

ASSIMILATION DE MESURES ÉLECTRIQUES ET HYDRAULIQUES POUR LA CARACTÉRISATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DES AQUIFÈRES COMPLEXES

Par

Simon Gernez

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiæ doctor, Ph.D.
en sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Richard Martel
Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique

Examineurs externes

Frédéric Nguyen
Département ArGEEnCo / Géophysique appliquée
Université de Liège

James Irving
Faculté des géosciences et de l'environnement
Université de Lausanne

Directeur de recherche

Erwan Gloaguen
Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique

Codirecteurs de recherche

Abderrezak Bouchedda
Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique

Daniel Paradis
Commission géologique du Canada
Ressources naturelles Canada

Bernard Giroux
Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique

*À María Isabel Velez Marquez, évidemment.
Ton amour pouvait soulever des montagnes,
il m'a permis d'achever cette thèse.*

WE CAN'T GO BACK.
WE DON'T UNDERSTAND
EVERYTHING YET.



"EVERYTHING" IS A LITTLE AMBITIOUS.
WE BARELY UNDERSTAND ANYTHING.

YEAH.



BUT THAT'S WHAT THE FIRST
PART OF UNDERSTANDING
EVERYTHING LOOKS LIKE.



Randall Munroe

REMERCIEMENTS

Nombreuses sont les étapes qui ont mené à l'aboutissement de ce doctorat. J'aime la recherche, et j'ai aimé ce projet que vous tenez entre vos mains. Et si j'ai pu trouver le courage et la capacité de l'emmener jusqu'au bout, c'est grâce au concours de nombreuses personnes.

Tout d'abord, merci à mon directeur, Erwan GLOAGUEN. Ses idées pertinentes ont constitué la base sur laquelle tout ce travail repose. Je le remercie également de m'avoir fait confiance alors que je n'étais qu'un novice de la recherche. Merci ensuite à mes codirecteurs de recherche. Abderrezak BOUCHEDDA, sans son aide précieuse et rigoureuse, le code sur lequel reposent tous mes résultats ne fonctionnerait pas aussi bien. Je le remercie d'avoir eu la patience de passer autant d'heures avec moi, en vrai ou en virtuel, pour me maintenir sur le droit chemin. Daniel PARADIS, merci pour les longues discussions qui ont donné la rigueur multidisciplinaire nécessaire à ce projet. Évidemment, dans les parties hydrogéologiques, mais également dans les parties géophysiques et de modélisation. J'ai beaucoup appris à vos côtés. C'est grâce à vous si je commence aujourd'hui ma vie de chercheur.

Merci aux membres du jury d'avoir pris le temps de juger mon travail, et pour certains d'entre eux de s'être déplacés d'aussi loin. Leur présence a ajouté une dose d'humanité considérable dans ce moment si important qu'est la soutenance.

Merci aux amis de Québec et d'ailleurs, qui n'ont eu de cesse de partager avec moi leur aide ainsi que leur bonne humeur. Ils sont aussi coupables de l'aboutissement de ce travail. Merci Dorian pour les heures passées avec moi à améliorer mes codes. Merci à Julia et William, qui ont relu et corrigé ma thèse dans la tempête. Merci à Isabelle et Pierre, qui ont permis à cette thèse d'être enfin publiée. Merci aux compagnons d'infortune du 2401/2, ou d'ailleurs dans l'INRS : Pier, Nicolo, Benjamin, Mafalda, Gabriel, Cécilia ... Ils sont nombreux et je ne peux pas tous les citer, mais je ne les oublie pas. Une petite pensée particulière à Shiva : on a commencé ensemble, on a fini ensemble, on l'a fait. Merci à tous ceux que j'ai cotoyé durant ces années, en jouant ou en écoutant de la musique, en partageant un thé ou un café, au CAI, au CASQ, au village de l'Anse, sur Minecraft ... Et évidemment, merci à ma famille, qui a toujours su comment me soutenir malgré l'océan qui nous séparait.

Enfin, merci à toi ma douce María Isabel. J'ai traversé le Québec et le doctorat avec toi. C'est grâce à toi si je suis allé au bout. Tu m'as permis d'aller plus loin encore que tout ce que j'avais osé imaginer. Avec toi, j'ai trouvé la force et j'ai connu le bonheur. Pardonne-moi de n'avoir pas su t'aider en retour. Je t'aime.

RÉSUMÉ

La conductivité hydraulique a une forte influence sur l'écoulement des eaux souterraines et le transport des solutés dans les aquifères. En raison de la complexité de certains environnements géologiques, cette propriété a une distribution généralement hétérogène et présente une anisotropie à différentes échelles. Bien que la connaissance de l'anisotropie de la conductivité hydraulique soit essentielle pour l'évaluation des ressources en eau et la remédiation des sites contaminés, ce paramètre est souvent négligé car son estimation est complexe. Certaines méthodes hydrauliques basées sur des essais en puits ont récemment été développées pour estimer l'anisotropie de la conductivité hydraulique. La mise en œuvre de ces méthodes est cependant laborieuse, ce qui limite la caractérisation sur de grands territoires. Pour atténuer cette limitation, l'objectif principal de cette thèse est de combiner des essais hydrauliques de l'anisotropie de la conductivité hydraulique à des levés de résistivité électrique. L'intérêt des levés électriques est que ceux-ci ont une sensibilité à l'anisotropie similaire aux essais hydrauliques tout en permettant une plus grande couverture spatiale. Le parachèvement de cet objectif a été réalisé en trois temps.

Dans un premier temps, les détails de l'algorithme d'inversion électrique anisotrope développé sont présentés ainsi que son application à travers une étude synthétique d'un milieu fortement anisotrope. Pour ce faire, des levés de résistivité électrique de surface et en puits ont été acquis et inversés selon une procédure spécifique favorisant la reconnaissance de l'anisotropie des matériaux géologiques. L'anisotropie électrique ainsi obtenue se compare favorablement à l'anisotropie de conductivité hydraulique estimée par essais hydrauliques. Ces résultats suggèrent que la circulation du courant électrique dans les matériaux géologiques exempts de particules argileuses se fait de manière similaire à l'écoulement de l'eau, et permet ainsi de substituer l'anisotropie hydraulique à l'anisotropie électrique. Cette étude montre que la tomographie électrique a la capacité de reproduire l'état électrique du sous-sol de manière réaliste avec une erreur faible, même lorsque celui-ci présente une forte anisotropie. Elle a également permis de procéder à une analyse de sensibilité révélant les dispositions d'électrodes aptes à résoudre le problème inverse en milieu anisotrope. Par la suite, les résultats de l'étude synthétique sont appliqués à un aquifère granulaire présentant une forte anisotropie de conductivité hydraulique au site d'étude de Saint-Lambert-de-Lauzon près de Québec.

Finalement, en se basant sur la similarité entre les différentes anisotropies, une approche d'assimilation des données hydrauliques et électriques est proposée. Cette approche combinant la simulation stochastique bayésienne et l'optimisation par la méthode de déformation graduelle permet de produire un modèle unique de conductivité hydraulique anisotrope. La vérification avec des essais hydrauliques indépendants du processus d'assimilation indique que l'approche permet de reproduire avec succès le comportement fortement anisotrope de l'écoulement souterrain.

Cette thèse montre ainsi que l'hydrogéophysique permet la caractérisation de la conductivité hydraulique des aquifères, en nécessitant une quantité réduite de données hydrau-

liques du fait de l'apport de la géophysique, ouvrant ainsi la voie vers de nouveaux développements tels que la caractérisation 3D haute résolution à plus grande échelle.

Mots-clefs Anisotropie, Hydrogéophysique, Tomographie de résistivité électrique, Assimilation de données

ABSTRACT

Hydraulic conductivity has a strong influence on groundwater flow and solute transport in aquifers. Due to the complexity of some geological environments, this property has a generally heterogeneous distribution and exhibits anisotropy at different scales. Although knowledge of the anisotropy of hydraulic conductivity is essential for the assessment of water resources and the remediation of contaminated sites, this parameter is often neglected because its estimation is complex. Some hydraulic methods based on well tests have recently been developed to estimate the anisotropy of hydraulic conductivity. However, the implementation of these methods is laborious, which limits the characterization over large areas. To mitigate this limitation, the main objective of this thesis is therefore to combine hydraulic tests of hydraulic conductivity anisotropy with electrical resistivity surveys. The interest of electrical surveys is that they have a sensitivity to anisotropy similar to hydraulic tests while allowing a greater spatial coverage. The completion of this objective was achieved in three stages.

First, details of the anisotropic electrical inversion algorithm developed are presented as well as its application through a synthetic study of a highly anisotropic medium. For this purpose, surface and borehole electrical resistivity surveys were acquired and inverted according to a specific procedure that promotes the recognition of the anisotropy of geological materials. The electrical anisotropy thus obtained compares favourably with the anisotropy of hydraulic conductivity estimated by hydraulic tests. These results suggest that the flow of electric current in geological materials free of clay particles is similar to the flow of water, thus allowing the substitution of hydraulic anisotropy for electric anisotropy. This study shows that electrical tomography has the ability to realistically reproduce the electrical state of the subsurface with low error, even when the subsurface presents high anisotropy. It also allowed a sensitivity analysis to be carried out, revealing electrode arrangements able to solve the inverse problem in an anisotropic environment. Subsequently, the results of the synthetic study are applied to a granular aquifer with high hydraulic conductivity anisotropy at the Saint-Lambert-de-Lauzon study site near Quebec City.

Finally, based on the similarity between the different anisotropies, a hydraulic and electrical data assimilation approach is proposed. This approach, combining Bayesian stochastic simulation and optimization using the gradual deformation method, produces a unique anisotropic hydraulic conductivity model. Verification with hydraulic tests independent of the assimilation process indicates that the approach successfully reproduces the highly anisotropic behaviour of groundwater flow.

This thesis shows that hydrogeophysics allows the characterization of hydraulic conductivity in aquifers, requiring a reduced amount of hydraulic data due to the contribution of geophysics, thus opening the way to new developments such as high-resolution 3D characterization at larger scale.

Keywords Anisotropy, Hydrogeophysics, Electrical resistivity tomography, Data assimilation

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	vii
RÉSUMÉ	ix
ABSTRACT.....	xi
TABLE DES MATIÈRES.....	xiii
LISTE DES FIGURES	xv
LISTE DES TABLEAUX	xviii
1 INTRODUCTION.....	1
1.1 CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE	1
1.2 PROBLÉMATIQUE	1
1.3 OBJECTIFS.....	4
1.4 CONTRIBUTIONS ORIGINALES	5
1.5 ZONE D'ÉTUDE.....	7
1.6 MÉTHODES HYDRAULIQUES POUR L'ESTIMATION DE L'ANISOTROPIE DE K	9
1.7 HYDROGÉOPHYSIQUE	10
1.7.1 Définition.....	10
1.7.2 Sondages au piézocône et diagrapie de résistivité électrique.....	11
1.7.3 Tomographie de résistivité électrique (ERT)	13
1.7.4 Lien entre conductivités électrique et hydraulique	15
1.8 INTÉGRATION DE DONNÉES DANS LE PROBLÈME INVERSE	16
1.8.1 Méthodes déterministes	17
1.8.2 Méthodes stochastiques	18
1.8.3 Simulation séquentielle bayésienne	20
1.8.4 Optimisation par la méthode de déformation graduelle	23
2 AIM4RES, AN OPEN-SOURCE 2.5D FINITE DIFFERENCES MATLAB LIBRARY FOR ANISOTROPIC ELECTRICAL RESISTIVITY MODELING	25
2.1 INTRODUCTION	26
2.2 ANISOTROPIC ELECTRICAL CONDUCTIVITY	27
2.3 FINITE DIFFERENCES IMPLEMENTATION FOR FORWARD AND INVERSE MODELING	28
2.3.1 Forward modeling.....	29
2.3.2 Inverse modeling	32
2.4 FORWARD AND INVERSE MODEL VALIDATION.....	33
2.4.1 Forward modeling.....	33

2.4.2	<i>Inverse modeling</i>	35
2.5	REAL CASE APPLICATION	39
2.6	SUMMARY	40
2.7	ACKNOWLEDGMENTS	41
2.8	COMPUTER CODE AVAILABILITY	41
2.9	APPENDICES	42
2.9.1	<i>Explicit forward finite differences</i>	42
2.9.2	<i>Explicit inverse finite differences</i>	44
3	COMPARISON BETWEEN HYDRAULIC CONDUCTIVITY ANISOTROPY AND ELECTRICAL RESISTIVITY ANISOTROPY FROM TOMOGRAPHY INVERSE MODELLING.....	47
3.1	INTRODUCTION	49
3.2	STUDY AREA AND EVIDENCES OF ANISOTROPIC CONDITIONS	50
3.3	ELECTRICAL RESISTIVITY ANISOTROPY	53
3.3.1	<i>Theoretical considerations and definitions</i>	53
3.3.2	<i>Diagnosis of electrical anisotropy</i>	53
3.4	ANISOTROPIC ELECTRICAL RESISTIVITY INVERSION FOR A SYNTHETIC CASE	58
3.4.1	<i>Synthetic model</i>	58
3.4.2	<i>Optimal data acquisition protocol</i>	60
3.4.3	<i>Forward and inverse modelling</i>	63
3.4.4	<i>Inversion performances</i>	63
3.5	FIELD CASE STUDY: COMPARISON BETWEEN ELECTRICAL AND HYDRAULIC ANISOTROPIES	65
3.5.1	<i>Anisotropy diagnosis of real case study ERT data</i>	66
3.5.2	<i>Anisotropic inversion of anisotropic ERT data</i>	67
3.6	CONCLUSIONS	69
3.7	ACKNOWLEDGMENTS	70
4	APPLICATION OF BSS-GD FRAMEWORK FOR HYDRO-ELECTRICAL DATA ASSIMILATION IN ANISOTROPIC AQUIFERS	71
4.1	INTRODUCTION	73
4.2	DATA ASSIMILATION WORKFLOW	74
4.2.1	<i>Bayesian sequential simulation</i>	75
4.2.2	<i>Optimization: the gradual deformation method</i>	76
4.3	HYDRAULIC AND GEOPHYSICAL DATA	77
4.3.1	<i>Hydraulic Data</i>	77
4.3.2	<i>Resistivity data from SMR Probe</i>	79
4.3.3	<i>Electrical resistivity tomography</i>	79
4.4	FIELD APPLICATION	82

4.5	DATA ASSIMILATION THROUGH BAYESIAN SIMULATION.....	82
4.5.1	<i>Variograms for the prior</i>	82
4.5.2	<i>Data Normalization and Joint Probability Density</i>	83
4.5.3	<i>Simulation of K_H and K_V fields</i>	84
4.6	OPTIMIZATION OF ANISOTROPIC K MODEL BY GRADUAL DEFORMATION	86
4.6.1	<i>Model optimization</i>	86
4.7	MODEL VERIFICATION	90
4.8	CONCLUSIONS	93
5	DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION.....	95
5.1	DONNÉES ÉLECTRIQUES ANISOTROPES	95
5.2	ASSIMILATION DES DONNÉES ÉLECTRIQUES ET HYDRAULIQUES	96
5.3	LIMITATIONS IDENTIFIÉES ET AMÉLIORATIONS PROPOSÉES	98
5.4	RÉSUMÉ DE L'ÉTUDE HYDROGÉOPHYSIQUE ET TRAVAUX FUTURS	100
	RÉFÉRENCES	101

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1	ANISOTROPIE D'HÉTÉROGÉNÉITÉ	3
FIGURE 1.2	SCHÉMA DE L'APPROCHE D'ASSIMILATION DES DONNÉES ÉLECTRIQUES ET HYDRAU- LIQUES POUR LA CARACTÉRISATION DE L'ANISOTROPIE DE K	7
FIGURE 1.3	SITE DU LIEU D'ENFOUISSEMENT SANITAIRE (LES) DE SAINT-LAMBERT-DE-LAUZON.....	8
FIGURE 1.4	COUVERTURE ET POUVOIR DE RÉOLUTION DES MÉTHODES HYDRAULIQUES ET GÉOPHYSIQUES	12
FIGURE 1.5	SONDAGES CPT/SMR.....	13
FIGURE 1.6	DISPOSITIF INSTRUMENTAL ERT.....	14
FIGURE 1.7	RÉSISTIVITÉS DES MATÉRIAUX GÉOLOGIQUES	15
FIGURE 1.8	SIMULATION SÉQUENTIELLE BAYÉSIENNE	21
FIGURE 1.9	DISTRIBUTION <i>a posteriori</i>	23
FIGURE 2.1	REGULAR GRID	29
FIGURE 2.2	FORWARD MODELING VALIDATION, MODEL 1	34
FIGURE 2.3	FORWARD MODELING VALIDATION, MODEL 2	34
FIGURE 2.4	SYNTHETIC ANISOTROPIC STUDY	35
FIGURE 2.5	SYNTHETIC ISOTROPIC STUDY.....	37
FIGURE 2.6	ISOTROPIC INVERSE MODELING	38
FIGURE 2.7	REAL CASE ANISOTROPIC STUDY	39
FIGURE 3.1	SAINT-LAMBERT-DE-LAUZON (SLDL) STUDY AREA.....	51
FIGURE 3.2	DIAGNOSIS OF ELECTRICAL ANISOTROPY	54
FIGURE 3.3	ELECTRICAL RESISTIVITY SYNTHETIC MODEL.....	59
FIGURE 3.4	ERT ACQUISITION SUBPROTOCOLS	61
FIGURE 3.5	ANISOTROPIC ERT SENSITIVITY.....	62
FIGURE 3.6	SYNTHETIC STUDY ANISOTROPIC INVERSION RESULTS.....	64
FIGURE 3.7	REAL CASE STUDY ISOTROPIC INVERSION RESULTS.	66
FIGURE 3.8	REAL CASE STUDY INVERSION RESULTS.....	68
FIGURE 4.1	WORKFLOW OF THE STUDY METHODOLOGY.....	75
FIGURE 4.2	HYDRAULIC DATA.....	78
FIGURE 4.3	INVERTED ERT RESULTS.....	81

FIGURE 4.4	HYDRAULIC AND ELECTRICAL VARIOGRAMS	83
FIGURE 4.5	ELECTRICAL DATA NORMALIZATION	84
FIGURE 4.6	JOINT PROBABILITY DENSITY / KERNEL	84
FIGURE 4.7	SIMULATION RESULTS	85
FIGURE 4.8	OPTIMIZED ANISOTROPIC K SECTION	87
FIGURE 4.9	COMPUTED VS. OBSERVED HYDRAULIC HEADS AFTER OPTIMIZATION.....	88
FIGURE 4.10	RELATIVE ERROR DISTRIBUTION OF COMPUTED HEADS FROM FIGURE 4.9	89
FIGURE 4.11	COMPUTED VS. OBSERVED HYDRAULIC HEADS AFTER VERIFICATION.....	91
FIGURE 5.1	IMPACT DE L'EMMAGASINEMENT SPÉCIFIQUE SUR LA CHARGE HYDRAULIQUE	100

LISTE DES TABLEAUX

TABLE 4.1	HYDRAULIC HEAD PEAK ANALYSIS – OPTIMIZATION.....	89
TABLE 4.2	HYDRAULIC HEAD PEAK ANALYSIS – VERIFICATION	92

1 INTRODUCTION

1.1 Contexte général de l'étude

L'eau douce, bien que présente en très grande quantité au Québec (12 % du territoire est occupé par des lacs et rivières, [Babin, A., Centre d'études en enseignement du Canada \(1986\)](#)), est une ressource qu'il faut préserver de la pollution issue des activités industrielles, agricoles et urbaines, qui peuvent parfois atteindre les aquifères malgré la protection qu'offre le sous-sol. Dans ce contexte, le gouvernement du Québec a reconnu le besoin de caractériser les eaux souterraines. La province a ainsi lancé en 2008 le programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) afin de faire l'inventaire de la ressource dans le Québec municipalisé. D'après le site du PACES :

« l'eau souterraine est la ressource en eau potable la plus sollicitée au Québec. Elle permet d'approvisionner près de 90 % du territoire habité et d'alimenter 20 % de la population. Elle constitue souvent l'unique source d'eau économiquement exploitable en raison de sa qualité généralement bonne et de sa proximité avec le lieu de consommation. Malgré l'importance qu'elle revêt pour le Québec, la connaissance que nous en avons est fragmentaire. »

Par conséquent, la caractérisation efficace et durable des aquifères est une priorité qui nécessite la compréhension de leur état passé et présent pour ainsi permettre de prédire leur état futur en fonction des différents scénarios climatiques et d'aménagement du territoire. Pour ce faire, il faudrait mesurer les propriétés hydrauliques des aquifères sur le terrain et construire des représentations numériques aussi précises que possible pour simuler leur comportement selon divers scénarios. Ainsi, la motivation de cette thèse est le développement d'approches permettant de caractériser les propriétés hydrauliques des aquifères pour permettre une reproduction réaliste des processus d'écoulement et de transport.

1.2 Problématique

Cette étude propose une approche hydrogéophysique afin de caractériser l'hétérogénéité et l'anisotropie de K .

