation of the conditioning data is made of two structures for the two scales to be represented in the estimation.

### 3 RESULTS

#### 3.1 Grid parameters and resulting drift

A 2D regular rectangular grid of 1,150 X 1,300 cells of 100 X 100 m was constructed for the KED procedure. Using the control points and a DSI procedure as described in the methodology section, the external drift variable was obtained and is presented as a map in Figure 3.1. To avoid showing bad estimation at grid limits, the map shown is cropped to fit the study site area.



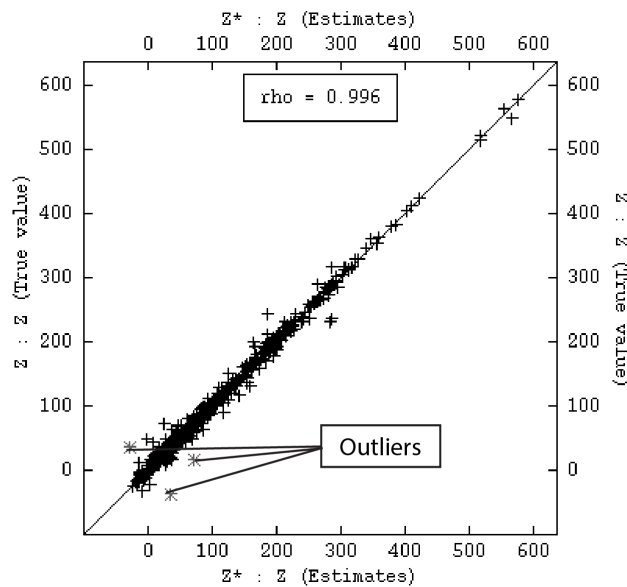
**Figure 3.1 Map of the bedrock elevation used as an external drift and obtained from a DSI interpolation.**

The resulting bedrock elevation obtained at this stage is already a comprehensive estimate although unacceptable considering that only the less reliable data were used. As all the outcrop observations are used as highly weighted input in the interpolation, this information is honoured perfectly. The bedrock elevation after this step is blocky in the northern part and do not present the desired short-range texture throughout the

region. This image will serve as a well-constrained secondary variable in the KED process.

### 3.2 Model and data cross-validation

Two basic structures of different wavelength were modeled for the bedrock elevation variable from two datasets. In order to validate that the variogram model and the data were coherent, it is necessary to conduct a cross-validation process (David 1976). The concept of cross-validation is to remove one datum at a time from the dataset, re-estimate the values at this location with different variogram models (Davis 1987) and ultimately choose between them. In this manuscript, only the final result is presented on Figure 3.2 using the model detailed on Figure 2.4.



**Figure 3.2 Cross-validation for bedrock elevation (Z) and correlation analysis for Z estimated versus Z measured.**

It is to be noted that the cross-validation was made directly on the points instead of on a grid because the primary variable (Z) had to be sampled everywhere. The drift was vertically projected from the drift grid to the points as a secondary variable. This step of the methodology allowed identifying three outliers. Due to the discrepancy between the