La distribution des propriétés hydrauliques contrôle l'écoulement et le transport dans les systèmes aquifères ([Tremblay et al., 2014](#)). Les aquifères sont des milieux généralement complexes en raison des phénomènes géologiques qui les ont façonnés ([de Marsily, 2004](#)), où l'influence

de l'architecture se retrouve à différentes échelles (granulaire, régionale, *etc.*). Les nombreuses études réalisées durant les dernières décennies (Rubin et al., 2006a) montrent qu'il est difficile de les caractériser simplement et avec précision en tout point de l'espace. Il devient alors important de continuer à développer des outils pour les caractériser de la façon la plus réaliste possible, notamment en y intégrant l'hétérogénéité et l'anisotropie réelles du sous-sol. En effet, dans la plupart des cas d'étude, K a un comportement anisotrope (Paradis et al., 2013). Dans la pratique, l'anisotropie de K est généralement estimée qualitativement car peu de méthodes fiables existent pour la quantifier. La méthode conventionnelle consiste à faire des essais en colonnes dans deux directions perpendiculaires sur un échantillon de sol non remanié. Il est cependant difficile de conserver les propriétés hydrauliques lors de son extraction et de son transport. De plus, les effets d'échelle ont une influence différente sur les observations des échantillons décimétriques et décimétriques, ce qui représente des défis pratiques importants, voire insurmontables.

Bien que l'anisotropie puisse être observée à différentes échelles, elle peut être classée en deux familles : intrinsèque et extrinsèque. L'anisotropie intrinsèque apparaît dans le cas où les grains constituant la matrice poreuse ont une forme irrégulière, ou si leur orientation ou leur nature influent sur les mesures hydrauliques et géophysiques. L'anisotropie extrinsèque (ou structurelle) est quant à elle dépendante de l'échelle de mesure et est liée à l'enchevêtrement des matériaux géologiques de différentes textures (ou perméabilités). Par exemple, un empilement de différents matériaux parfaitement homogènes n'exhibera pas d'anisotropie si les mesures sont prises séparément dans chacune des couches, alors que si l'échelle de mesure englobe plusieurs couches de propriétés différentes, des réponses anisotropes pourraient être observées. Au site d'essai, les anisotropies en jeu (hydraulique et électrique) sont des anisotropies extrinsèques. La figure 1.1 schématise certaines des structures géologiques à différentes échelles qui engendrent les anisotropies observées sur le site d'essai : la succession de lithologies à grande échelle, le classement des grains à moyenne échelle et la structure poreuse à petite échelle.

Sur le terrain et en laboratoire, des caractérisations hydrauliques sont effectuées afin d'inférer la distribution des propriétés hydrauliques utilisées dans les simulateurs d'écoulement pour produire les modèles sur lesquels s'appuieront les prédictions attendues. Les méthodes hydrauliques qui permettent d'estimer directement les paramètres d'intérêt sont (Rubin et al., 2006a; Paradis et al., 2014) :

1. *In situ* : la connaissance de la géologie régionale, les essais de perméabilité, les tomographies et les essais de débitmètre. Elles permettent l'estimation directe des valeurs de conductivité hydraulique à des échelles métriques à décimétriques,

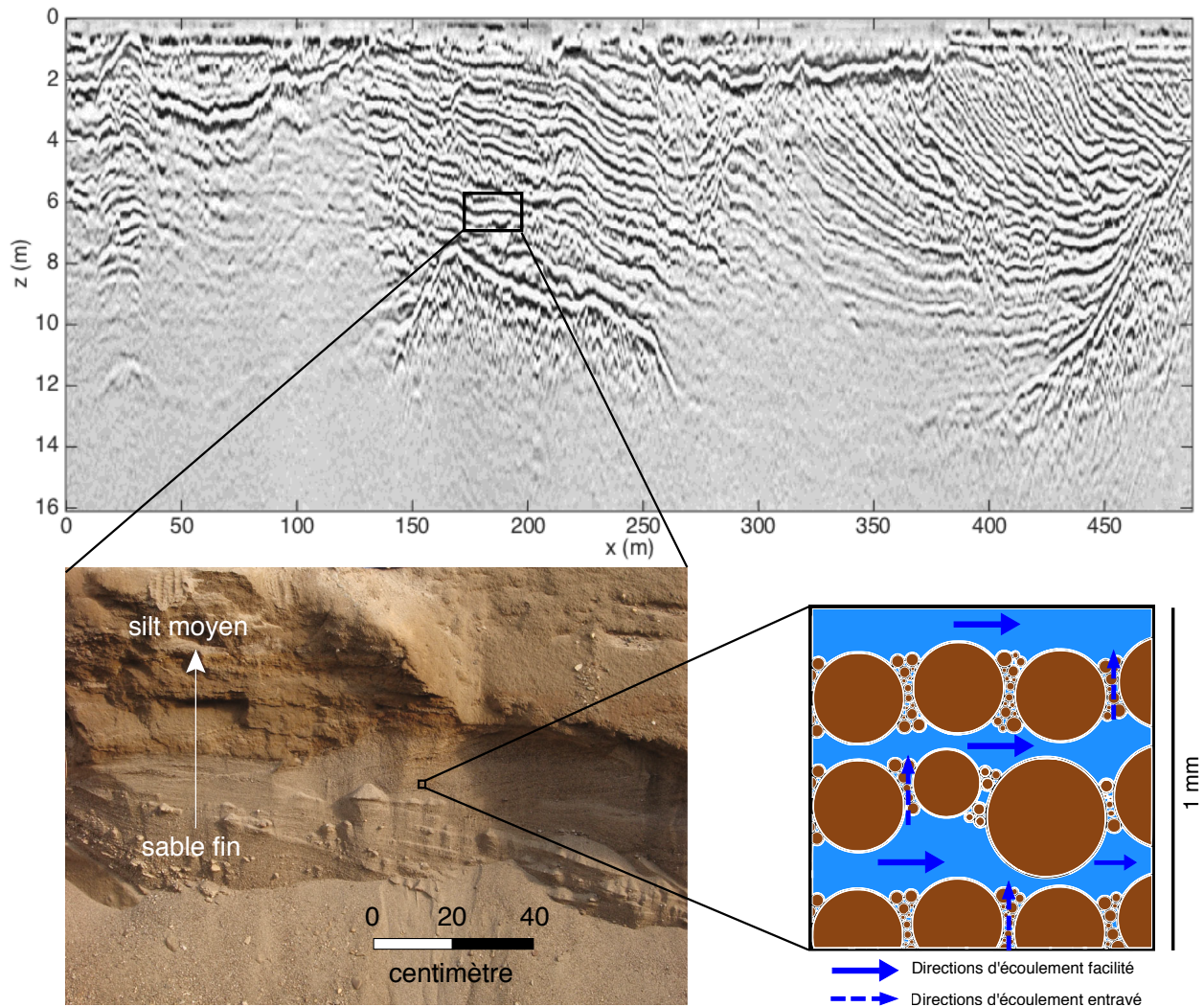


FIGURE 1.1 : Anisotropie d'hétérogénéité

L'anisotropie extrinsèque ou structurelle apparaît à différentes échelles et est due aux modes de dépôt des sédiments. L'anisotropie favorise les écoulements de l'eau souterraine ou d'électricité (ions) dans certaines directions préférentielles. (a) L'image géoradar fait apparaître des structures lithologiques de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. (b) La photographie d'un affleurement expose cette structure telle qu'elle est en place dans l'aquifère. On observe notamment un tri des grains au sein des lithologies. (c) Ce schéma montre la structure poreuse qui contrôle les écoulements. Horizontalement, les écoulements sont facilités car moins d'obstacles issus des mécanismes de dépôt sont présents.

2. *Ex situ* : les mesures sur échantillons décimétriques (ex. : perméamètre) ou centimétriques (en laboratoire). Elles permettent la mesure de la conductivité hydraulique verticale K_V , la porosité et la granulométrie.

Les données gagnent en résolution du point 1 au point 2, mais perdent en couverture spatiale. En effet, leur rareté ne permet pas toujours d'interpoler de manière adéquate ces propriétés entre les puits, ceci étant d'autant plus vrai si la géologie s'éloigne du modèle en couches. La tomographie hydraulique entre puits a démontré un fort potentiel pour cela (Paradis et al., 2015a, 2016a), mais

le grand nombre de tests hydrauliques nécessaires et leur analyse complexe restreignent pour l'instant leur utilisation dans la pratique. En effet, en raison de la nécessité de réaliser le forage et l'installation d'au minimum deux puits, et en raison du temps et donc des coûts d'acquisition, cette technique permet difficilement d'évaluer la variabilité spatiale de K à plus grande échelle.

Les méthodes géophysiques permettent de mesurer diverses propriétés physiques à des échelles et des résolutions variées. Sur le terrain, elles permettent de couvrir de grandes surfaces et d'imager la structure des aquifères. Des mesures en laboratoire permettent d'analyser finement les échantillons prélevés dans les aquifères. Malgré la grande polyvalence des méthodes géophysiques, relier les mesures qu'elles permettent d'effectuer ou les propriétés physiques qu'elles permettent d'estimer aux propriétés hydrauliques représentent un défi majeur sur lequel se concentre la recherche depuis quelques années seulement (Robinson et al., 2008). En particulier, de nouvelles technologies et méthodologies sont nécessaires pour mieux caractériser l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques des aquifères.

De nombreux auteurs ont montré que l'anisotropie et l'hétérogénéité d'un milieu influent de manière importante sur les écoulements d'eau souterraine et sur le transport de masse (Knochenmus et al., 1996; Blouin et al., 2012; Millet, 2013). Paradis et al. (2016a) ont montré, en développant des essais hydrauliques *in situ*, que l'aquifère superficiel présente une anisotropie de K variant jusqu'à deux ordres de grandeur sur des intervalles de mesures décimétriques, témoignant de l'importance de ce phénomène. Le développement de méthodes pour l'estimer revêt alors toute son importance.

Dans cette thèse, je propose une nouvelle méthodologie hydrogéophysique pour l'estimation de l'anisotropie de K avec un exemple de mise-en-œuvre dans un aquifère granulaire peu profond en combinant la tomographie de résistivité électrique anisotrope et des essais hydrauliques. L'approche proposée a été validée sur des données acquises au site d'essai de l'INRS et de la CGC localisé à Saint-Lambert-de-Lauzon près de Québec. Ce site est constitué d'un aquifère superficiel granulaire reposant sur un till continu peu perméable et sous lequel se trouve un aquifère confiné dans le roc fracturé. Une caractérisation adéquate a ainsi un impact important sur notre compréhension des systèmes aquifères.

1.3 Objectifs

Le travail effectué dans cette thèse cherche à produire une telle caractérisation. Il se structure autour de trois étapes principales :

1. **Développer un outil d'inversion de résistivité électrique anisotrope.** De très nombreux algorithmes existent pour estimer la résistivité électrique du sous-sol à partir des mesures de potentiels, mais à notre connaissance aucun code en différences finies, libre ou privé, n'est disponible pour intégrer l'anisotropie. Je développe alors ce code dans la première partie de ce projet.
2. **Estimer la résistivité électrique et son anisotropie.** Les méthodes conventionnelles pour l'inversion de résistivité électrique ne prennent pas en considération son anisotropie. Je développe une approche méthodologique rigoureuse pour estimer cette propriété lors de l'inversion..
3. **Assimiler les données électriques et hydrauliques pour la caractérisation *in situ* de la conductivité hydraulique anisotrope.** La tomographie de résistivité électrique permet de caractériser la résistivité et son anisotropie dans de vastes sections du sous-sol. J'associe ces données électriques avec les données hydrauliques éparses disponibles dans un cadre d'assimilation pour produire des sections de K anisotrope.

1.4 Contributions originales

La principale contribution de cette thèse est le développement et l'application d'une approche de caractérisation de l'anisotropie de K basée sur des mesures de résistivité électrique. En basant sur les développements antérieurs effectués au site d'étude dans le domaine de la caractérisation *in situ* de l'anisotropie de K au moyen d'essais hydrauliques en puits, cette thèse avait comme objectif d'élargir le champ d'application de la caractérisation anisotrope en combinant ces nouveaux essais hydrauliques à des levés de résistivité électrique du sol. L'intérêt des levés électriques est que ces derniers ont une sensibilité similaire à l'anisotropie des essais hydrauliques tout permettant une plus grande couverture spatiale.

Le parachèvement de cette thèse aura donc nécessité :

1. la programmation de nouveaux algorithmes numériques pour l'inversion des mesures de résistivité électrique anisotropique ([chapitre 2](#) : AIM4RES, *une librairie MATLAB open-source pour la modélisation 2.5D par différences finies de la résistivité électrique anisotrope* ; article publié dans la revue *Computers & Geosciences*).
Pour les besoins de cette étude, j'ai implémenté un outil d'inversion anisotrope 2.5D en différences finies qui est librement accessible sur Github (<https://github.com/Simogger/AIM4RES>). Son fonctionnement est illustré à l'aide de modèles analytiques ou synthétiques.

2. l'établissement de protocoles spécifiques d'acquisition des mesures électriques sensible à l'anisotropie ([chapitre 3](#) : *Comparaison entre l'anisotropie de conductivité hydraulique et l'anisotropie de résistivité électrique à partir d'inversion de données de tomographie* ; article publié dans la revue *Frontiers in Environmental Science*).

J'ai tout d'abord effectué une étude de sensibilité grâce à AIM4RES en utilisant un modèle synthétique réaliste qui m'a permis de judicieusement sélectionner les protocoles de mesures adaptés. Il est primordial de considérer des données porteuses d'information d'anisotropie car les quadripôles électriques insensibles à l'anisotropie nuisent à l'inversion en l'empêchant de converger vers une solution réaliste. L'estimation de la résistivité électrique anisotrope est d'abord vérifiée à l'aide d'une étude synthétique. Cette dernière permet également de choisir les dispositions d'électrodes les plus adaptées pour l'inversion de données. Les mesures obtenues permettent ainsi de produire les sections de ρ anisotrope. Cette méthodologie est ensuite appliquée à l'aquifère fortement anisotrope étudié dans cette thèse. Cette étape est décrite dans le

3. le développement d'approches d'intégration des données pour établir un lien entre les mesures hydraulique et géophysique ([chapitre 4](#) : *Assimilation de données de conductivité hydraulique et de résistivité électrique dans un cadre bayésien pour la caractérisation d'un aquifère granulaire anisotrope* ; article prévu à la soumission dans les revues *Groundwater* ou *Applied Geophysics*).

La [figure 1.2](#) présente l'approche proposée pour l'estimation de l'anisotropie de K à partir de données hydrauliques et électriques de puits, et du modèle de résistivité anisotrope obtenu par inversion des données ERT. Tout d'abord, un ensemble de modèles de conductivité hydraulique horizontale K_H est généré par simulation séquentielle bayésienne en assimilant les données de puits et le résultat de l'inversion ERT anisotrope. L'ensemble des modèles de conductivité hydraulique verticale K_V est directement déduit en multipliant K_H par l'anisotropie électrique obtenue par inversion ERT. Les modèles de K anisotrope ainsi obtenus sont ensuite optimisés par déformation graduelle pour produire une section unique et optimisée de K anisotrope qui ajuste les données de tomographie hydraulique.

4. la vérification sur le terrain de l'approche avec des estimations connues d'anisotropie de K ([chapitres 3 et 4](#)).

J'ai comparé les anisotropies électrique et hydrauliques de l'aquifère, ce qui a permis de révéler que les deux sont analogues. On considère alors que ces deux estimations proviennent du même phénomène d'écoulement souterrain et il est donc possible de substituer une anisotropie à l'autre.

Ces travaux ouvrent la voie à la quantification et à la représentation de l'anisotropie de K des matériaux géologiques par l'intégration de mesures géophysiques et hydrauliques multi échelles.

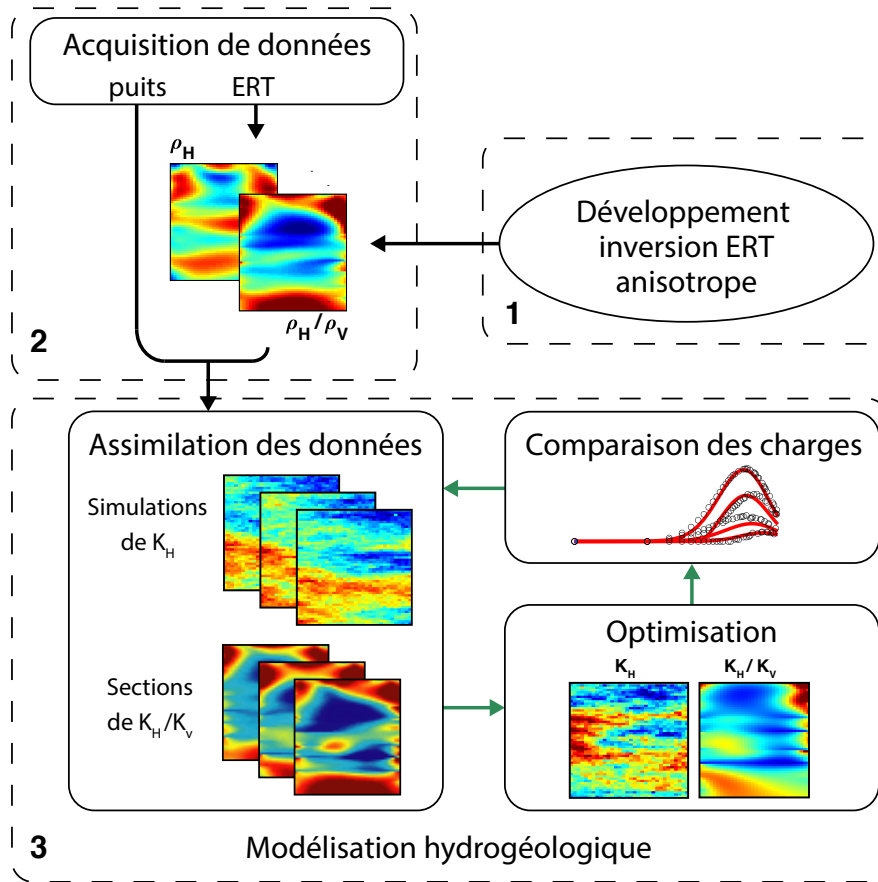


FIGURE 1.2 : Schéma de l'approche d'assimilation des données électriques et hydrauliques pour la caractérisation de l'anisotropie de K

Les flèches vertes indiquent une séquence itérée jusqu'à obtenir un résultat satisfaisant. Les cellules pointillées numérotées de 1 à 3 sont les étapes décrites en détail dans les [chapitres 2 à 4](#) respectivement de la thèse.

1.5 Zone d'étude

Le site d'étude est situé à environ 30 km au sud de la ville de Québec, couvrant une surface d'environ 12 km² ([figure 1.3](#)). L'aquifère superficiel est un aquifère granulaire non confiné composé principalement de dépôts meubles silto-sableux quaternaires d'origine littorale. La zone de Saint-Lambert-de-Lauzon était alors au bord de la mer de Champlain, issue de la dernière déglaciation, qui couvrait toute la vallée de l'actuel fleuve Saint-Laurent jusqu'à l'océan Atlantique. L'environnement de dépôt a conduit à des sédiments allant du sable grossier au silt très fin, ne contenant que de faibles quantités d'argile. La nature des sédiments et l'organisation de leur déposition due aux

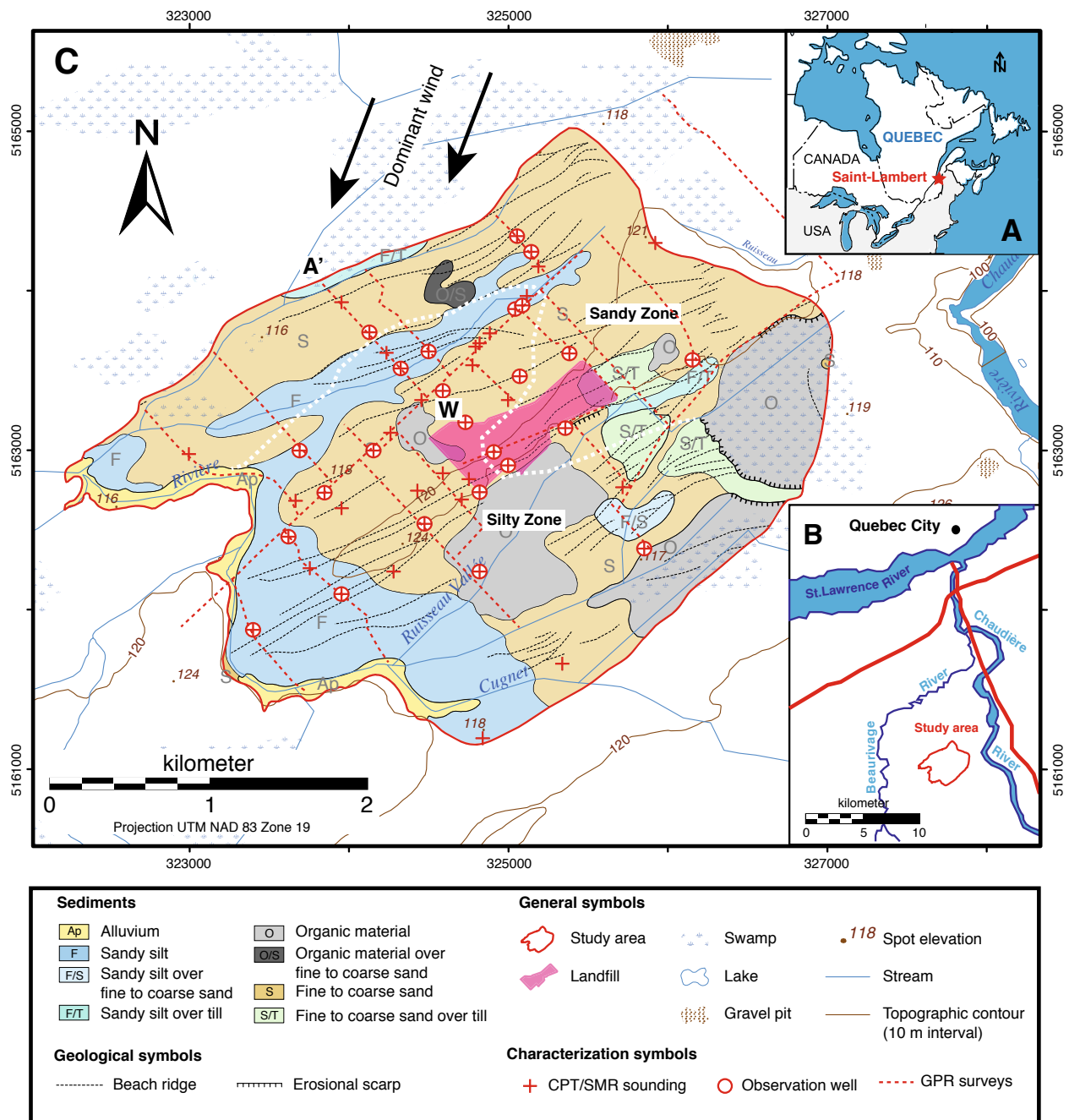


FIGURE 1.3 : Site du lieu d'enfouissement sanitaire (LES) de Saint-Lambert-de-Lauzon

Le site est situé au Québec, Canada (A), à environ 30 km au sud de la ville de Québec (B). La géologie de la région, ainsi que les emplacements des essais hydrauliques et géophysiques disponibles sont indiqués sur la carte (C). Le site d'étude de cette thèse est situé au niveau du "W". Carte adaptée de Paradis et al. (2014).

variations de l'environnement littoral pendant le recul de la mer de Champlain sont à l'origine d'une très forte hétérogénéité observée sur le site d'étude. L'aquifère granulaire étudié a une épaisseur variant de 10 m à 20 m, reposant sur un socle rocheux qui constitue son plancher. La surface de la nappe est en général située à une profondeur allant de 1 m à 2 m. La conductivité hydraulique du système aquifère varie entre 10^{-7} et 10^{-4} m/s, alors que le socle rocheux a une conductivité

hydraulique plus faible, de l'ordre de 10^{-7} m/s. Certains forages ont révélé des zones de till ayant une conductivité hydraulique beaucoup plus faible d'environ 10^{-9} m/s, bien que cette lithologie ne soit pas toujours présente. Le site fait l'objet de nombreuses et diverses études géologiques, hydrauliques et géophysiques, et une importante quantité de données est disponible depuis 2007 (Tremblay et al., 2014). Un grand nombre de données géophysiques de surface et de sondages par enfoncement avec une très bonne couverture a été acquis durant les dernières années, complétant les données géologiques et hydrogéologiques déjà disponibles (Paradis et al., 2014).

1.6 Méthodes hydrauliques pour l'estimation de l'anisotropie de K

Plusieurs techniques *in situ* ou de laboratoire d'estimation des propriétés hydrauliques existent (Kruseman et al., 1990; Butler, 2005). Cependant, en général, ces méthodes ne tiennent pas compte de l'anisotropie. Des essais en laboratoire utilisant des perméamètres sur des échantillons décimétriques à centimétriques permettent d'estimer cette valeur (Wenzel et al., 1942), mais ces mesures sont, le plus souvent, confrontées à un problème d'échelle, les échantillons ayant une dimension très inférieure au volume élémentaire du modèle numérique d'écoulement (Klute et al., 1986; Sudicky et al., 2010; Demirel et al., 2018). Cela pose entre autres le problème du maintien de la structure des échantillons lors de leur manipulation (Stienstra et al., 1994). Différentes méthodologies de terrain ont été proposées, basées sur l'utilisation d'un ou deux puits comme pour le *dipole-flow test* (Kabala, 1993; Xiang et al., 1997; Zlotnik et al., 1996; Sutton et al., 2000; Goltz et al., 2008) ou le test d'interférence verticale (Burns Jr et al., 1969; Hirasaki et al., 1974; Onur et al., 2002).

Essai d'interférence verticale à chocs hydrauliques

Le montage expérimental est le même que pour un essai de perméabilité, à l'exception que dans ce cas deux sections crépinées sont utilisées, isolées du reste du puits et séparées par trois obturateurs. Un choc hydraulique est pratiqué au niveau de l'une des deux sections. Les valeurs de charges à des profondeurs déterminées sont mesurées de manière analogue à l'essai de perméabilité, et leur inversion permet d'obtenir les valeurs de K_H et de K_V (Paradis et al., 2013).

Tomographie à chocs hydrauliques

La tomographie nécessite au moins deux puits partiellement ou entièrement crépinés pour être mise en œuvre. Deux puits entièrement crépinés ont été utilisés à Saint-Lambert-de-Lauzon pour

cette expérience (Paradis et al., 2016a). Dans le puits émetteur, une section en profondeur est isolée du reste du puits à l'aide d'obturateurs. Dans le puits récepteur, plusieurs sections sont également isolées par obturateurs. Un choc hydraulique est appliqué dans le puits émetteur et les charges résultantes sont mesurées à différents niveaux et à différents pas de temps dans le puits récepteur. Ces charges sont ensuite inversées, dans cette thèse à l'aide du logiciel *Ir2dinv* (Bohling et al., 2001b) et permettent d'obtenir K_H et K_V ainsi que l'emmagasinement spécifique dans tout l'espace séparant les deux puits. Cette méthode apporte une innovation majeure, car si la tomographie hydraulique est une technique déjà connue, elle ne permettait pas d'estimer précisément l'anisotropie de K jusqu'alors (Paradis et al., 2016a).

Les deux méthodes hydrauliques précédemment décrites permettent d'estimer directement K ainsi que son anisotropie. Cette dernière s'avère très importante dans l'aquifère de Saint-Lambert-de-Lauzon car il existe plusieurs ordres de grandeur entre K_H et K_V , justifiant le besoin de prendre en compte ce paramètre malgré la difficulté et les moyens nécessaires à son estimation *in situ*. Cependant, bien qu'essentiels, ces méthodes ne permettent pas l'estimation des propriétés hydrauliques sur de larges volumes du fait de leur couverture limitée. Il faut donc chercher une technique à haut rendement et à grande couverture spatiale permettant d'extrapoler les mesures hydrauliques entre puits sur l'ensemble du volume des sites à investiguer. L'approche transdisciplinaire hydrogéophysique constitue alors une très bonne candidate pour cela.

1.7 Hydrogéophysique

Les méthodes géophysiques adaptées et couplées aux mesures hydrogéologiques ont connu un essor important lors des vingt dernières années (Rubin et al., 2006a; Binley et al., 2015). Ces nouvelles applications ont engendré des développements importants en assimilation de données grâce à de nombreuses méthodes qui fournissent des réponses quantitatives sur l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques.

1.7.1 Définition

Elle recouvre les méthodes géophysiques qui permettent une investigation hydrogéologique quasi continue allant des petites échelles investiguées en laboratoire jusqu'à une échelle régionale. Ces méthodes sont variées et permettent de mesurer de manière quantitative différentes propriétés physiques qu'il est possible de relier aux paramètres hydrauliques d'intérêt grâce à des méthodes statistiques ou des relations pétrophysiques (Rubin et al., 2006b). Certaines de ces méthodes

sont ainsi communément employées pour les propriétés qu'elles permettent d'inférer (Binley et al., 2015) :

- méthodes électriques : conductivité électrique, porosité ;
- induction électromagnétique : conductivité électrique, porosité ;
- géoradar : conductivité diélectrique, permittivité, teneur en eau totale ;
- méthodes sismiques : vitesses des ondes de compression et de cisaillement, teneur en argile, lithologie ;
- gravimétrie : densité, détection de volumes vides ;
- résonance nucléaire magnétique : précession neutronique, teneur en eau ;

Les méthodes géophysiques ne permettent pas d'estimer directement les paramètres hydrauliques recherchés. Elles permettent uniquement d'estimer certaines propriétés physiques, qui doivent ensuite être transformées en propriétés hydrauliques à l'aide de relations théoriques, empiriques ou statistiques. L'utilisation de ces méthodes géophysiques, les propriétés physiques qu'elles permettent d'estimer, ainsi que leurs liens avec les propriétés hydrauliques recherchées sont décrits dans la section suivante. Il faut cependant noter que ces différentes méthodes possèdent des résolutions, des couvertures spatiales et des limitations propres dans leur utilisation ou leur capacité d'imagerie, ce qui implique qu'il est fondamental de choisir en amont des campagnes de terrain les méthodes les plus adaptées au problème à résoudre (figure 1.4).

1.7.2 Sondages au piézocône et diagraphie de résistivité électrique

Le piézocône (*Cone Penetration Tests*, CPT) est un instrument permettant l'estimation simultanée de deux propriétés mécaniques *in situ* : la résistance à l'enfoncement (compression) et la friction (cisaillement) le long du cône (Lunne et al., 1997). L'enfoncement du cône ainsi que les mesures se font de manière continue dans les sédiments non consolidés à une vitesse que l'opérateur essaye de maintenir constante d'environ 2 cm/s (cette vitesse pouvant malgré tout varier du fait de la variation de compaction des couches traversées). Le cône permet également de mesurer la pression d'eau interstitielle pendant sa descente, indiquant la présence d'argile dans le milieu et permettant ainsi de corriger les mesures de compression. Plusieurs types de sondes peuvent être couplées au CPT, et une sonde SMR (Soil Moisture and Resistivity) a été choisie dans le cadre de cette étude. Elle permet la mesure de permittivité et de résistivité électrique du sous-sol avec une résolution décimétrique, précision qui ne peut pas être atteinte par les méthodes géophysiques de surface ou de tomographie entre puits. La sonde SMR est constituée de quatre électrodes en forme d'anneau séparées de 3 cm les unes des autres. Les deux électrodes inté-

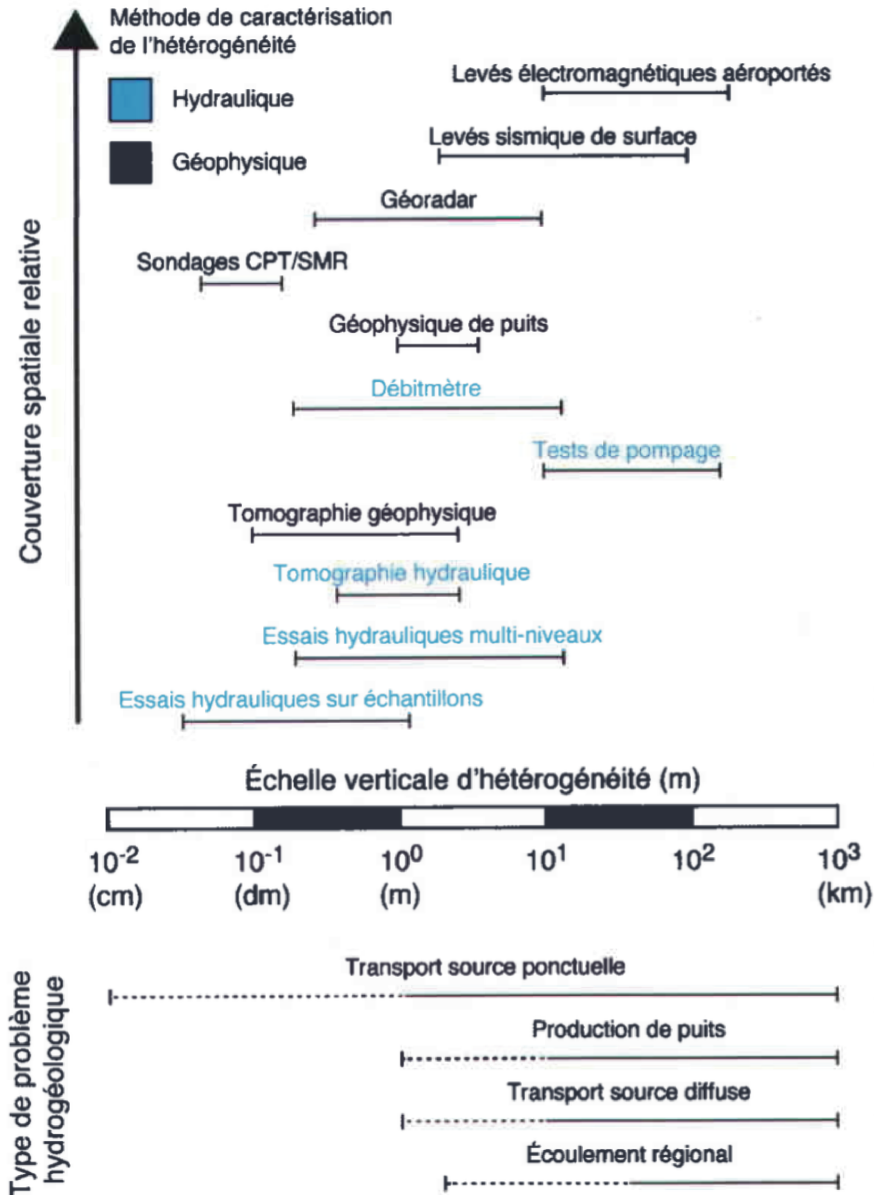


FIGURE 1.4 : Couverture et pouvoir de résolution des méthodes hydrauliques et géophysiques

La couverture spatiale et la résolution de ces méthodes peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur (partie haute) et à des échelles également très variées (partie basse). Adapté de [Paradis \(2014\)](#).

rieures (paramètre D de la [figure 1.5](#)) mesurent la capacitance du sol, valeur directement liée à la permittivité électrique ϵ ([Rubin et al., 2006a](#)). La sonde SMR opère à une fréquence de 100 MHz pour cette mesure. Les deux électrodes extérieures (paramètre R de la [figure 1.5](#)) sont séparées de 9 cm. Elles fonctionnent en mode pôle-pôle où une électrode envoie du courant dans le sous-sol tandis que l'autre enregistre les valeurs de potentiels converties en résistivités apparentes (ρ_a) lors de l'enfoncement. Les mesures sont effectuées à une fréquence de 1KHz (basse fréquence) pour atténuer les effets de polarisation des sédiments entre deux mesures consécutives. Les deux

électrodes étant très proches, la mesure obtenue est considérée comme une mesure directe de la résistivité ($\rho_a = \rho$), se distinguant ainsi de la méthode de tomographie de résistivité électrique présentée ci-dessous.

Une évolution majeure a profité à cette étude concernant le traitement des données de résistivité SMR. Ces dernières sont uniquement sensibles à la résistivité horizontale dans un contexte de résistivité anisotrope (Lüling, 2013) et apportent donc une information supplémentaire jusqu'alors non prise en compte. Auparavant, 53 sondages au piézocône ont permis d'obtenir un total de 509 mètres de mesures CPT/SMR à hautes résolutions verticales comprises entre 3 cm et 17 cm sur l'ensemble du site de Saint-Lambert-de-Lauzon (figure 1.3) et ont été utilisés pour la caractérisation de l'aquifère (Tremblay et al., 2014). Les propriétés mécaniques et électriques ainsi obtenues ont, en particulier, été intégrées dans une précédente étude s'intéressant à l'anisotropie hydraulique (Paradis et al., 2015c). Cette dernière a montré l'importance de ces données pour la calibration et la prédiction de modèles de distribution spatiale des propriétés hydrauliques ainsi que l'importance de prendre en compte l'anisotropie, posant ainsi une partie des bases sur lesquelles repose l'étude présentée dans cette thèse (Ruggeri et al., 2013).

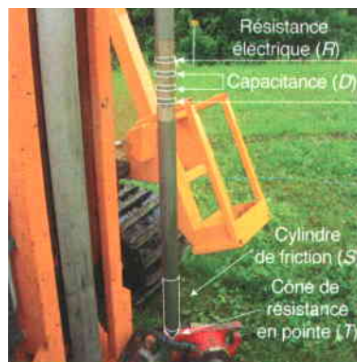


FIGURE 1.5 : Sondages CPT/SMR

Détail de la tige du piézocône pourvue des équipements pour les sondages mécaniques et électriques. Les capteurs effectuant les mesures mécaniques sont situés en pointe. Sonde SMR : résistivité (R) et permittivité (D). Adapté de Paradis (2014).

L'implémentation des sondages CPT et l'acquisition des données sont relativement rapides et faciles à réaliser, et seules quelques heures sont nécessaires pour une acquisition de 30 m de profondeur et les mesures obtenues ont une haute résolution (quelques centimètres).

1.7.3 Tomographie de résistivité électrique (ERT)

La tomographie de résistivité électrique (*Electrical Resistivity Tomography*, ERT) est une méthode basée sur l'injection d'un courant continu dans le sous-sol permettant d'estimer la résistivité

électrique ρ (ou de manière équivalente son inverse, la conductivité électrique $\sigma = \rho^{-1}$). La loi d'Ohm établit que la densité de courant J est proportionnelle au champ électrique E :

$$J = \sigma E \quad (1.1)$$

Le facteur de proportionnalité est la conductivité électrique σ . La loi d'Ohm peut être formulée pour lier le champ de potentiels V induit par l'injection d'un courant électrique I dans un milieu et σ de ce milieu :

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \cdot \delta(r_s) \quad (1.2)$$

où δ est la distribution de Dirac, valant 1 aux positions des électrodes de courant r_s et 0 partout

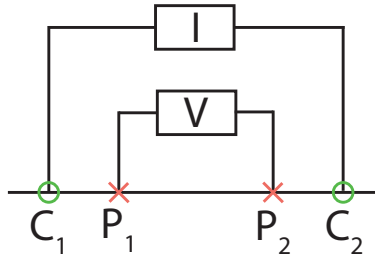


FIGURE 1.6 : Dispositif instrumental ERT

Schéma du dispositif instrumental ERT. C_1 et C_2 sont les électrodes de courant ($\circ$) et P_1 et P_2 sont les électrodes de potentiel ($\times$).

ailleurs. Pour estimer σ , on mesure V grâce à un dispositif instrumental multi électrodes. Plusieurs systèmes variant le nombre d'électrodes peuvent être utilisés. Deux électrodes C_1 et C_2 injectent un courant d'intensité I connue dans le sol. Deux électrodes P_1 et P_2 mesurent la différence de potentiel induite (figure 1.6). En modifiant les positions de ces électrodes, on obtient un ensemble de mesures de différences de potentiel. La loi d'Ohm permet d'estimer la distribution de résistivité dans une section ou un volume continu par modélisation inverse, présentée plus loin. L'acquisition des données de potentiel est rapide, et plusieurs milliers de mesures peuvent être obtenues en une seule journée. La couverture, la résolution et la profondeur d'investigation de cette méthode dépendent de l'emplacement des électrodes, de leur espacement et du niveau de bruit. Depuis la surface, des électrodes plus espacées permettent de couvrir une plus grande surface et de sonder une profondeur plus importante, au prix d'une perte de résolution. De plus, les lithologies conductrices concentrent le courant de manière plus importante et font écran aux structures plus profondes. L'utilisation d'électrodes en puits permet cependant d'augmenter la résolution et la profondeur d'investigation, tout en diminuant les effets d'écrans. La résistivité électrique du sous-sol est reliée à ses propriétés pétrophysiques. Les matériaux géologiques du sous-sol sont en général

de résistivité égale ou supérieure à l'eau qu'ils contiennent (figure 1.7). Lorsque le milieu est pauvre en argile, ce sont les circulations des ions en solution qui contrôlent la circulation du courant électrique (Tabbagh, 1995; Peltoniemi, 1996; Aaltonen, 2001; Annan, 2005; Naudet, 2004; Doussan et al., 2009).

1.7.4 Lien entre conductivités électrique et hydraulique

La conductivité hydraulique est une grandeur qui exprime la capacité d'un milieu poreux à laisser circuler un fluide à travers lui. En l'absence d'argile, elle est donc étroitement liée à la conductivité électrique car les ions permettant la mesure électrique sont entraînés avec l'eau s'écoulant dans les matériaux. Plusieurs relations théoriques et empiriques permettent de mettre ce lien en équation, telles que les lois d'Archie (relation porosité/ ρ) et de Kozeny-Carman (relation porosité/ K) pour ne citer que les plus connues (Rubin et al., 2006a). De plus, si des composants chimiques se répandent dans le sous-sol en se mélangeant avec l'eau souterraine (pollution chimique, traceurs, etc.), ils augmentent son contenu ionique et donc sa conductivité.