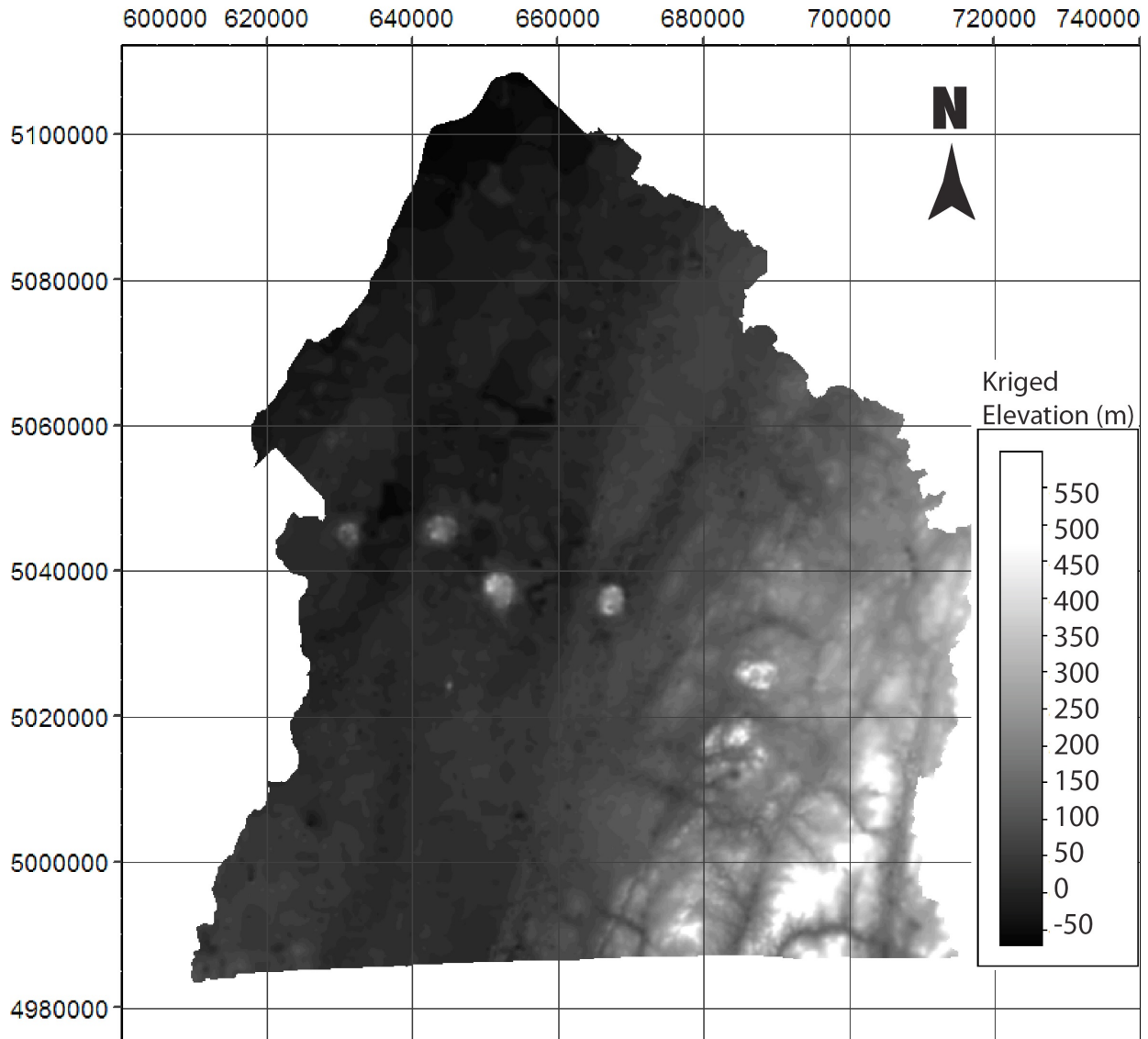
estimate and the true value and the geological incoherence with the value and the data location they were removed from the dataset before running the estimation.

### **3.3 Final estimation map and quality control**

All needed inputs are gathered and validated at this point. Indeed, data have been sorted out, a drift variable has been defined, and the variogram model was determined and verified. Figure 3.3 presents the final estimation for bedrock interface elevation. At this resolution, the kriged map on Figure 3.3 looks a lot like the one from the DSI interpolation. However, it is noticeable, especially in the northern region that the bedrock elevation shows variations at a much shorter range. Moreover, the map has been adjusted according to much more reliable data by conducting the KED procedure.

Figure 3.4 gives a great understanding of how the KED interpolator works as geophysical data (drift input), well data (primary variable) and final result of the estimation are plotted at the same location. The cross-section illustrates well that while the final estimation is honouring well data, it respects the trend of the external drift presented here as seismic interpretation. Moreover, the final KED interpolation can serve as a tool to reinterpret seismic data based on hard data. On Figure 3.4, between  $X = 2500$  m and  $X = 3000$  m, there seems to be chevron like structures starting at an elevation of about 15 m. From seismic data alone, it is hard to define precisely the bedrock interface since there is significant attenuation cause by the overlying structure. The KED estimation could serve well in this area as the new seismic data interpretation for the bedrock horizon and reflector previously identified may well correspond to the presence of till.





**Figure 3.3 Final bedrock elevation estimation obtained from kriging with an external drift.**

The behaviour of the bedrock interpolation according to seismic interpretation (as in Figure 3.4) was observed at other locations of the study area when hard data (bedrock marker) were not made available to the group in charge of seismic data (GSC) prior to their interpretation. For 2D sections where all hard data were in the hand of the interpreter, the interpolation tends to better follow the interpretation of the seismic data. The methodology presented in this paper could well serve to revisit seismic data interpretation, as new data are made available.