La tomographie de résistivité électrique est facile à implémenter et a été utilisée dans de nombreux domaines des sciences de la Terre (Loke et al., 2013b) et en particulier dans les études de caractérisation hydrogéologiques (Rubin et al., 2006b; Kemna et al., 2002; Ismail et al., 2005). De nombreux travaux ont également déjà été menés à Saint-Lambert-de-Lauzon basant leurs conclusions sur des résultats intégrant des mesures de résistivité électrique (Bélanger, 2011;

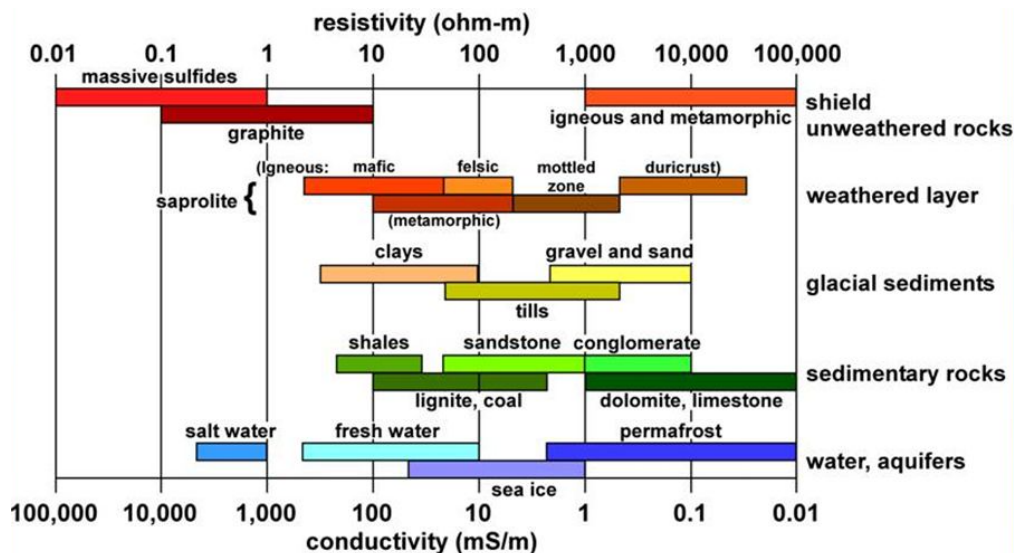


FIGURE 1.7 : Résistivités des matériaux géologiques

Résistivité électrique de différents matériaux géologiques (échelle logarithmique). Adapté de Palacky (1988).

Dubreuil-Boisclair et al., 2011; Tremblay et al., 2014; Paradis et al., 2015b; Ruggeri et al., 2014). Dans son utilisation routinière, les données d'ERT sont analysées dans un cadre isotrope (Dey et al., 1979; Binley et al., 2005; Günther et al., 2009). Cependant, l'anisotropie électrique est un phénomène connu depuis longtemps (Maillet, 1947) et ses effets provoquent d'importantes erreurs d'interprétation (Keller et al., 1966; Asten, 1974). Bien que l'anisotropie électrique constitue aujourd'hui un sujet d'étude à part entière (Greenhalgh et al., 2010; Herwanger et al., 2004), son influence précise sur l'interprétation des résultats est encore mal connue (Pain et al., 2003). Tous ces éléments nous ont logiquement conduits à poursuivre les investigations hydrogéophysiques sur le site de Saint-Lambert-de-Lauzon en se basant sur les méthodes de résistivité électrique.

Récemment, d'importantes avancées ont mis en évidence le lien fort entre l'anisotropie des propriétés électriques et hydrauliques dans des échantillons de sol non consolidé (Yeboah-Forson et al., 2014; Adams et al., 2016; Al-Hazaimay et al., 2016; Demirel et al., 2018).

1.8 Intégration de données dans le problème inverse

Des relations pétrophysiques ou statistiques permettent de lier les données physiques mesurées par géophysiques et les propriétés hydrauliques du sous-sol. La caractérisation hydrogéophysique est l'opération qui permet d'établir une représentation de la distribution spatiale 2D ou 3D de ces propriétés hydrauliques à partir des mesures géophysiques. Pour cela, il est nécessaire d'explicitier le lien entre paramètres et observations qui en découlent. On l'exprime sous la forme générale suivante (Aster, 2013) :

$$G(m) = d \quad (1.3)$$

où m sont les paramètres physiques que l'on cherche à inférer, d les observations et G la relation physique qui les lie. Le problème direct permet de calculer d connaissant m et G . Le problème inverse permet quant à lui d'estimer m en connaissant d et G . Lorsque le problème est linéaire, l'opérateur G peut être exprimé sous forme d'une matrice, et le problème inverse est formulé sous la forme des équations normales (Aster, 2013) :

$$m = (G^T G)^{-1} G^T(d) \quad (1.4)$$

Il est souvent beaucoup plus difficile à résoudre que le problème direct en raison des problèmes numériques associés à l'inversion de la matrice $G^T G$. Premièrement, les données réelles d peuvent être souvent très bruitées : ce bruit dépend de la précision de l'instrumentation utilisée et du contexte dans lequel le signal mesuré a été acquis, le bruit le dégradant de manière plus ou moins

significative. De plus, le nombre de mesures est souvent (beaucoup) plus faible que le nombre de paramètres, rendant alors le problème sous-déterminé. Cela implique qu'une infinité de solutions sont admissibles, le problème va donc requérir une régularisation afin de trouver une solution qui satisfasse les observations en produisant un modèle réaliste. La conséquence est que le problème inverse en sciences de la Terre constitue rarement, sinon jamais un problème bien posé au sens de Hadamard ([Hadamard, 1902](#)) : la solution n'existe pas, elle est non unique ou elle est instable. En effet, dans la très grande majorité des cas, une infinité de solutions est admissible qui peuvent se révéler instables (de faibles variations dans les mesures introduisent de fortes variations dans les modèles). De plus, le calcul de l'inverse $(G^T G)^{-1}$ est difficile, voire impossible à formuler.

On peut distinguer deux grandes familles de méthodes pour résoudre le problème inverse : déterministes et stochastiques. Depuis les années 1950 et la croissance exponentielle des capacités de l'informatique, de nouveaux développements méthodologiques ont vu le jour en sciences de la Terre basés sur l'étude statistique de la distribution spatiale des données, que l'on regroupe aujourd'hui sous le nom de *géostatistiques*. Elles ont introduit la notion de variable régionalisée : les données ne sont plus considérées comme indépendantes et font apparaître des relations spatiales. Les géostatistiques ont été mises en place dans le but de reproduire de manière plus réaliste la variabilité spatiale des paramètres d'intérêts par le biais des différentes méthodes déterministes ou probabilistes qu'elles regroupent.

1.8.1 Méthodes déterministes

Les méthodes déterministes sont liées au principe de causalité. Ce dernier implique que l'état d'un système produit toujours les mêmes effets. Dans le cadre de l'inversion ([équation \(1.4\)](#)), les méthodes déterministes reviennent à considérer une causalité inversée, dans laquelle les mêmes effets (d) «engendrent» les mêmes causes (m). Les méthodes déterministes permettent donc d'obtenir une solution unique correspondant aux données considérées et autres contraintes appliquées aux problèmes (évoquées ci-dessous).

La non linéarité est la principale difficulté dans la résolution du problème inverse. Si le problème est non linéaire, il est généralement linéarisé en utilisant une décomposition en série de Taylor. Les problèmes inverses linéaires ou non nécessitent le calcul de matrices jacobienues et parfois hessiennes ([Aster, 2013](#)); cependant, ces matrices peuvent être difficiles à calculer et leur manipulation nécessite d'importantes ressources informatiques. Les données étant bruitées et le problème linéairement approché, l'estimation du modèle découle de la minimisation de la norme

(de notre choix, bien que l'on considère le plus souvent la norme euclidienne) du résidu, qui mesure la différence entre les données mesurées et calculées sur le modèle [équation \(1.3\)](#). Le problème étant initialement mal posé, il est nécessaire de le régulariser pour choisir une solution satisfaisante physiquement et géologiquement parmi l'infinité de solutions possibles ([Aster, 2013](#); [VanDecar et al., 1994](#)). De nombreuses méthodes d'inversion déterministes existent. Parmi les plus populaires, on trouve la méthode de la régularisation de Tikhonov ([Aster, 2013](#)) et le krigeage ([Goovaerts, 1997](#)). Ce dernier est le meilleur estimateur linéaire non biaisé qui interpole les données en minimisant la variance de l'erreur. Le cokrigeage est une technique analogue au krigeage qui intègre les données à interpoler et les données secondaires disponibles, et a été appliqué à la caractérisation hydrogéologique intégrant des données géophysiques ([Doyen, 1988](#); [Cassiani et al., 1997, 1998](#); [Gloaguen et al., 2001](#)). Bien que respectant la variabilité à l'échelle régionale, le modèle produit est trop lisse pour être une représentation valide de la réalité. En particulier, il ne reproduit pas les valeurs extrêmes des propriétés hydrauliques dont l'influence est majeure sur l'écoulement et le transport de masse. En effet, les valeurs, la distribution spatiale et la connectivité de ces paramètres contrôlent l'essentiel de l'écoulement et du transport de masse ([Desbarats et al., 1991](#)). De plus, le cokrigeage qui permet l'assimilation des données impose l'existence d'une relation linéaire entre les données cokrigées, ce qui n'est en pratique presque jamais le cas. Des erreurs sont ainsi introduites pour valider cette hypothèse, éloignant donc le modèle obtenu de la réalité physique recherchée. Bien que l'approche déterministe soit l'une des plus utilisées en hydrogéologie ([Nelson, 1960](#); [Kleinecke, 1971](#); [Neuman, 1973](#)), plusieurs travaux ont montré qu'elle est limitée notamment dans le cas où les mesures utilisées sont bruitées ([Tikhonov et al., 1977](#); [Tarantola, 2005](#)).

1.8.2 Méthodes stochastiques

Bien que les méthodes déterministes aient montré leur efficacité pour la résolution de problèmes inverses et soient largement utilisées dans les problèmes de caractérisation, elles sont limitées en termes d'applicabilité à des études quantitatives. Les méthodes stochastiques permettent de s'affranchir de certaines de ces limitations. Ces méthodes utilisées dans un cadre géostatistique ont la capacité de produire des solutions qui respectent la moyenne, la variance et la covariance des données. En particulier, la variance permet à l'inversion de reproduire les valeurs extrêmes, et la continuité spatiale est contrôlée par la covariance. À l'inverse des méthodes déterministes, les méthodes stochastiques ne recherchent pas une solution unique, mais un ensemble de solutions équiprobables aux vues des données et du modèle de covariance qui permettent d'estimer la distribution *a posteriori* des paramètres. Les contraintes sur les propriétés du modèle et sur

leurs variations spatiales forment cet espace de solutions, contenant tous les modèles possibles expliquant tous de manière équiprobable les mesures (réalisations). Il est alors possible de produire de nombreuses réalisations grâce à diverses méthodes de simulations ([Tarantola, 2005](#)).

Produire de nombreuses réalisations permet de quantifier l'incertitude sur la distribution spatiale des paramètres du modèle. Le seul moyen de réduire cette incertitude est d'intégrer de nouvelles données. Ainsi, une sélection des meilleurs modèles ou la création d'un modèle optimisé peut être obtenue en y assimilant les processus dynamiques, comme la circulation de fluide ou de courant électrique par exemple. Il suffit pour cela de résoudre le problème direct sur l'ensemble des modèles générés par méthodes stochastiques. Les meilleurs modèles sont alors ceux qui reproduisent le mieux les effets de ces processus, comme la charge hydraulique ou les différences de potentiel mesurées. De nombreuses approches stochastiques ont ainsi été expérimentées dans le cadre de l'hydrogéophysique ([Rubin et al., 2005](#)). Il est possible d'assimiler des données de différentes natures au sein des méthodes stochastiques. On distingue deux types de données : les données primaires, mesures directes des propriétés du modèle recherché ; et les données secondaires que l'on peut relier aux données primaires de différentes façons : cross-covariance, cosimulation, estimation par noyau, *etc.* Ces données secondaires, lorsqu'elles proviennent de méthodes géophysiques, apportent souvent une plus grande couverture spatiale et une plus grande profondeur d'investigation que les méthodes hydrauliques seules. Dans le cas où la simulation n'intègre aucune donnée primaire, elle est non conditionnelle et seules les données statistiques contraignent le problème. Dans le cas contraire, elle est conditionnelle et interpole les données primaires par construction : [Delhomme \(1979\)](#) a été l'un des premiers à suivre cette méthodologie pour caractériser le milieu en quantifiant l'incertitude.

Dans leur utilisation première, les méthodes géostatistiques, stochastiques ou déterministes ne s'appuient pas sur l'équation d'écoulement mais uniquement sur la variation spatiale des valeurs de K (données primaires) mesurées. Néanmoins, des études ont montré que l'information statistique extraite de cette équation réduit l'incertitude des modèles numériques hydrogéologiques ([Dagan et al., 1988](#); [Hoeksema et al., 1984](#)). La qualité du modèle est déterminée par la résolution du problème direct en vérifiant que les charges hydrauliques simulées correspondent aux charges mesurées. Ces dernières peuvent être directement introduites dans le processus de simulation stochastique : [Ahmed et al. \(1993\)](#) ont cokrigé les données de conductivité et de charge et améliorent la caractérisation à moyenne et grande échelle. Plus récemment, des méthodes itératives ont montré leur capacité à produire de bons modèles d'écoulement [Gómez-Hernández et al. \(1997\)](#); [Llopis-Albert et al. \(2010\)](#).

1.8.3 Simulation séquentielle bayésienne

Durant les dernières années, les données obtenues par différentes méthodes géophysiques ont été introduites dans le processus d'assimilation de données hydrogéophysiques (Rahman et al., 2006; Franssen et al., 2008; Jardani et al., 2009; Herckenrath et al., 2012). La méthode que nous utilisons dans cette étude est la simulation séquentielle Bayésienne (SSB, Doyen et al. (1996)) développée par (Dubreuil-Boisclair et al., 2011). Cette approche d'intégration stochastique de données permet de générer des réalisations continues d'une variable éparse, appelée variable primaire, conditionnée par une variable secondaire densément répartie dans le volume à simuler. Cette méthode fait partie des géostatistiques et repose sur la matrice de covariance de la variable primaire. Comme son nom l'indique, c'est une méthode de simulation stochastique – contrairement aux méthodes de krigeage qui sont des estimateurs. Ces derniers minimisent l'erreur globale sur l'estimation des ressources recherchées, mais cela se fait au détriment de la distribution spatiale et de la variabilité. La simulation reproduit quant à elle la distribution et la corrélation spatiale réaliste des paramètres. De plus, le krigeage et ses variantes sont basés sur la régression linéaire, et sont inappropriés dans le cas où le primaire et le secondaire ne présentent pas de corrélation linéaire. Inversement, la SSB est particulièrement adaptée pour l'assimilation de données de différentes natures présentant des relations non linéaires (Linde et al., 2006).

En hydrogéologie, la distribution spatiale de K a une influence majeure sur les mesures, et en raison de la complexité du terrain, la relation qui unit K et ρ apparaît souvent comme non linéaire. En cela, la SSB constitue un outil adapté à la caractérisation d'aquifères hétérogènes et produit des résultats plus représentatifs de la réalité du sous-sol par rapport à d'autres méthodes basées sur les géostatistiques (Ruggeri et al., 2014; Dubreuil-Boisclair et al., 2011). Toutes les méthodes hydrogéologiques utilisées pour estimer les K nécessitent des forages, ce qui conduit à des ensembles de données éparsses. La méthodologie de la SSB permet de produire des réalisations continues de K grâce à ρ obtenus en puits et par tomographie comme variable secondaire. En considérant un modèle de sous-sol discrétisé en n cellules, on considère la probabilité suivante :

$$p(K_n|\rho_n, K_1, \dots, K_{n-1}) = c \cdot p(K_n|K_1, \dots, K_{n-1}) \cdot p(\rho_n|K_n) \quad (1.5)$$

où K_i est la i^{eme} valeur de conductivité hydraulique à estimer, $K_1, \dots, K_{n-1}$ sont les valeurs de conductivités hydrauliques des cellules $1, \dots, n-1$, ρ_i est la valeur de résistivité électrique de la i^{eme} cellule, c est un facteur de normalisation et $p(\cdot)$ désigne une distribution de probabilité. $p(K_i|\rho_i, K_1, \dots, K_{n-1})$ est la distribution *a posteriori* et représente la distribution de probabilité

de la valeur simulée de K dans la i^{eme} cellule. $p(K_i | K_1, \dots, K_{n-1})$ est la distribution *a priori* et représente la densité de probabilité de la variable primaire calculée à partir des données de terrain ponctuelles disponibles. Enfin, $p(\rho_i | K_1)$ est la fonction de vraisemblance et représente la distribution de probabilité conditionnelle de ρ connaissance K . La SSB simule les valeurs de K cellule après cellule, à travers un processus se décomposant en cinq étapes décrites ci-dessous (figure 1.8).

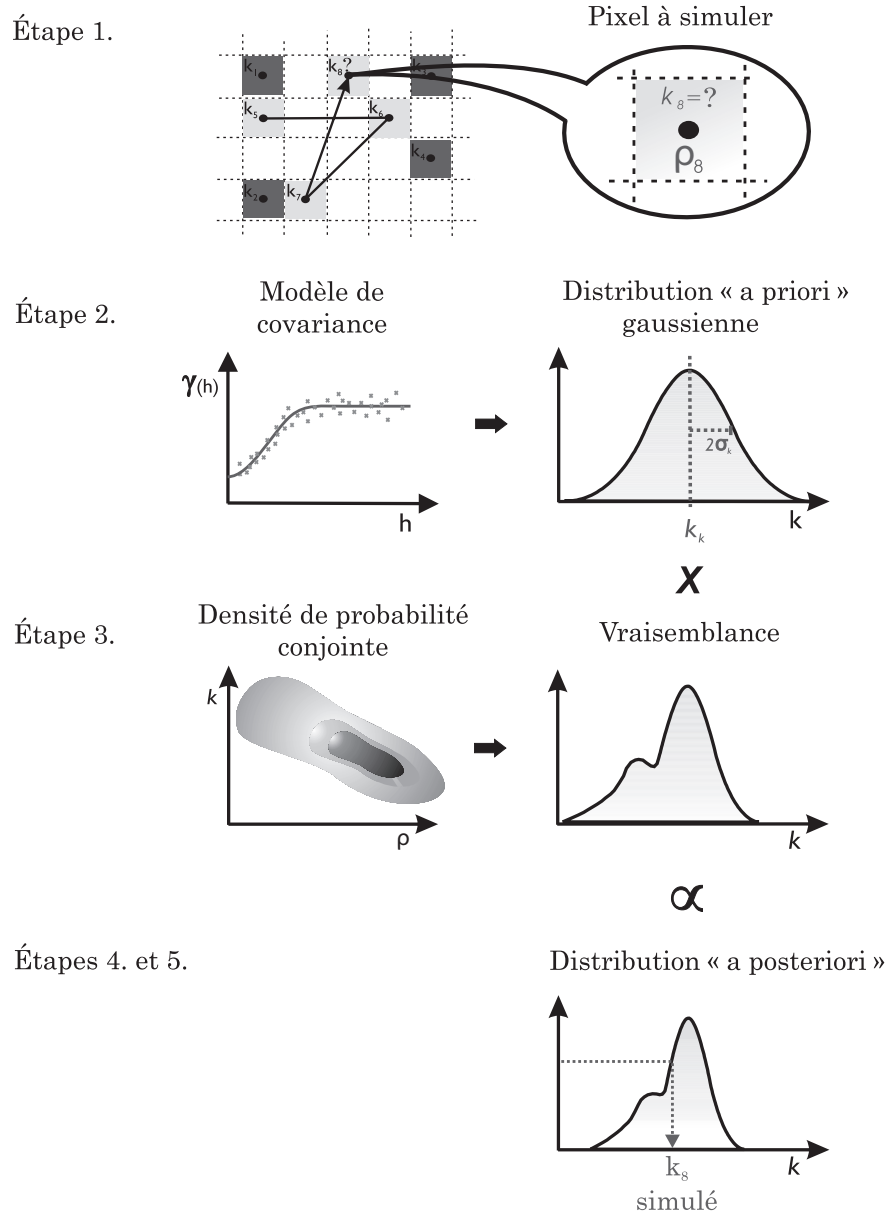


FIGURE 1.8 : Simulation séquentielle bayésienne

Étapes de la SSB : 1. Création du chemin aléatoire ; 2. Construction de la distribution *a priori* ; 3. Construction de la fonction de vraisemblance ; 4. Construction de la distribution *a posteriori* ; 5. Tirage aléatoire dans la distribution *a posteriori* ; 6. Retour à l'étape 1. en considérant le tirage précédent comme une nouvelle donnée. Adapté de Dubreuil-Boisclair (2009)

Étape 1 : chemin aléatoire

Sélection de l'ordre de visite des cellules à simuler. Il doit être aléatoire pour ne pas faire apparaître de tendance qui ne serait uniquement due qu'à une éventuelle direction préférentielle de simulation. Le processus est itératif, et chaque cellule simulée est ensuite considérée comme une donnée.

Étape 2 : distribution a priori

On suppose que K est normalement distribué dans la section (Meerschaert et al., 2013). La distribution conditionnelle locale est estimée grâce à la moyenne et variance de krigeage des données de K dans la section. Pour cela, les variogrammes suivants sont nécessaires :

- Un variogramme vertical calculé à partir des données K obtenues en puits.
- Un variogramme horizontal calculé à partir des données ERT, car trop peu de puits trop éloignés sont disponibles pour effectuer le calcul directement à partir des données de K disponibles.