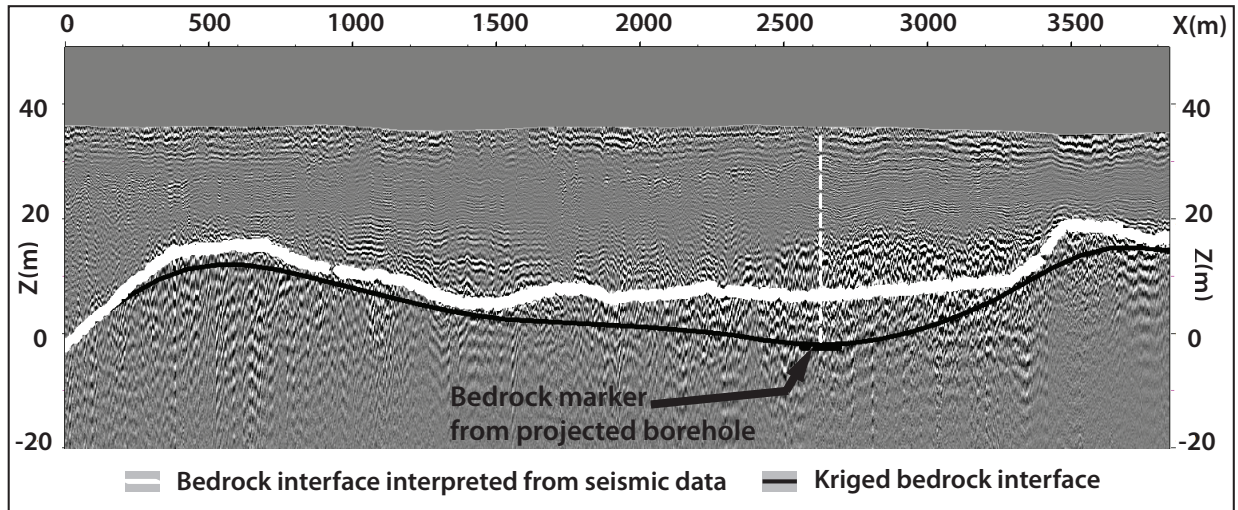


Figure 3.4 Quality control example showing the relation between initial bedrock interpretations from seismic data, bedrock marker from borehole data and final bedrock elevation estimation.

## 4 CONCLUSION

A regional hydrogeological characterization study was undertaken in Montérégie, Québec, Canada. With a regard to fractured rock aquifer vulnerability, depth to bedrock was a key parameter to estimate in order to accurately represent the regional groundwater flow and vulnerability. The present study proposes a workflow that aimed to integrate all of the available bedrock elevation data to better image the bedrock-sediment interface. Using kriging with an external drift, a well-known and thoroughly documented geostatistical tool, a comprehensive approach was developed and validated. It allowed taking into account scale, resolution, and reliability of available information from multiple probing tools to provide coherent results in regard to regional geology. With new settings specific to the lithology, more stratigraphic interface elevation maps can be built, leading to a 3D model construction.

Mathematically speaking, it allowed interpolating the highly non-stationary variable showing a trend in one single operation. Conventional interpolation would have required

to separate the region in areas showing stationary relation between the variables and to interpolate them separately. It also permits to tackle the resolution, accuracy and scale discrepancy between variable through the use of the well-known DSI algorithm. The variogram calculation was also optimally computed, by using the data sampling to infer the small and large scale structures not present in data set separately. It is to be noticed that the choice of the variogram and the DSI interpolation was validated using the robust cross-validation method.

In order to go further in the integration of geophysical data in earth models, all the information to assess physical properties variations within the defined layers should be included. To accomplish such a task for hydrogeological studies, petrophysical like relationship have to be defined. There is still work ahead in that area has no direct relationship exists between physical properties measured and the one (like hydraulic conductivity) useful in hydrogeology. The avenue considered is the Bayesian simulation approach to produce stochastic realizations that consider multivariate relationships.

## 5 REFERENCES

- Bayer, P., P. Huggenberger, P. Renard, and a. Comunian. 2011. Three-Dimensional High Resolution Fluvio-Glacial Aquifer Analog: Part 1: Field Study. *Journal of Hydrology*, 405, (1-2) (July): 1–9.
- Beaudin, Isabelle, Châtelaine Beaudry, Nicolas Benoît, Marc-andré Carrier, I St-Laurnet, H Vigneault, E Gloaguen, M Parent, A Michaud, and R Lefebvre. 2010. PREMIER RAPPORT D ' ÉTAPE (Version Préliminaire) Projet de Connaissance Sur Les Eaux Souterraines.
- Carrier, Marc-André et Lefebvre, René et Rivard, Christine et Parent, Michel et Ballard, Jean-Marc et Benoît, Nicolas et Vigneault, Harold et Beaudry, Châtelaine et Malet, Xavier et Laurencelle, Marc et Gosselin, Jean-Sébastien et Ladevèze, Pierre et

Thériault, Rachel et Beaudin, Isabelle et Michaud, Aubert et Pugin, André et Morin, Roger et Crow, Heather et Gloaguen, Erwan et Bleser, Joshua et Martin, Alex et Lavoie, Denis (2013). Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada. Rapport de recherche (R1433). INRS-Eau, Terre et Environnement, Québec.