Étape 3 : vraisemblance

La fonction de vraisemblance est inférée numériquement par un noyau de densité jointe sur une estimation par noyau (*Kernel Density Estimator*), construite grâce aux données colocalisées de l'étude. Cet estimateur est plus élaboré que l'histogramme, car il prend en compte la disparité des observations, et ne dépend d'aucune origine (Zuber, 1999). Le noyau peut avoir différentes formes (uniforme, quadratique, cosinus, etc.). Comme cette étude fait l'hypothèse d'une distribution normale des paramètres, un noyau gaussien est utilisé :

$$N(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}u^2} \quad (1.6)$$

Dans l'espace à deux dimensions (deux propriétés sont assimilées) considéré dans cette étude, l'estimateur de noyau prend la forme :

$$\hat{f}_h(\rho, K) = \frac{1}{2 \cdot h_1 \cdot h_2} \sum_{i=1}^n N\left(\frac{\rho - \rho_i^{obs}}{h_1}\right) \cdot N\left(\frac{K - K_i^{obs}}{h_2}\right) \quad (1.7)$$

où n est le nombre de mesures colocalisées, ρ^{obs} et K^{obs} sont les mesures et h_1 et h_2 sont les dimensions de la fenêtre de lissage appliquée. Le choix de la dimension de la fenêtre est déterminant. Une trop grande continuité entre les données conduit à une trop grande homogénéité ayant

pour conséquence un lissage trop important. Une trop faible continuité conduit à un comportement irréaliste (variations brutales des valeurs, perte de connectivité, *etc.*). Il existe des solutions analytiques pour déterminer les dimensions idéales de la fenêtre (Silverman, 1986; Zuber, 1999), bien que l'opérateur puisse décider lui-même des dimensions qu'il juge bon d'utiliser. Une fois le noyau gaussien déterminé, la vraisemblance est extraite en fixant la valeur de ρ connue grâce à l'ERT dans la cellule à simuler. On extrait les valeurs de K correspondantes : la distribution qui en résulte est la vraisemblance.

Étape 4 : distribution *a posteriori*

Elle est obtenue en multipliant la distribution *a priori* et la vraisemblance (figure 1.9).

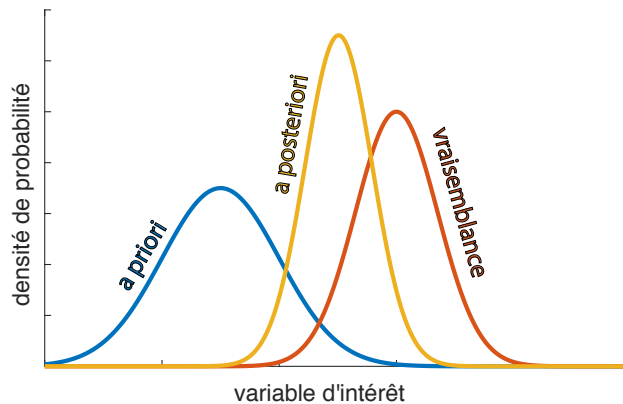


FIGURE 1.9 : Distribution *a posteriori*

Étape 5 : tirage aléatoire du paramètre

On tire aléatoirement dans la distribution *a posteriori*. La valeur sélectionnée est figée et considérée comme une donnée pour la suite de la simulation. Elle contribuera à ce titre à la construction de la fonction *a priori* suivante. Une nouvelle cellule est sélectionnée, et la procédure recommence depuis l'étape 1 jusqu'à ce que la grille de simulation soit entièrement peuplée, pour obtenir une réalisation. Le processus est répété pour obtenir un grand nombre de réalisations, lesquelles permettent ensuite de quantifier l'incertitude.

1.8.4 Optimisation par la méthode de déformation graduelle

Une étape d'optimisation est effectuée après la simulation. La méthode de déformation graduelle (MDG, Hu et al. (2001); Le Ravalec-Dupin (2005)) est une technique itérative qui permet de produire

un modèle optimisé en associant des réalisations qui respectent toujours la moyenne, la variance et la covariance des paramètres. Elle construit une nouvelle réalisation en combinant plusieurs réalisations selon la formule suivante :

$$Z_{opt} = \sum_{i=1}^R \omega_i Z_i \quad (1.8)$$

où Z_i sont les réalisations obtenues par SSB et ω_i les poids associés. Dans cette étude, les poids sont définis de la manière suivante :

$$\begin{cases} \omega_1 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \cos \theta \\ \omega_2 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin(-\frac{\pi}{6} + \theta) \\ \omega_3 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin(-\frac{\pi}{6} - \theta) \end{cases} \quad (1.9)$$

Où θ est le paramètre de déformation. En le faisant varier, la MDG permet de produire un modèle réaliste reproduisant l'écoulement dans le sous-sol en minimisant une fonction objectif de la forme :

$$FO(Z_{opt}) = \|f_m(Z_{opt}) - d_{obs}\|^2 \quad (1.10)$$

où f_m est l'opérateur de modélisation directe, Z_{opt} est le modèle optimisé en fonction de θ et d_{obs} sont les données mesurées sur le terrain. Le modèle optimisé avec trois réalisations est ensuite utilisé en le réintroduisant dans une nouvelle itération de MDG en lui adjoignant deux réalisations encore inutilisées. Ce processus est répété jusqu'à annuler la fonction objectif ou jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de réalisations disponibles.

2 AIM4RES, AN OPEN-SOURCE 2.5D FINITE DIFFERENCES MATLAB LIBRARY FOR ANISOTROPIC ELECTRICAL RESISTIVITY MODELING

Titre français

AIM4RES, une librairie MATLAB open-source pour la modélisation 2.5D par différences finies de la résistivité électrique anisotrope

Auteurs

Simon Gernez¹, Abderrezak Bouchedda¹, Erwan Gloaguen¹, Daniel Paradis²

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau-Terre-Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1K 9A9

² Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1K 9A9

Contribution

Erwan Gloaguen a énoncé le besoin d'implémenter l'algorithme présenté dans cet article, comme outil fondamental pour toute l'étude présentée dans cette thèse et a supervisé son développement. Avec Abderrezak Bouchedda, nous avons développé le code et conçu le cadre de modélisation dans lesquels les données sont traitées. J'ai conçu les expériences synthétiques et réelles présentées dans l'article, dont je suis le principal auteur. Erwan Gloaguen, Abderrezak Bouchedda et Daniel Paradis ont également pleinement contribué à la rédaction en y apportant commentaires, corrections et suggestions.

Publication

Journal : Computers and Geosciences

Article accepté pour publication le 5 décembre 2019

Résumé en français La tomographie de résistivité électrique (ERT) est l'une des plus anciennes techniques géophysiques et, grâce aux progrès des techniques numériques et des ressources informatiques, elle est très fréquemment utilisée pour la prospection géophysique. Cette technique est utilisée dans différents domaines d'application du fait de la simplicité de sa mise en œuvre et de sa rapidité à imager l'hétérogénéité de résistivité électrique du sol. Cependant, l'anisotropie, qui est un autre paramètre clef de la résistivité, est rarement considérée. Bien qu'il s'agisse d'un phénomène depuis longtemps connu, sa prise en compte dans le processus de caractérisation n'est que récente. L'une des raisons expliquant cela est l'absence d'outils de modélisation de résistivité anisotrope. À cette fin, nous présentons AIM4RES (Anisotropic Inverse Modeling for RESistivity). Cette bibliothèque MATLAB open-source permet la modélisation en différences finies 2.5D directe et inverse de la résistivité anisotrope. Le problème inverse est

résolu avec un algorithme de Gauss-Newton. Le coefficient de régularisation, le modèle initial et les contraintes peuvent être ajustés à partir de connaissances préalables afin d'éviter les minima locaux lors de l'optimisation. Des études synthétiques sont effectuées pour prouver la fiabilité de AIM4RES, dont les résultats démontrent sa capacité à identifier l'anisotropie de résistivité, ainsi que sa capacité à correctement reproduire la géométrie et l'amplitude de la résistivité. AIM4RES est également capable de détecter correctement l'isotropie, comme l'a montré la comparaison d'inversions en utilisant une bibliothèque isotrope déjà éprouvée. L'inversion de données de terrain est réalisée pour démontrer que AIM4RES est un outil concret, capable de révéler de fortes variations d'anisotropie même à courte échelle.

Mots-clefs : Anisotropie, Modélisation en différences finies, Electrical resistivity tomography

Abstract

Electrical Resistivity Tomography (ERT) is one of the oldest geophysical techniques, and due to the advances of numerical techniques along with computational resources, it is widely used for geophysical prospecting. It has found various domains of application as it is easy to implement and fast to image the ground resistivity heterogeneity. However, anisotropy, which is another key resistivity parameter, is seldom considered. Although being a well-known phenomenon, its consideration in the characterization process is only recent. Amongst the reasons behind this is the absence of available anisotropic resistivity modeling tools. We present AIM4RES (Anisotropic Inverse Modeling for RESistivity) to that end. This open-source MATLAB library allows for 2.5D forward and inverse anisotropic resistivity modeling based on a finite differences scheme. The inverse problem is solved with a Gauss-Newton algorithm. The regularization coefficient, initial model and constraints can be adjusted from prior knowledge in order to avoid local minima during optimization. Analytical and synthetic studies have been carried out to prove the reliability of AIM4RES. The results demonstrate its ability to identify anisotropy, along with the correct geometry and resistivity amplitude. It is also able to correctly detect isotropy, as the inversions comparison with a previous toolbox already proven working showed. A real case study inversion is carried out to demonstrate that AIM4RES is a relevant tool to use on the field, able to reveal strong anisotropy fields even at short scales.

Keywords: Anisotropy, Finite differences modeling, Electrical resistivity tomography

2.1 Introduction

Electrical resistivity tomography (ERT) is widely used to image the subsurface at different scales in a non-destructive manner. ERT has been successfully applied to numerous geoscientific domains such as hydrology ([Kemna et al., 2002](#); [Rubin et al., 2006b](#); [Ismail et al., 2005](#)), mining and oil exploration ([Singh et al., 2004](#); [Bauman, 2005](#)), environmental studies ([Chambers et al., 2006](#); [de Franco et al., 2009](#)), geotechnical studies ([Santarato et al., 2011](#)), agriculture ([Corwin et al., 2003](#)), archeology ([Xu et al., 1991](#); [Papadopoulos et al., 2010](#)). While electrical resistivity anisotropy of the subsurface is well-known ([Maillet, 1947](#)), current modeling practice generally assumes isotropic electrical resistivity fields for 1D ([Singh et al., 2005](#); [Ingeman-Nielsen et al., 2006](#)) 2D or 3D inversion ([Dey et al., 1979](#); [Polydorides et al., 2002](#); [Binley et al., 2005](#); [Pidlisecky et al., 2006, 2008](#); [Günther et al., 2009](#); [Neyamadpour et al., 2009](#); [Amatyakul et al., 2017](#)) and more recently 4D inversion, repeating the 2D or 3D acquisition at different time steps ([Cassiani et al., 2006](#); [LaBrecque](#)

et al., 2001; Loke et al., 2013b; Johnson et al., 2017). However, preferential deposition modes of the sediments and discrete tectonic constraints on bedrock producing directional fractures may result in an important degree of anisotropy at the investigation scale of an ERT experiment (Al-Hazaimay et al., 2016). For instance, Gernez et al. (2019a) observed for sediments in a littoral environment that the ratio of horizontal to vertical resistivity can be up to two orders of magnitude. An erroneous assumption of isotropic conditions may thus result in an incorrect interpretation of the subsurface (Maillet, 1947; Keller et al., 1966; Asten, 1974). Anisotropy is therefore a key characterization parameter.

It is only recent that electrical anisotropy is being considered model-wise (Greenhalgh et al., 2010; Herwanger et al., 2004), it is seldom considered for interpretation or in the characterization process (Pain et al., 2003). No available numerical algorithms can handle anisotropic electrical fields to our knowledge, and the existing modeling schemes are usually based on finite elements (Pain et al., 2003; Herwanger et al., 2004; Greenhalgh et al., 2010). We present the development of AIM4RRES (Anisotropic Inverse modeling for RESistivity), a 2.5D forward and inverse modeling MATLAB library to infer electrical anisotropy. This library is the first publicly available to use a full numerical finite differences (FD) scheme to estimate anisotropy. AIM4RRES is made publicly available on github (<https://github.com/Simogger/AIM4RES>). In this paper, we first briefly present the theory behind electrical anisotropy. Then, we detail our FD implementation, followed by a demonstration of its practical use through synthetic and real cases.

2.2 Anisotropic electrical conductivity

This section summarizes the theoretical development of electrical anisotropy that is thoroughly detailed by Greenhalgh et al. (2010) and Pain et al. (2003). Anisotropic Electrical Resistivity Tomography (AERT) refers to electric potential measurements generated by a direct current injection with a set of electrodes in an anisotropic domain, and their numerical inversion. Mathematically, electrical anisotropy consists in replacing the scalar electrical conductivity σ (or its reciprocal, electrical resistivity ρ) by a tensor expressing the directional variation of the subsurface electrical conductivity. In 2D, it can be defined in the principal frame $\overline{\overline{\sigma_P}}$, with the axis defined by the maximum (σ_1) and the minimum (σ_3) conductivity directions, or eigenvectors:

$$\overline{\overline{\sigma_P}} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 \\ 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}, \sigma_1 \geq \sigma_3 \quad (2.1)$$

and the geometric frame $\overline{\overline{\sigma}}_G$, with the axis defined by the horizontal and the vertical:

$$\overline{\overline{\sigma}}_G = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

A rotation allows switching from one domain to another:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 \\ 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

The angle of anisotropy θ is the angle between the horizontal (σ_H) and the highest (σ_1) conductivity directions. It is then equivalent to use the conductivity in the principal frame or geometrical frame, as we will do in order to take advantage of the benefits of both frames in the calculation and discretization. Note that the isotropic case corresponds to $\sigma_1 = \sigma_3$. The conductivity is also linked to the potential by Ohm's law:

$$\mathbf{J} = \overline{\overline{\sigma}} \mathbf{E} \quad (2.4)$$

Where $\mathbf{J}$ is the current density, $\mathbf{E}$ is the electric field and $\overline{\overline{\sigma}}$ is the conductivity tensor. It leads to the 2.5D forward formulation in the anisotropic case (Zhou et al., 2009):

$$-\nabla \cdot [\overline{\overline{\sigma}}(x, z) \cdot \nabla \tilde{\phi}(x, k_y, z)] + k_y^2 \sigma_{yy}(x, z) \tilde{\phi}(x, k_y, z) = -\frac{I}{2} \delta(\mathbf{r}(x, z) - \mathbf{r}_s(x_s, z_s)) \quad (2.5)$$

where $\tilde{\phi}$ is the potential in the frequency domain, k_y is the wavenumber, $\mathbf{r}(x, z)$ are the coordinates in the computational domain or on its boundaries, I is the current source intensity located at $\mathbf{r}_s(x_s, z_s)$ and δ is the Dirac function. In the 2.5D problem, the missing dimension is taken into account by assuming the 3D nature of the point source current by partially transforming equation (2.5) into the Fourier domain (wavenumber k_y). To that end, σ_{yy} is maintained constant and equal to the higher eigenvalue ($\sigma_{yy} = \sigma_2 = \sigma_1$). In addition, the coefficient of anisotropy λ is used to describe the anisotropy (Maillet, 1947):

$$\lambda = \sqrt{\frac{\sigma_1}{\sigma_3}} \quad (2.6)$$

2.3 Finite differences implementation for forward and inverse modeling

In this section, we present the finite differences discretization with surface area modeling algorithm for the forward section 2.3.1 and the inverse models section 2.3.2. Final equations differ from the isotropic case albeit reasoning is similar.

2.3.1 Forward modeling

This forward modeling section presents the general equations used in the model interior, followed by the boundaries equations.

2.3.1.1 Model interior

To discretize the [equation \(2.5\)](#), we use a weak finite volumes formulation where the electrical potential is obtained by integrating it over a surface area defined around each potential node ([figure 2.1](#)). More precisely, we extend the finite differences area discretization formulation of [Dey et al. \(1979\)](#) to the anisotropic case. The model is composed of n_c horizontal nodes and n_r vertical nodes. The conductivity tensor $\sigma_{i,j}$ is defined in the whole white cell of area $\Delta x_i * \Delta z_j$. The potential

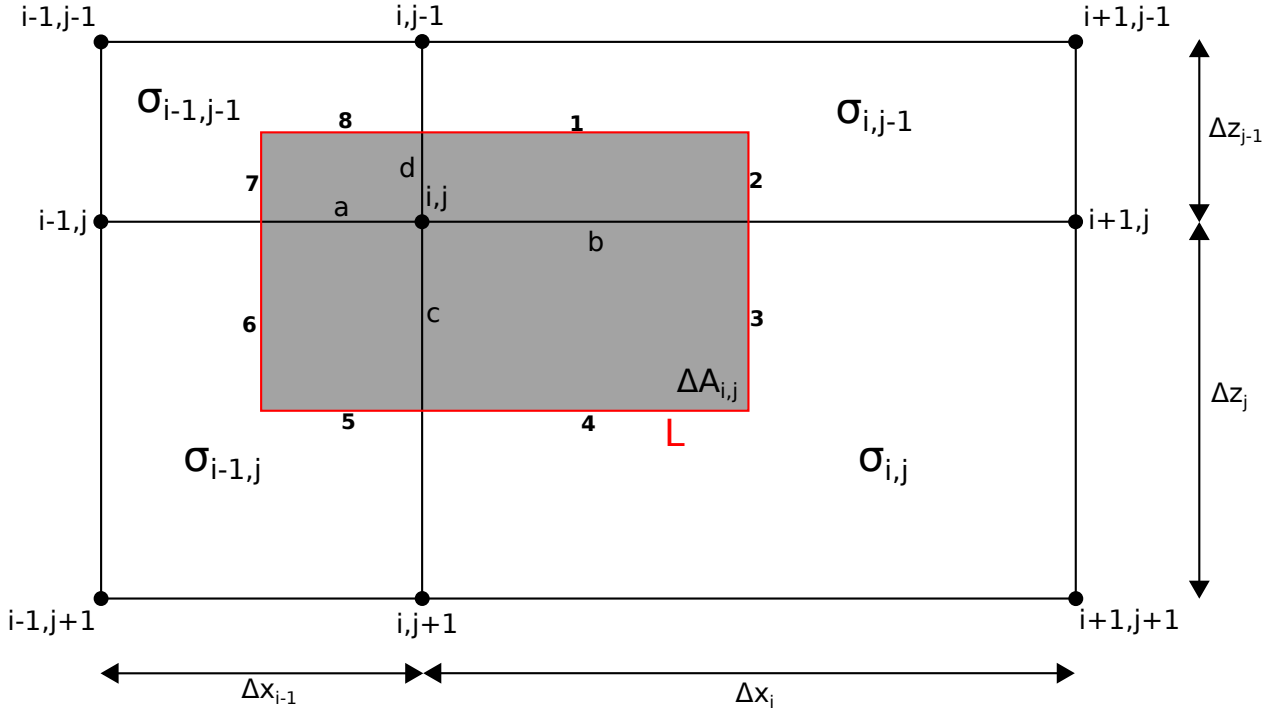


Figure 2.1 : Regular grid

Regular grid used for the computational discretization. The conductivity $\bar{\sigma}$ is defined inside the white cells (4 conductivity values are displayed: $\sigma_{i,j}$, $\sigma_{i-1,j}$, $\sigma_{i-1,j-1}$, $\sigma_{i,j-1}$), the potential $\tilde{\phi}_{i,j}$ is defined in the grey cell of area $\Delta A_{i,j}$ delimited by the contour L (in red), cut into eight segments numbered from 1 to 8. Segments a to d are used in the boundary calculus.

$\tilde{\phi}_{i,j}$ is defined in the whole grey cell of area $\Delta A_{i,j} = 1/2\Delta x_{i-1} * 1/2\Delta x_i * 1/2\Delta z_{j-1} * 1/2\Delta z_j$ and contour L . We solve the problem integrating [equation \(2.5\)](#) over the surface:

$$-\iint_{\Delta A_{i,j}} \left[\nabla \cdot (\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi}) + k_y^2 \sigma_{yy} \tilde{\phi} \right] dx dz = \iint_{\Delta A_{i,j}} \frac{I}{2} \delta(\mathbf{r}) dx dz \quad (2.7)$$

[equation \(2.6\)](#) stands for any position inside the model space $\Omega = \{(x_i, y_j) | i = 2, \dots, n-1; j = 2, \dots, m-1\}$. We integrate it over the shaded area $\Delta A_{i,j}$ presented on the [figure 2.1](#). Using the two-dimensional divergence theorem, the first term of [equation \(2.7\)](#) becomes:

$$-\iint_{\Delta A_{i,j}} \nabla \cdot (\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi}) dx dz = - \oint_L (\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi}) \cdot \mathbf{n} dl \quad (2.8)$$

With $\mathbf{n}$ the outer normal at each point on the contour L . In particular, the anisotropic form of the previous dot product is:

$$\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} + \sigma_{xz} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \\ \sigma_{xz} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} + \sigma_{zz} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

This contour integral is calculated over segments 1 to 8 ([figure 2.1](#)). We detail here the discretization on segment 1:

$$\mathbf{n} = \begin{bmatrix} 0 \\ -1 \end{bmatrix}$$

$$(\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi}) \cdot \mathbf{n} = -\sigma_{xz} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} - \sigma_{zz} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \quad (2.10)$$

The derivative of $\tilde{\phi}$ with respect to z is calculated using a first-order difference scheme:

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} = \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j-1}}{\Delta z_{j-1}} \quad (2.11)$$

As the first-order difference approximation of the derivative of $\tilde{\phi}$ with respect to x at segment 1 position is not defined, we used the second-order difference scheme ([van Es et al., 2014](#)):

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} = \frac{\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j-1} - \tilde{\phi}_{i-1,j-1}}{2(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} \quad (2.12)$$

equation (2.10) integration along the edge segment 1 results in:

$$-\int_{L_1} (\bar{\bar{\sigma}} \cdot \nabla \tilde{\phi}) \cdot \vec{n} \, dl = \left[\sigma_{i,j-1}^{xz} \frac{\phi_{i+1,j} - \phi_{i-1,j} + \phi_{i+1,j-1} - \phi_{i-1,j-1}}{2(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \sigma_{i,j-1}^{zz} \frac{\phi_{i,j} - \phi_{i,j-1}}{\Delta z_{j-1}} \right] \frac{\Delta x_i}{2} \quad (2.13)$$

Integrating equation (2.7) along all the segments forming contour L (equation (2.8) and figure 2.1), the following general finite differences equation is obtained:

$$C_{ij}^P \cdot \tilde{\phi}_{i,j} + C_{ij}^L \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j} + C_{ij}^R \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j} + C_{ij}^T \cdot \tilde{\phi}_{i,j-1} + C_{ij}^B \cdot \tilde{\phi}_{i,j+1} + C_{ij}^{TL} \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j-1} + C_{ij}^{BL} \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j+1} + C_{ij}^{TR} \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j-1} + C_{ij}^{BR} \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j+1} = \frac{I}{2} \delta(x_s) \delta(z_s) \quad (2.14)$$

or under its matrix equivalent formulation:

$$C\tilde{\phi} = S \quad (2.15)$$

where C is the capacitance matrix composed of the coupling coefficients C^X , $\tilde{\phi}$ is the unknown potentials vector at grid nodes and S is the source vector containing $I/2$ at the current electrode positions. The full finite differences formulations of equations (2.7) and (2.14) are given in section 2.9.1 in order to preserve the readability of the paper. As the formulation of C is generally not symmetric, the solution of equation (2.15) is obtained by LU decomposition. Nevertheless, remarkable anisotropy distributions, like vertically transverse isotropy (VTI), cancel the cross component σ_{xz} of the conductivity tensor, making C symmetric and allowing the use of Cholesky decomposition, faster than LU decomposition.

2.3.1.2 Model boundaries

The surface nodes ($i = 2, \dots, n-1$; $j = 1$) are considered as a free surface. A Neumann condition is imposed on this edge, represented by the segments a and b in figure 2.1:

$$\sigma_{i,1} \frac{\partial \tilde{\phi}_{i,1}}{\partial n} = 0 \quad i = 2, \dots, n-1 \quad (2.16)$$

The left and right limits (segments c and d in figure 2.1) and bottom limits (segments a and b in figure 2.1) are controlled by a mixed boundary condition on the nodes $\{(x_i, y_j) \mid i = 1, \dots, n \text{ and } j =$

$1; i = 1, \dots, n$ and $j = m; i = 1$ and $j = 1, \dots, m; i = n$ and $j = 1, \dots, m\}$ as proposed by [Zhou et al. \(2009\)](#):

$$(\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi}) \cdot \mathbf{n} + \nu \tilde{\phi} = 0 \quad (2.17)$$

where

$$\nu = \frac{k_y}{2\sqrt{a}} \cdot \frac{K_1(k_y\sqrt{a})}{K_0(k_y\sqrt{a})} (\bar{\sigma} \cdot \nabla a) \cdot \mathbf{n} \quad (2.18)$$

with

$$a = \frac{1}{\rho_{yy}} (x^2 \rho_{xx} + 2xz \rho_{xz} + z^2 \rho_{zz}) = \frac{1}{\rho_{yy}} \cdot [x \ z] \begin{bmatrix} \rho_{xx} & \rho_{xz} \\ \rho_{xz} & \rho_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ z \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

2.3.2 Inverse modeling

The AERT inverse problem is ill-posed, nonlinear and generally underdetermined. Also, the number of parameters to be determined is two or three times $(\sigma_1, \sigma_3, \theta)$ greater than for ERT inverse problem. In our implementation, inversion is solved using Tikhonov regularization method ([Tikhonov et al., 1977](#)). It involves the minimization of a functional that is the sum of a nonlinear data misfit term and a regularization term. The latter prevents the overfit of unwanted features like the noise and support the a priori on the spatial distribution of the parameters ([LaBrecque et al., 1996](#)):

$$O(\Sigma) = \|F(\Sigma) - \tilde{\phi}\|_2^2 + \gamma \|W_c C \cdot \Sigma\|_2^2 \quad (2.20)$$

Where F is the forward problem operator, $\tilde{\phi}$ is the vector of measured potentials, C is the regularization matrix, Σ is the parameters vector ($\Sigma = [\sigma_1, \sigma_3, \theta]$), W_c is the weighting parameters matrix and γ is the regularization parameter. The first term of [equation \(2.20\)](#) represents the misfit between the observed data and the computed data. The second term is the regularization term. The regularization matrix has the following form:

$$C = \alpha_x D_x + \alpha_z D_z + \alpha_s I \quad (2.21)$$

where I is the identity matrix and D_x and D_z are the first or second derivative matrices in the x and z directions respectively, smoothed by the α coefficients. As ERT is a nonlinear problem, the solution is iteratively computed by approximating F with a first-order Taylor expansion ([Tikhonov et al., 1977](#); [Menke, 1989](#)). [equation \(2.20\)](#) thus becomes:

$$O(\Sigma) = \|J\Delta\Sigma - \tilde{\phi}\|_2^2 + \gamma \|W_c C \cdot \Sigma\|_2^2 \quad (2.22)$$

where $\Delta\Sigma$ is the model variation and J the sensitivity matrix. The problem is iteratively solved using a Gauss-Newton algorithm. The sensitivity matrix is calculated using the adjoint equation approach as proposed by [Greenhalgh et al. \(2009\)](#). For the 2.5D case, the sensitivity expression is given by:

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial p} = -2 \left\{ \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial p} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial p} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial p} \left(\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial z} + \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial x} \right) + k_{yy}^2 \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial p} \tilde{\phi} G \right\} \quad (2.23)$$

where $\tilde{\phi}$ and G are respectively the potential and the Green's function, and p assumes any of the values σ_1 , σ_3 , θ . Its explicit finite differences development is given in [section 2.9.2](#). To speed up the convergence and to avoid any bad conditioning of the capacitance matrix, logarithmic values of conductivity are considered ([Bouchedda, 2010](#)). It also ensures positive values for the inverted conductivity parameters. In vertically transverse isotropic (VTI) medium, the angle of anisotropy is zero. In this case, the anisotropic inversion problem can be carried out using only the first two parameters σ_1 and σ_3 . AERT inversion efficiency relies upon the sensitivity of the used array configurations. A weighting matrix W_c is implemented to penalize the oversensitive regions in the model. Two formulations (distance-based and sensitivity-based) have been implemented for W_c (both from [Li et al. \(1996\)](#)). By default, the initial model Σ is an anisotropic homogeneous model, and can be replaced by a user defined initial model. Finally, we have also implemented a constrained inverse modeling using well log resistivities. Note that our algorithm allows to choose to invert only the two conductivity parameters in the case of a vertical transverse isotropy (VTI), forcing the angle of anisotropy to be zero. When this assumption can be made, based on complementary knowledge of the subsurface (e.g., geology), the underdetermination of the problem is lowered and the problem is better solved.

2.4 Forward and inverse model validation

2.4.1 Forward modeling

To verify the accuracy of our forward modeling code, the numerical response was compared to the analytic response from two synthetic models. In the first experiment, a two-layer anisotropic VTI resistivity model is considered. The horizontal and vertical resistivities are $100 \Omega.m$ and $400 \Omega.m$ respectively for the first layer, and $10 \Omega.m$ and $40 \Omega.m$ respectively for the second layer. The angle of anisotropy is null in the whole space. 1D vertical electrical sounding data were simulated using Wenner array by varying $AB/2$ from $3 m$ to $150 m$. The model is discretized using a $0.25 m \times 0.25 m$ squared cells grid. The results are compared to the analytic solution from [Telford et al.](#)

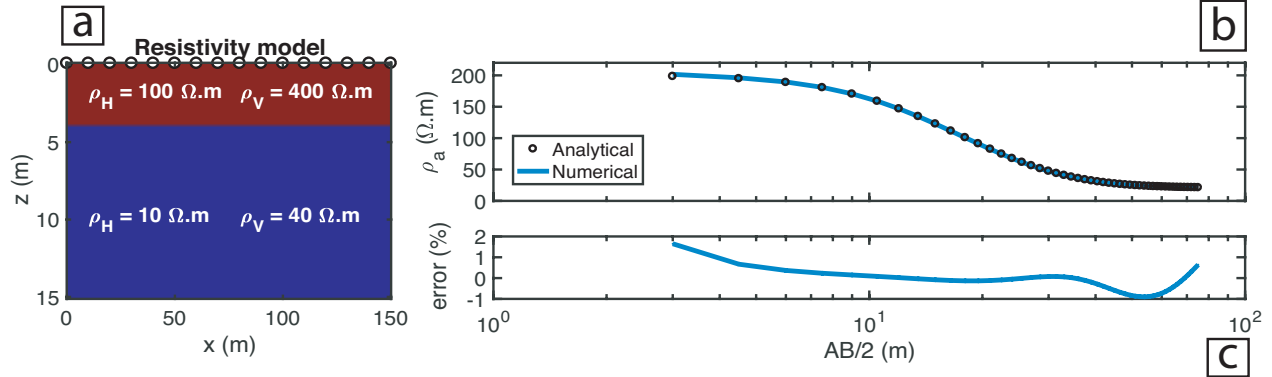


Figure 2.2 : Forward modeling validation, model 1

[a] Synthetic resistivity model. White dots represent the electrode locations at the surface. [b] Analytical and numerical values of apparent resistivity (ρ_a) from a surface Wenner sounding and [c] their relative error.

(1990). The comparison between numerical and analytical solutions shows an error below 2% (figure 2.2). In the second experiment, we consider a homogeneous anisotropic model with an angle of anisotropy $\theta = 30^\circ$. Resistivity values are $\rho_1 = 100 \Omega.m$ and $\rho_3 = 400 \Omega.m$. A combination of multiple arrays (206 data from surface Wenner; 138 data from borehole quadrupoles and 322 data from surface-borehole quadrupoles) is used. The comparison between numerical and analytical (Li et al., 1998) solutions shows a low error (92% of the error is lower than 5%, figure 2.3). These two models demonstrate the capacity of our numerical modeling tool to handle anisotropic electrical flow. The difference between analytical and numerical solutions is very low as shown by the error measurement. Further analysis of the error shows that the highest error values on figure 2.3 correspond to apparent resistivities associated with large geometric factors with potential measures very close to zero. A smaller grid step improves the error at the cost of an increased computational time, and a compromise between admissible precision and time cost has to be found. Another way to reduce the error is to use adapted quadrupole configurations presenting smaller geometric factors when possible.

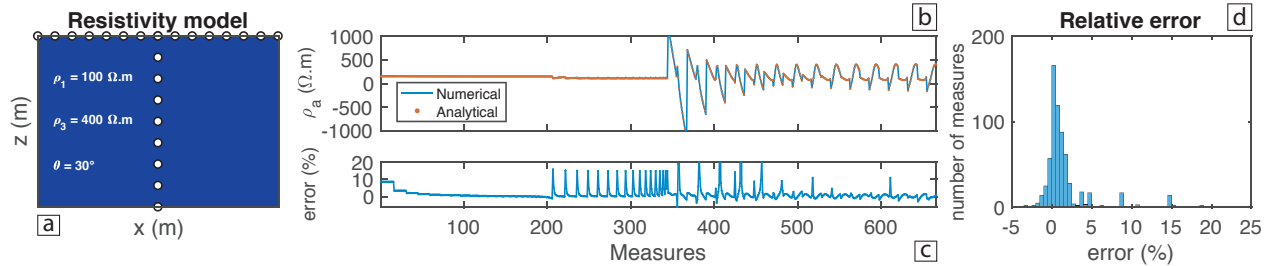


Figure 2.3 : Forward modeling validation, model 2

[a] Synthetic resistivity model. White dots represent the electrode locations at the surface and in depth. [b] Analytical and numerical values of apparent resistivity (ρ_a) and [c] their relative error. Combination of arrays used: measures 1 to 206 correspond to a Wenner array, measures 207 to 344 correspond to borehole quadrupoles and measures 345 to 666 correspond to surface-borehole quadrupoles. [d] Histogram of the relative error ([c]). 92% of the error values are lower than 5%.

2.4.2 Inverse modeling

2.4.2.1 Anisotropic case

We use the same model as in Figure 1 to validate our inverse modeling test. The horizontal and vertical resistivities are $\rho_H = 100 \Omega.m$ and $\rho_V = 400 \Omega.m$ respectively for the first layer, and $\rho_H = 10 \Omega.m$ and $\rho_V = 40 \Omega.m$ respectively for the second layer. $\lambda = 2$ in the whole section. 50 one meter spaced electrodes are used at the surface and 15 one meter spaced electrodes are used in the borehole. The protocol used is made of:

- 1 surface Wenner array (392 quadrupoles),
- 1 in-hole dipole-dipole array (138 quadrupoles),
- 1 surface-borehole array (322 quadrupoles).

The synthetic potentials are inverted using the following numerical parameters:

- $\gamma = 1$,
- $\lambda_i = 2$ (anisotropy of the initial model),

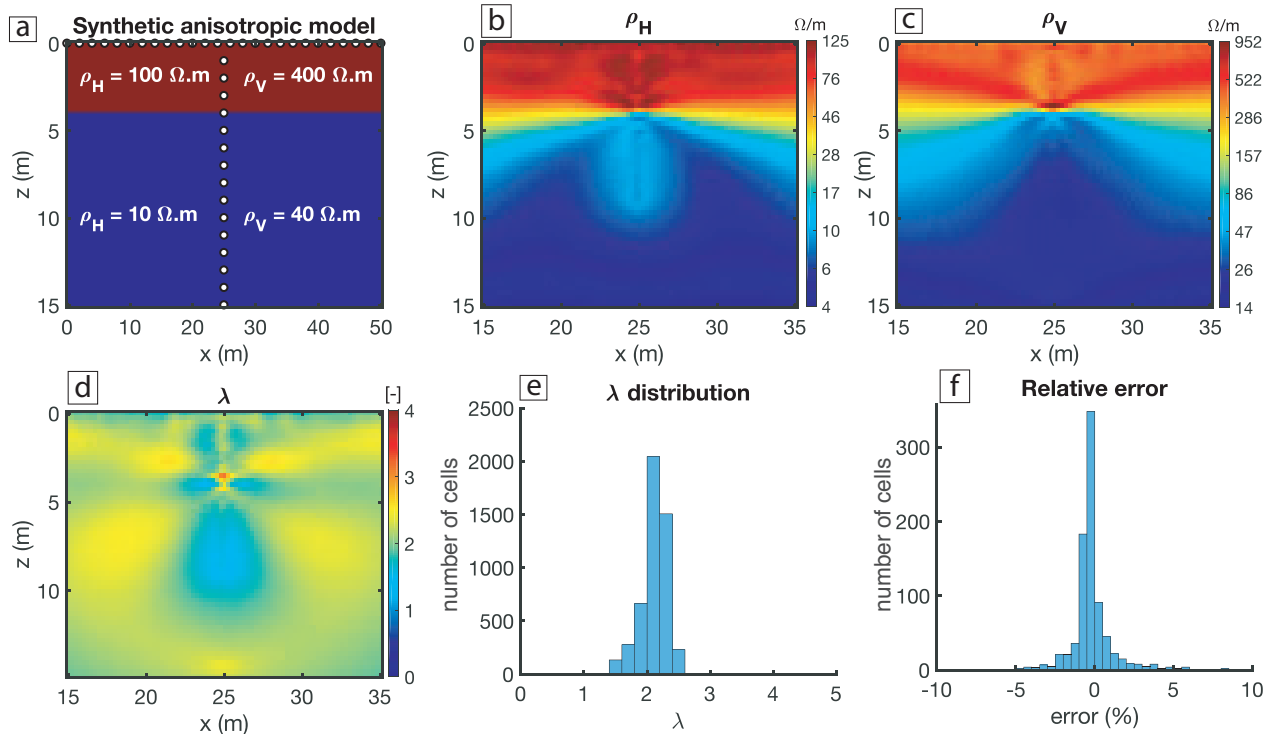


Figure 2.4 : Synthetic anisotropic study

[a] Anisotropic resistivity model. The white dots represent the electrode locations. [b, c, d] respectively the anisotropy λ , the horizontal resistivity component ρ_H and the vertical resistivity component ρ_V sections displayed between $x = 15 m$ and $x = 35 m$, and between $z = 0 m$ and $z = 15 m$. Note the logarithmic color scale. [e] Anisotropy distribution. [f] Relative error between the true synthetic and computed apparent resistivities.

- $\rho_i^{xx} = M$ and $\rho_i^{zz} = \lambda_i * \rho_i^{xx}$. The initial model is homogeneous, where M is the apparent resistivity median.

The results of the inversion are shown in [figure 2.4](#). The length and the depth of the model are 50 m and 15 m , respectively. However, the presented inverted model is cropped to be displayed between $x = 15 m$ and $x = 35 m$, and $z = 0 m$ and $z = 15 m$. The sensitivity of the protocol is weak outside this area and therefore the inverted model poorly resolved. Let us notice that from $z = 10 m$ and deeper, the sensitivity of the protocol used drop due to the lack of measurement. The inverted model reproduces the layer well with a correct thickness and a consistent resistivity amplitude. Anisotropy is homogeneously equal to 2 in the whole section ([figure 2.4.d](#)), and well defined in the inverted anisotropy section as shown in [figure 2.4.b](#) and [figure 2.4.c](#). The histogram [figure 2.4.e](#) shows anisotropy values closely distributed around 2, which is the true anisotropy value. The final relative error is obtained comparing the true apparent resistivity to the apparent resistivity computed from the inverted model ([figure 2.4.f](#)). It shows a small error between the true and computed apparent resistivities, confirming the validity of the inverted model.

2.4.2.2 Isotropic case

The anisotropic inversion of an isotropic model is also calculated to demonstrate the algorithm ability to correctly adjust any degree of anisotropy of the subsurface. The isotropic synthetic model is composed of a 4 m thick layer over a semi-infinite space. The horizontal and vertical resistivities are $\rho_H = 200 \Omega.m$ and $\rho_V = 200 \Omega.m$ respectively for the first layer, and $\rho_H = 20 \Omega.m$ and $\rho_V = 20 \Omega.m$ respectively for the second layer. $\lambda = 1$ in the whole section. 50 one meter spaced electrodes are used at the surface and 15 one meter spaced electrodes are used in the borehole. The protocol used is made of:

- 1 surface Wenner array (184 quadrupoles),
- 1 in-hole dipole-dipole array (72 quadrupoles),
- 1 surface-borehole array (326 quadrupoles).

[figure 2.5](#) shows the results of the inversion of the synthetic potentials using the following numerical parameters: $\gamma = 1$, $\lambda_i = 1$ and $\rho_i^{xx} = \rho_i^{zz} = M$ with M being the apparent resistivity median obtained with the forward model. [figure 2.5.b](#) and [figure 2.5.c](#) show that isotropy is well defined in the cropped section, despite the apparition of a weak artefact in the deepest section of the ρ_H section ([figure 2.5.b](#)). This artefact is due to the lack of sensitivity of the array used. Nevertheless, [figure 2.5.e](#) shows that anisotropy is closely distributed around the value $\lambda = 1$. In [figure 2.5.b](#) and [figure 2.5.c](#), the layer is well defined with the correct thickness, and consistent resistivity values on

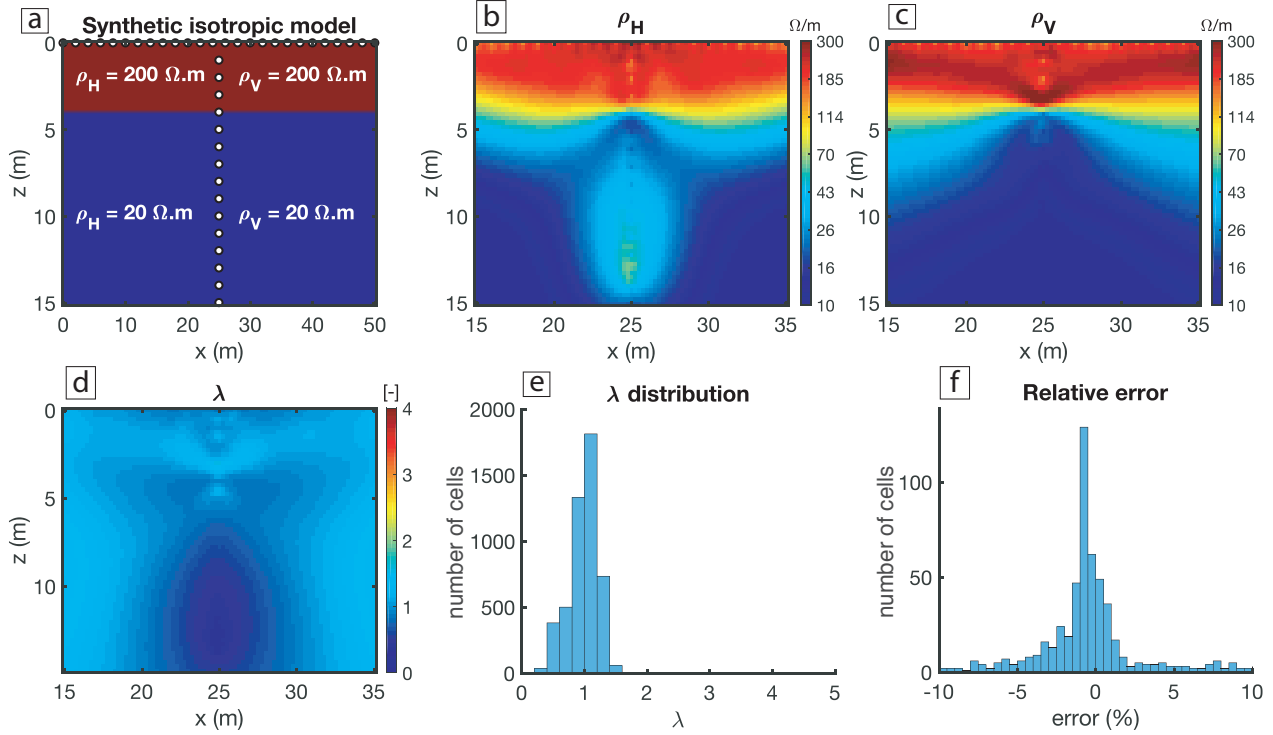


Figure 2.5 : Synthetic isotropic study

[a] Isotropic resistivity model. The white dots represent the electrode locations. [b, c, d] Respectively the anisotropy λ , the horizontal resistivity component ρ_H and the vertical resistivity component ρ_V sections displayed between $x = 15$ m and $x = 35$ m, and between $z = 0$ m and $z = 15$ m. Note the logarithmic color scale. [e] Anisotropy distribution. [f] Relative error between true synthetic and computed apparent resistivities. (2-column fitting image)

both the horizontal and vertical components. Finally, figure 2.5.f shows the relative error between the true original apparent resistivities and the apparent resistivities computed on the inverted model. As much as 8% of the measures have an error lower than 10%, and 67% of the measures have an error lower than 5%. The inverted model corresponds to the true synthetic model, and the apparent resistivities comparison both show the ability of our algorithm to produce good quality inverted models.