Chilès, J.P., and P. Delfiner. 1999. *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. New York: Wiley, 726pp.

Chu, Jinchi, Wen-lung Hsèu, Hua Chu, and A G Journel. 1991. *The Amoco Case Study*. Stanford Center for Reservoir Forecasting.

Dagan, Gedeon. 1986. Statistical Theory of Groundwater Flow and Transport: Pore to Laboratory, Laboratory to Formation, and Formation to Regional Scale. *Water Resources Research* 22 (9S) (August 9): 120S–134S. doi:10.1029/WR022i09Sp0120S.

Danielsen, Jens E, Esben Auken, Flemming Jørgensen, Verner Søndergaard, and Kurt I Sørensen. 2003. The Application of the Transient Electromagnetic Method in Hydrogeophysical Surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 181 – 198. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.004.

David, M. 1976. The Practice of Kriging. *Advanced Geostatistics in the Mining Industry*. [http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-010-1470-0\\_3](http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-010-1470-0_3).

Davis, BM. 1987. “Uses and Abuses of Cross-Validation in Geostatistics.” *Mathematical Geology*, 19 (3), 241–248.

Dubreuil-Boisclair, C., Erwan Gloaguen, Denis Marcotte, and Bernard Giroux. 2011. Heterogeneous Aquifer Characterization from Ground-Penetrating Radar Tomography and Borehole Hydrogeophysical Data Using Nonlinear Bayesian Simulations. *Geophysics*, 76 (4):, J13.

- Duchesne, MJ, M Claprod, and E Gloaguen. 2012. Improving Seismic Velocity Estimation for 2D Poststack Time Migration of Regional Seismic Data Using Kriging with an External Drift. *The Leading Edge* (October). <http://library.seg.org/doi/full/10.1190/tle31101156.1>.
- Foster, S S D, and P J Chilton. 2003. Groundwater: The Processes and Global Significance of Aquifer Degradation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* , 358 (1440), 1957–72. doi:10.1098/rstb.2003.1380.
- Gloaguen, Erwan, René Lefebvre, Jean-Marc Ballard, Daniel Paradis, Laurie Tremblay, and Yves Michaud. 2012. Inference of the Two Dimensional GPR Velocity Field Using Collocated Cokriging of Direct Push Permittivity and Conductivity Logs and GPR Profiles. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 94–101. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.10.015.
- Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. New York: Oxford University Press, 477 pp.
- Haas, André, and Olivier Dubrule. 1994. Geostatistical Inversion: A Sequential Method of Stochastic Reservoir Modelling Constrained by Seismic Data, *First Break*,12, (11).
- Jorgensen, Flemming, PBE Sandersen, Esben Auken, and Kurt Sorensen. 2005. Contributions to the Geological Mapping of Mors, Denmark – A Study Based on a Large-Scale TEM Survey. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*: 53–75.
- Krivochieva, S., and Chouteau, M. 2002. Whole-space modeling of a layered earth in time-domain electromagnetic measurements; *Journal of Applied Geophysics*, 50 (4), 375-391.

- Mallet, J-L. 1992. Gocad: A Computer-Aided Design Program for Geological Applications. In *Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems*, 123–141. Dordrecht, Holland: Kluwer Academic Publishers.
- Mallet, Jean-Laurent. 1989. Discrete Smooth Interpolation. *ACM Trans. Graph.*,8 (2) (April), 121–144. doi:10.1145/62054.62057.
- McNeill, J. 7. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 191–218. doi:10.1190/1.9781560802785.ch7..
- Perozzi, L., E. Gloaguen, S. Rondenay, and G. McDowell. 2012. Using Stochastic Crosshole Seismic Velocity Tomography and Bayesian Simulation to Estimate Ni Grades: Case Study from Voisey's Bay, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 78 (March), 85–93.
- Pugin, André J, Kevin Brewer, Timothy Cartwright, Susan E Pullan, Perret Didier, Heather Crow, and James A Hunter. 2013. Near Surface S-Wave Seismic Reflection Profiling – New Approaches and Insights, 31 (February), 49–60.
- Pugin, J.M. André, S.E. Pullan, and J.A. Hunter. 2009. Multicomponent High Resolution Seismic Reflection Profiling. *The Leading Edge*, 28 (October), p.1248.
- Rubin, Yoram, and Susan Hubbard. 2005. Hydrogeophysics: Springer, Netherland, pp. 521
- Tronicke, Jens, Hendrik Paasche, and Urs Böniger. 2012. Crosshole Traveltime Tomography Using Particle Swarm Optimization: A near-Surface Field Example. *Geophysics*, 77 (1) (January), R19–R32.