The inverted isotropic model with the anisotropic algorithm is also compared to the original isotropic algorithm upon which the anisotropic algorithm was built on (Bouchedda, 2010). The same apparent resistivities from the anisotropic forward modeling are used (the model resistivities still are $\rho = 200$ $\Omega.m$ for the first layer and $\rho = 20$ $\Omega.m$ for the second layer). figure 2.6.b shows a consistent inverted model, with very weak artefacts. The computed apparent resistivities from the inverted model are very close to the true apparent resistivities figure 2.6.c. Both isotropic and anisotropic modeling lead to a good characterization of the subsurface resistivity, with correct layer thickness and consistent resistivity amplitudes. The isotropic inverse modeling shows a smaller error and artefacts less marked than the model resulting from the anisotropic inverse

modeling. The residual analysis from figure 2.6.f shows that the highest errors come from the deepest surface-borehole measurements. The deepest part of the model is the least well solved as it is characterized by the fewest measurements. The error is also increased by two additional effects. First, the underdetermination is higher for the anisotropic problem, resulting in a greater variability in the least sensitive areas, and the bottom of the model is less sensitive. Then, the protocol measurements are not equally sensitive to the different components of the resistivity tensor. Surface measurements are sensitive to both ρ_H and ρ_V , the in-hole measurements are more sensitive to ρ_H , and the surface-borehole measurements are variably sensitive to both ρ_H and ρ_V according to their geometry. These variable sensitivities increase the inconsistencies between the horizontal and vertical resistivity sections where they differ the most, increasing the error associated with the measurements performed in these areas. Nevertheless, anisotropic inverse modeling errors are low and inverted model consistent with the synthetic true model, demonstrating the ability of our algorithm to solve both isotropic and anisotropic problems.

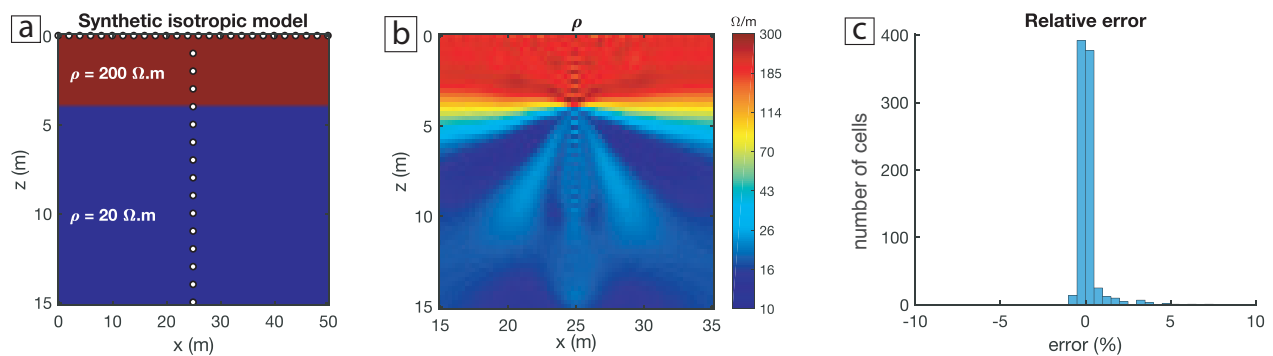


Figure 2.6 : Isotropic inverse modeling

Results from conventional isotropic inverse modeling from the same synthetic model as figure 2.5 ([a]). [b] Resistivity section. Note the logarithmic color scale. [c] Relative error between true synthetic and computed apparent resistivities. (2-column fitting image)

The presented models have all been run on the same computing environment: MATLAB R2016b 64-bits run on a Intel(R) Core(TM) i9 9820X CPU (10 cores/20 threads, 3.3-4.10 GHz, 16.5 MB cache) with 128 GB of RAM. On this setup, it takes 120 seconds to perform the forward modeling shown in figure 2.2 and 67 seconds to perform the forward modeling shown in figure 2.3. Using the for-loop calculation, the anisotropic inverse modeling takes 380 seconds per iteration, while the conventional inverse modeling is faster with 80 seconds per iteration. Both AIM4RES and ERT2D can take advantage of parallel calculation using a parfor-loop for the sensitivity calculation. Using it on 10 cores, the anisotropic inverse modeling takes 165 seconds per iteration and the conventional inverse modeling takes 49 seconds per iteration. The difference in the iteration execution time is explained by two factors. First, the anisotropic inverse problem is a more underdetermined problem

that shows a slower convergence and needs more iterations. Second, in the inverse modeling iteration, the sensitivity matrix size doubles between isotropic and anisotropic modeling, making the inverse calculation requiring more time. The sensitivity matrix is around 500 MB, showing that the CPU (clock rate and cores number) has a greater influence on the calculation speed than the RAM amount.

2.5 Real case application

The proposed anisotropic algorithm was applied for a real case study at Saint-Lambert-de-Lauzon (Quebec, Canada). This site is an extensively characterized littoral aquifer system composed of finely interdigitated sandy and silty sediments that create important anisotropic groundwater flow (Paradis et al., 2014). The region is composed of horizontal to sub-horizontal layers, and we consider the angle of anisotropy θ to be zero. We then perform an ERT acquisition on an 9 m

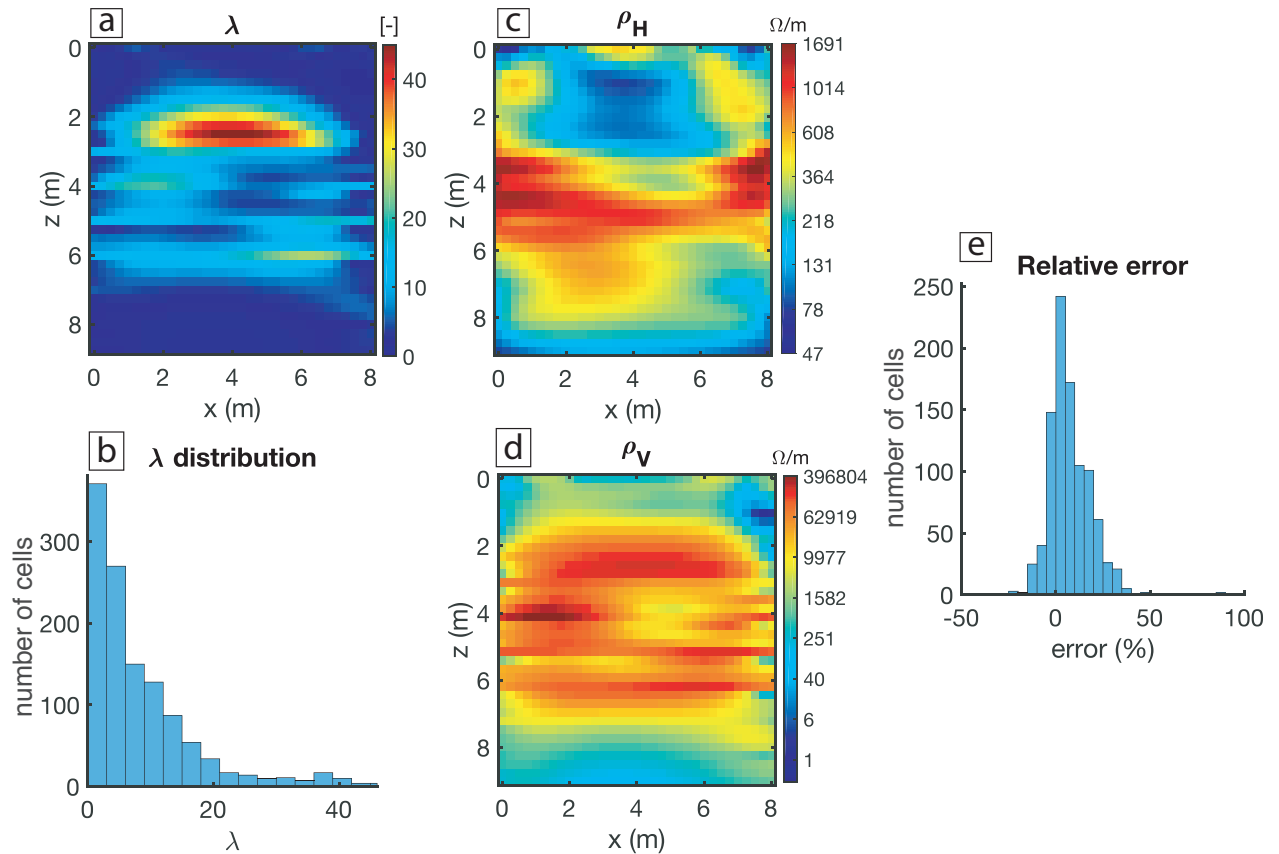


Figure 2.7 : Real case anisotropic study

Inverted results from apparent resistivity data acquired at Saint-Lambert-de-Lauzon, Quebec, Canada. [a] inverted anisotropy section. [b] anisotropy distribution. [c,d] respectively horizontal and vertical resistivity sections. Note the logarithmic color scale. [e] residual relative error. (2-column fitting image)

x 8 m area, delimited by the surface and two wells in which borehole electrodes were used. A multi-array combination of 975 surface, in-hole, cross-hole and surface-borehole measurements has been acquired and inverted using our algorithm (Gernez et al., 2019a). The inverted anisotropy section and distribution in figure 2.7.a and figure 2.7.b, respectively, show a strong degree of anisotropy varying by several orders of magnitude over short distances. Moreover, horizontal and vertical components of the resistivity tensor (figure 2.7.c and figure 2.7.d) show distinct patterns, highlighting the non-trivial relationship linking them. This was also observed by Paradis et al. (2016a) with hydraulic conductivity for the same section using anisotropic inversion of hydraulic tomography data. figure 2.7.e shows the residual relative error between the observed and computed apparent resistivities. This error is higher for the real case study than for the synthetic study, for the obvious reason that the acquired data are not perfect as several noisy sources damage their quality. Nevertheless, 76% of the data shows a relative residual error lower than 15%, and 63% shows an error lower than 10%, and are acceptable considering a real case study.

2.6 Summary

Geological materials are inherently anisotropic due to the processes that lead to their deposition, and this anisotropy affects the geophysical techniques as Electrical Resistivity Tomography. This study presented AIM4RES, a fully functional finite-differences forward and inverse anisotropic modeling open source MATLAB library we developed to obtain more realistic estimates of the subsurface electrical resistivity. After AIM4RES implementation was detailed, we demonstrated its ability to properly infer the resistivity tensor through inversion, and hence to properly estimate the subsurface resistivity anisotropy. This was done with the help of a simple but realistic two layered synthetic example on which was used conventional borehole and surface ERT measurements. We showed that AIM4RES leads to accurate in situ characterization of the subsurface structures whether isotropic or moderately anisotropic. The isotropic inverted model from AIM4RES presented artefacts more pronounced than the isotropic inverted model from conventional modeling FD tools, due to the higher complexity of the anisotropic problem. However, these artefacts remain weak and the inverted model is consistent with the synthetic true model. The real case experiment revealed a strong degree of anisotropy varying by several orders of magnitude over short distances, suggesting that anisotropy may be a common property of the subsurface, and demonstrating the ability of AIM4RES to handle anisotropy well. Gernez et al. (2019a) have shown that anisotropy is well estimated even considering complex anisotropic environments, highlighting in this work the importance of the used arrays. It tends to prove that anisotropy should be considered in any

AIM4RES, *an open-source library*.

electrical study when its presence is assumed, since considering it leads to more accurate electrical characterizations and better interpretations.

The source code, paper experiment scripts and general documentation are hosted on GitHub (<https://github.com/Simoger/AIM4RES>)

2.7 Acknowledgments

The authors would also like to thank the anonymous reviewers that helped to improve the initial manuscript.

2.8 Computer Code Availability

Name of code: AIM4RES (Anisotropic Inverse Modeling for RESistivity)

AIM4RES source code was developed under MATLAB (version R2016b) by Simon GERNEZ with the precious help of Abderrezak BOUCHEDDA. The code was made available in 2019. It is a library working on any computational environment having MATLAB (Linux, OSX, Windows). The code is intended to be open source and freely available on GitHub: <https://github.com/Simoger/AIM4RES>. The repository contains the functions along with the script that allowed to produce the synthetic study figures. A description is also available to describe the used variables. Contacts: Simon.Gernez@ete.inrs.ca; Abderrezak.Bouchedda@ete.inrs.ca

2.9 Appendices

2.9.1 Explicit forward finite differences

Considering the same development for the edges 2 to 8 as for the edge1 (equation (2.13)), we obtain the following fully discretized finite differences equation:

$$\begin{aligned}
 - \oint_L \left(\bar{\sigma} \cdot \nabla \tilde{\phi} \right) \cdot \mathbf{n} \, dl = & \\
 & \left[\sigma_{i,j-1}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j-1} - \tilde{\phi}_{i-1,j-1}}{2 (\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \sigma_{i,j-1}^{zz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j-1}}{\Delta z_{j-1}} \right] \frac{\Delta x_i}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i,j-1}^{xx} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j}}{\Delta x_i} + \sigma_{i,j-1}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j+1} + \tilde{\phi}_{i+1,j-1} - \tilde{\phi}_{i+1,j+1}}{2 (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \right] \frac{\Delta z_{j-1}}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i,j}^{xx} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j}}{\Delta x_i} + \sigma_{i,j}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i,j+1} + \tilde{\phi}_{i+1,j-1} - \tilde{\phi}_{i+1,j+1}}{2 (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \right] \frac{\Delta z_j}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i,j}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j} + \tilde{\phi}_{i-1,j+1} - \tilde{\phi}_{i+1,j+1}}{2 (\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \sigma_{i,j}^{zz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j+1}}{\Delta z_j} \right] \frac{\Delta x_i}{2} \quad (2.24) \\
 & + \left[\sigma_{i-1,j}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j} + \tilde{\phi}_{i-1,j+1} - \tilde{\phi}_{i+1,j+1}}{2 (\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \sigma_{i-1,j}^{zz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j+1}}{\Delta z_j} \right] \frac{\Delta x_{i-1}}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i-1,j}^{xx} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j}}{\Delta x_{i-1}} + \sigma_{i-1,j}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j-1} + \tilde{\phi}_{i-1,j+1} - \tilde{\phi}_{i-1,j-1}}{2 (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \right] \frac{\Delta z_j}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i-1,j-1}^{xx} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j}}{\Delta x_{i-1}} + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j-1} + \tilde{\phi}_{i-1,j+1} - \tilde{\phi}_{i-1,j-1}}{2 (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \right] \frac{\Delta z_{j-1}}{2} \\
 & + \left[\sigma_{i-1,j-1}^{xz} \frac{\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j-1} - \tilde{\phi}_{i-1,j-1}}{2 (\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \sigma_{i-1,j-1}^{zz} \frac{\tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j-1}}{\Delta z_{j-1}} \right] \frac{\Delta x_{i-1}}{2}
 \end{aligned}$$

Let us now integrate the second term of equation (2.7) left part:

$$\begin{aligned}
 \iint_{\Delta A_{i,j}} k_{yy}^2 \sigma_{i,j} \tilde{\phi}_{i,j} \, dx_i dy_j &= k_{yy}^2 \left[\frac{\sigma_{i-1,j-1}^{yy} \Delta x_{i-1} \Delta z_{j-1}}{4} + \frac{\sigma_{i,j-1}^{yy} \Delta x_i \Delta z_{j-1}}{4} \right. \\
 &\quad \left. + \frac{\sigma_{i,j}^{yy} \Delta x_i \Delta z_j}{4} + \frac{\sigma_{i-1,j}^{yy} \Delta x_{i-1} \Delta z_j}{4} \right] \tilde{\phi}_{i,j} \quad (2.25) \\
 &= A \left(\sigma_{i,j}^{yy}, \Delta A_{i,j} \right) \tilde{\phi}_{i,j}
 \end{aligned}$$

We factorize equations (2.24) and (2.25) under the form of equation (2.14):

$$C_{ij}^P \cdot \tilde{\phi}_{i,j} + C_{ij}^L \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j} + C_{ij}^R \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j} + C_{ij}^T \cdot \tilde{\phi}_{i,j-1} + C_{ij}^B \cdot \tilde{\phi}_{i,j+1} + C_{ij}^{TL} \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j-1} + C_{ij}^{BL} \cdot \tilde{\phi}_{i-1,j+1} + C_{ij}^{TR} \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j-1} + C_{ij}^{BR} \cdot \tilde{\phi}_{i+1,j+1} = \frac{I}{2} \delta(x_s) \delta(z_s) \quad (2.14)$$

where

$$C_{ij}^L = \frac{-\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i,j}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta x_{i-1} - \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_i + \Delta x_{i-1})} - \frac{\Delta z_j \sigma_{i-1,j}^{xx} + \Delta z_{j-1} \sigma_{i-1,j-1}^{xx}}{2\Delta x_{i-1}} \quad (2.26a)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i-1, j)$,

$$C_{ij}^R = \frac{\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta x_i - \sigma_{i,j}^{xz} \Delta x_i - \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta x_{i-1} + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_i + \Delta x_{i-1})} - \frac{\Delta z_j \sigma_{i,j}^{xx} + \Delta z_{j-1} \sigma_{i,j-1}^{xx}}{2\Delta x_i} \quad (2.26b)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i+1, j)$,

$$C_{ij}^T = \frac{\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1} + \sigma_{i,j}^{xz} \Delta z_j - \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta z_j - \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} - \frac{\Delta x_i \sigma_{i,j-1}^{zz} + \Delta x_{i-1} \sigma_{i-1,j-1}^{zz}}{2\Delta z_{j-1}} \quad (2.26c)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i, j-1)$,

$$C_{ij}^B = \frac{-\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1} - \sigma_{i,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} - \frac{\Delta x_i \sigma_{i,j}^{zz} + \Delta x_{i-1} \sigma_{i-1,j}^{zz}}{2\Delta z_j} \quad (2.26d)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i, j+1)$,

$$C_{ij}^{TL} = -\frac{\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} - \frac{\sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \quad (2.26e)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i-1, j-1)$,

$$C_{ij}^{BL} = \frac{\sigma_{i,j}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \frac{\sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \quad (2.26f)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i - 1, j + 1)$,

$$C_{ij}^{TR} = \frac{\sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i-1,j-1}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} + \frac{\sigma_{i,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \quad (2.26g)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i + 1, j - 1)$,

$$C_{ij}^{BR} = -\frac{\sigma_{i,j}^{xz} \Delta x_i + \sigma_{i-1,j}^{xz} \Delta x_{i-1}}{4(\Delta x_{i-1} + \Delta x_i)} - \frac{\sigma_{i,j}^{xz} \Delta z_j + \sigma_{i,j-1}^{xz} \Delta z_{j-1}}{4(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \quad (2.26h)$$

is the coupling coefficient between nodes (i, j) and $(i + 1, j + 1)$, and finally

$$C_{ij}^P = -\left[C_{ij}^L + C_{ij}^R + C_{ij}^T + C_{ij}^B + C_{ij}^{TL} + C_{ij}^{BL} + C_{ij}^{TR} + C_{ij}^{BR} - A\left(\sigma_{i,j}^{yy}, \Delta A_{i,j}\right)\right] \quad (2.26i)$$

These equations are implemented in the function *matrix_coeff_anis.m*.

2.9.2 Explicit inverse finite differences

The sensitivity is obtained descretizing [equation \(2.23\)](#).

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial p} = -\left\{\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial p} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial p} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial p} \left(\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial z} + \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial x}\right) + k_{yy}^2 \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial p} \tilde{\phi} G\right\} \quad (2.27)$$

We explicit here the needed gradient products, as they are implemented in *gradient_product_anis.m*.

The horizontal gradient product is:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial x} = & \left[(\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i,j}) (G_{i+1,j} - G_{i,j}) + (\tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j+1}) (G_{i+1,j+1} - G_{i,j+1}) \right. \\ & + \frac{(\tilde{\phi}_{i+1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j+1})}{4} \frac{(G_{i+1,j} + G_{i+1,j+1} - G_{i-1,j} - G_{i-1,j+1})}{4} \\ & \left. + \frac{(\tilde{\phi}_{i+2,j} + \tilde{\phi}_{i+2,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i,j+1})}{4} \frac{(G_{i+2,j} + G_{i+2,j+1} - G_{i,j} - G_{i,j+1})}{4} \right] \Delta x_i \Delta z_j \end{aligned} \quad (2.28)$$

The vertical gradient product is:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial z} = & \left[\left(\tilde{\phi}_{i,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j} \right) \left(G_{i,j+1} - G_{i,j} \right) + \left(\tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i+1,j} \right) \left(G_{i+1,j+1} - G_{i+1,j} \right) \right. \\
 & + \frac{\left(\tilde{\phi}_{i+1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i+1,j-1} \right)}{4} \frac{\left(G_{i+1,j} + G_{i+1,j+1} - G_{i,j-1} - G_{i+1,j-1} \right)}{4} \\
 & \left. + \frac{\left(\tilde{\phi}_{i,j+2} + \tilde{\phi}_{i+1,j+2} - \tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j} \right)}{4} \frac{\left(G_{i,j+2} + G_{i+1,j+2} - G_{i,j} - G_{i+1,j} \right)}{4} \right] \Delta x_i \Delta z_j \quad (2.29)
 \end{aligned}$$

The sum of the cross gradient product is:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \frac{\partial G}{\partial z} + \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial z} \frac{\partial G}{\partial x} = & \left(\tilde{\phi}_{i+1,j} - \tilde{\phi}_{i,j} \right) \left(G_{i,j+1} + G_{i+1,j+1} - G_{i,j-1} - G_{i+1,j-1} \right) \\
 & + \left(\tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j+1} \right) \left(G_{i,j+2} + G_{i+1,j+2} - G_{i,j} - G_{i+1,j} \right) \\
 & + \left(\tilde{\phi}_{i,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j} \right) \left(G_{i+1,j} + G_{i+1,j+1} - G_{i-1,j} - G_{i-1,j+1} \right) \\
 & + \left(\tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i+1,j} \right) \left(G_{i+2,j+1} + G_{i+2,j} - G_{i,j+1} - G_{i,j} \right) \\
 & + \left(G_{i+1,j} - G_{i,j} \right) \left(\tilde{\phi}_{i,j+1} + \tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j-1} - \tilde{\phi}_{i+1,j-1} \right) \\
 & + \left(G_{i+1,j+1} - G_{i,j+1} \right) \left(\tilde{\phi}_{i,j+2} + \tilde{\phi}_{i+1,j+2} - \tilde{\phi}_{i,j} - \tilde{\phi}_{i+1,j} \right) \\
 & + \left(G_{i,j+1} - G_{i,j} \right) \left(\tilde{\phi}_{i+1,j} + \tilde{\phi}_{i+1,j+1} - \tilde{\phi}_{i-1,j} - \tilde{\phi}_{i-1,j+1} \right) \\
 & + \left(G_{i+1,j+1} - G_{i+1,j} \right) \left(\tilde{\phi}_{i+2,j+1} + \tilde{\phi}_{i+2,j} - \tilde{\phi}_{i,j+1} - \tilde{\phi}_{i,j} \right) \quad (2.30)
 \end{aligned}$$

The details of $\frac{\partial \sigma_i}{\partial p}$ are found in [Greenhalgh et al. \(2009\)](#) and are implemented in *calcul_u_S_-anis.m*.

3 COMPARISON BETWEEN HYDRAULIC CONDUCTIVITY ANISOTROPY AND ELECTRICAL RESISTIVITY ANISOTROPY FROM TOMOGRAPHY INVERSE MODELLING

Titre français

Comparaison entre l'anisotropie de conductivité hydraulique et l'anisotropie de résistivité électrique à partir d'inversion de données de tomographie

Auteurs

Simon Gernez¹, Abderrezak Bouchedda¹, Erwan Gloaguen¹, Daniel Paradis²

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Eau-Terre-Environnement, Quebec City, Quebec, Canada

² Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, Quebec City, Quebec, Canada

Contribution

Erwan Gloaguen et Daniel Paradis ont conçu l'idée de d'étudier le lien *in situ* entre les anisotropies électrique et hydraulique. Avec Abderrezak Bouchedda, nous avons développé le cadre de modélisation dans lesquels les données sont traitées. Abderrezak Bouchedda a contribué au traitement de données et à l'interprétation des résultats, notamment en encourageant une investigation plus poussée des données à considérer. J'ai conçu les expériences synthétiques et la campagne de terrain décrites dans l'article dont je suis le principal auteur. Erwan Gloaguen, Abderrezak Bouchedda et Daniel Paradis ont également pleinement contribué à la rédaction en y apportant commentaires, corrections et suggestions.

Publication

Journal : Frontiers in Environmental Science

Article publié le 4 juin 2019

Lien avec le chapitre précédent

Le chapitre précédent a détaillé l'algorithme informatique nécessaire pour le traitement des données considérées dans ce chapitre. La flèche reliant les cellules 1 et 2 de la [figure 1.2](#) représente schématiquement le lien entre le chapitre précédent et ce chapitre.

Résumé en français

L'hydrogéophysique est de plus en plus utilisée pour comprendre l'écoulement des eaux souterraines et le transport des contaminants, pour permettre la prévision, la gestion et la restauration

des ressources en eaux souterraines. En effet, cette discipline a prouvé sa capacité à améliorer la caractérisation de la conductivité hydraulique (K) lorsqu'elle est utilisée avec la connaissance hydrogéologique du milieu. Les outils et méthodes géophysiques fournissent des informations de haute densité sur la distribution spatiale des propriétés physiques du sol à des coûts relativement faibles et de manière non destructive. Parmi ces outils et méthodes, la tomographie de résistivité électrique (ERT) a été abondamment utilisée pour sa couverture spatiale élevée et pour les liens théoriques forts entre la résistivité électrique (ρ) et des paramètres hydrogéologiques clés tels que K . Historiquement, le traitement des données ERT était basé sur l'hypothèse isotrope. Cependant, dans les aquifères non consolidés au Canada, K révèle dans la plupart des cas un fort comportement anisotrope aussi bien *in situ* que dans les mesures en laboratoire. Récemment, l'anisotropie électrique a été considérée dans le processus de modélisation, mais reste rarement considérée comme un outil d'interprétation ou dans le processus de caractérisation de l'anisotropie du K .

Afin d'évaluer le potentiel de l'ERT pour évaluer l'anisotropie de résistivité électrique, nous avons développé un code de modélisation directe et inverse. Il a été validé et testé sur un cas synthétique réaliste reproduisant le comportement d'un aquifère réel déjà caractérisé en détail sur le site de Saint-Lambert-de-Lauzon au Québec (Canada). Sur ce site, une tomographie hydraulique innovante a révélé *in situ* une forte anisotropie, où ont été observés jusqu'à trois ordres de grandeur entre les composantes horizontale et verticale K . Afin de confirmer le lien *in situ* entre les anisotropies de K et de ρ , une étude ERT a été réalisée entre les mêmes puits que pour la tomographie hydraulique. L'inversion confirme un lien fort entre les deux anisotropies. Cela démontre la pertinence de l'approche ERT anisotrope couplée à des mesures de puits pour mieux estimer K et son anisotropie à l'échelle d'un site.

Mots-clés : Hydrogéophysique, Anisotropie, Electrical resistivity tomography, Conductivité hydraulique, Modélisation, Eau souterraine

Abstract

Hydrogeophysics is increasingly used to understand groundwater flow and contaminant transport, essential basis for groundwater resources forecast, management and remediation. It has proven its ability to improve the characterization of the hydraulic conductivity (K) when used along with hydrogeological knowledge. Geophysical tools and methods provide high density information of the spatial distribution of physical properties in the ground at relatively low costs and in a non-destructive manner. Amongst them, the Electrical Resistivity Tomography (ERT) has been widely used for its high spatial coverage and for the strong theoretical links between electrical resistivity (ρ) and key hydrogeological parameters such as K . Historically, ERT data processing was based on isotropic hypothesis. However, the unconsolidated aquifers in Canada reveal in most cases a strong anisotropic behaviour for K both with *in situ* or laboratory measurements. Recently, electrical anisotropy has been considered model-wise, but it is seldom considered as an interpretation tool or in the characterization process of the anisotropy of K .

In order to evaluate the potential of ERT to assess the anisotropy of electrical resistivity, we developed a forward and inverse modelling code. This code has been validated and tested on a realistic synthetic case reproducing the behaviour of a real aquifer extensively characterized, the site of Saint-Lambert-de-Lauzon in Quebec (Canada). On this site, innovative *in situ* hydraulic tomography has revealed a strong anisotropy, with up to three orders of magnitude between horizontal and vertical K components. In order to confirm the link between *in situ* K - and ρ -anisotropies, an ERT survey has been performed, using the same wells as for the hydraulic tomography. The inversion confirms a strong link between K - and ρ -anisotropies. It demonstrates the suitability of the anisotropic ERT approach coupled with well measurements to provide better estimates of K and its anisotropy at the scale of a site.

Keywords: Hydrogeophysics, Anisotropy, Electrical Resistivity Tomography, Hydraulic conductivity, Modelling, Groundwater

3.1 Introduction

Understanding groundwater flow and contaminant transport in the subsurface for water management and aquifer remediation generally requires a good knowledge of the spatial distribution of hydraulic properties within the aquifers. The hydraulic conductivity (K) is a key parameter to assess as it affects both the direction and velocity of flow and contaminant in aquifers. K can also vary over several orders of magnitude within a same geological unit, which highlights the importance of having accurate high-resolution and high-coverage estimates to reduce errors in groundwater flow and mass transport (de Marsily et al., 2005) and improve groundwater management. While several methods have shown their potential to estimate K at different scales (Butler, 2005), few have been focused on the characterization of its anisotropy that can greatly affect the outcomes of different hydrogeological *in situ* problems such as groundwater recharge (e.g., Hart et al. (2006)) well capture zone (e.g., Barry et al. (2009)), and spreading of contaminant plumes (e.g., Falta et al. (2005)).

Indeed, K -anisotropy can be obtained from laboratory permeameters on sediment or rock samples collected in the field (Wenzel et al., 1942). However, the difficulties in the experimental procedures related to sample collection and manipulation may restrict reliable estimations of K -anisotropy for certain kinds of materials. Moreover, permeameter estimates may require an up-scaling to field conditions to be representative. In order to overcome this burdens, several authors have proposed different hydraulic tests in wells to estimate K -anisotropy such as the dipole-flow test using in one well (Kabala, 1993; Xiang et al., 1997; Zlotnik et al., 1996, 1998; Hvilshøj et al., 2000; Sutton et al., 2000; Zlotnik et al., 2001) or two wells (Goltz et al., 2008), the single-well vertical interference test (Burns Jr et al., 1969; Hirasaki et al., 1974; Onur et al., 2002; Sheng, 2009; Paradis et al., 2013), and hydraulic tomography (Paradis et al., 2015a, 2016a,b).

While previous hydraulic tests were shown to provide invaluable estimates of K -anisotropy in real field conditions, these methods are time consuming to operate and can thus only provide very local information. In this study, we propose using geophysical data to complement hydraulic tests as geophysical methods can provide broad pictures of the subsurface in a considerably shorter amount of time than hydraulic methods. Electrical methods, in particular direct current (DC) methods, are frequently used to infer porosity and K (Archie, 1942; Lesmes et al., 2005). However, only a few studies have been done to study the anisotropy of the resistivity of unconsolidated sediments.

Anisotropy of electrical conductivity (ρ) is a well-known phenomenon (Maillet, 1947) but its accurate *in situ* estimation has only been studied recently (Greenhalgh et al., 2010; Kenkel et al., 2016; Gernez et al., 2019b). Moreover, there is a theoretical equivalence between K -anisotropy and ρ -anisotropy in unconsolidated sediments where the electrical current flows in the conductive saturated pores (Rubin et al., 2006b). Recently, laboratory investigations have demonstrated strong similarities between ρ - and K -anisotropies on core samples (Adams et al., 2016). In addition, recent field works have shown that taking into account ρ -anisotropy in DC surveys leads to more accurate estimations of both ρ values and structures (Pekşen et al., 2018), and have shown reasonable estimates of hydraulic anisotropy in slightly anisotropic aquifer systems (Yeboah-Forson et al., 2014).

The objective of this paper is to demonstrate the ability of DC methods to quantify ρ -anisotropy and to illustrate how it compares with K -anisotropy in a real case study. After introducing the study area (section 3.2) and presenting theoretical considerations related to ρ -anisotropy (section 3.3), we provide methodological insights, through a synthetic case, related to DC data acquisition to ascertain the presence of ρ -anisotropy (section 3.4). Then, the methodology is applied for a real case study known to be highly heterogeneous, and ρ -anisotropy estimated through anisotropic inversion is compared to K -anisotropy obtained with hydraulic tests at the study site to strengthen the reliability of the proposed approach (section 3.5). This study exposes the capacity of DC surveys to improve hydrogeological characterization.

3.2 Study area and evidences of anisotropic conditions

The study area is located in Saint-Lambert-de-Lauzon (SLdL), 30 km south of Quebec City, Canada (figure 3.1). The SLdL study area is a 12 km² sub-watershed surrounding a decommissioned sanitary landfill site in an unconfined granular aquifer. The surficial sediments composing the aquifer consists primarily of Late Quaternary sandy and silty sediments that were deposited in the receding Champlain Sea, which was an arm of the Atlantic Ocean that invaded the St-Lawrence Valley at the time of the last deglaciation (Bolduc, 2003). Deposition of the Saint-Lambert site was controlled mainly by longshore currents that redeposited in littoral and sublittoral settings that supplied the Chaudière River paleodelta. This geological depositional environment leads thus to sediment size ranging from fine sand to very fine silt with poor to very poor grain-size sorting. Furthermore, this environment shows minor proportions of clay (generally < 20%). Clay in major proportions (> 50%) is only present below the cross-section studied. The resulting superposition of finely layered sand and silt sediments create very heterogeneous distribution of sediments at centimetric to decametric scales along with more gradual lateral transitions in these littoral and

Comparison of K and ρ anisotropies from inversion

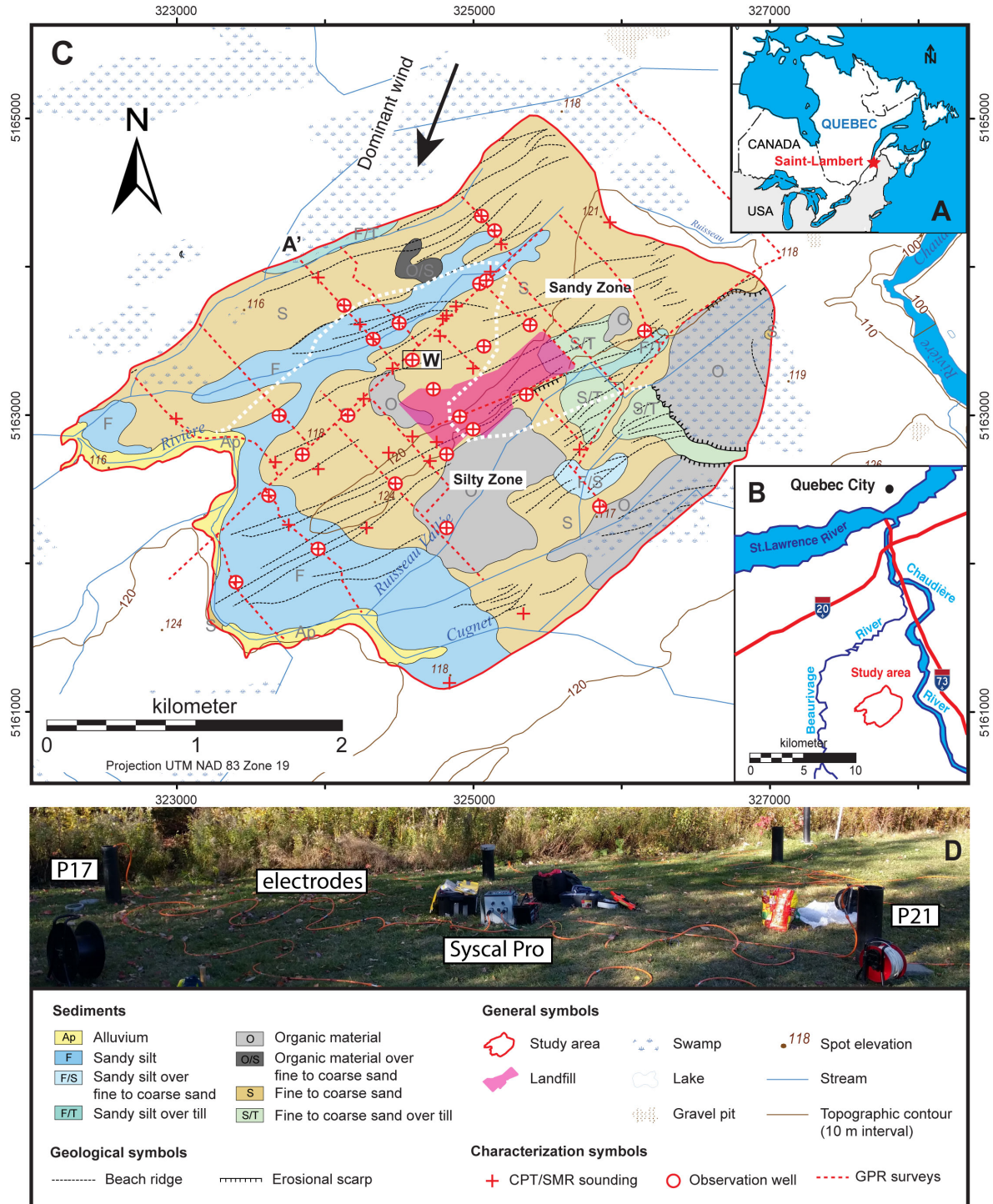


Figure 3.1 : Saint-Lambert-de-Lauzon (SLdL) study area

Saint-Lambert-de-Lauzon (SLdL) study area. It is located [a] in Québec, Canada, [b] 30 km south of Québec City between to the Chaudière and Beauvillage rivers. [c] Geology and characterization details of the study area. [d] Anisotropic hydraulic and electrical tomography site corresponding the "W" on [c]. ERT acquisition is done using an IRIS Syscal Pro system. 9 and 8 electrodes are respectively immersed in P17 and P21. 17 electrodes are planted between P17 and P21. Electrodes separation is 1m inhole and 0.5m at the surface.

sublittoral sediments as a result of changing energy levels along the Champlain Sea shorelines. The depth of the granular aquifer varies in depth between 0 and 22 m, the water table is generally within 2 m from the surface (Paradis et al., 2014; Tremblay et al., 2014).

This site has been extensively characterized by previous studies using different techniques such as Ground Penetrating Radar (GPR) and resistivity surveys, Cone Penetrometer Test - Soil Moisture Resistivity soundings (CPT/SMR), hydraulic tests in wells and logging (Tremblay et al. (2014); Paradis et al. (2014)). These data allowed to obtain valuable information on the structure of the aquifer system (aquifer and aquitard layers) including information on its heterogeneity. Particularly, several observations suggest that the heterogeneous nature of the sediments at a fine scale may induce anisotropy at larger scale posing challenges to the interpretation of flow and transport processes in this environment. Anisotropy can be due to the microscopic scale organisation of the minerals (micro or *intrinsic* anisotropy, *e.g.* crystals ordered structure or oblong grains) or, as is the case here, to the macroscopic structural elements of the ground (macro or *extrinsic* anisotropy, *e.g.* fractures or alternating heterogeneous beds). First, the comparison of 59 vertical hydraulic conductivity (K_V) estimates made on 15 cm undisturbed sediment samples with a laboratory permeameter to horizontal hydraulic conductivity (K_H) values obtained from high-resolution multi-level slug tests on similar intervals reveals a strong K -anisotropy even at this small scale. K -anisotropy (or the ratio of K_V on K_H , K_H/K_V) was indeed up to two orders of magnitude (Paradis et al., 2013). Then, numerical inversion of vertical interference slug tests and hydraulic tomography experiments indicate that K -anisotropy should be considered to match hydraulic responses measured in wells (Paradis et al., 2013, 2016a). For a 60 cm vertical resolution of the numerical grid, K_H/K_V values ranged from near isotropy (1) to more than 100. Moreover, comparison of high-resolution cone-based ρ measurements (SMR probe) with collocated estimates of the ρ computed with surface-based surveys (ERT) revealed a bias between the two data sets (Ruggeri et al., 2014). For instance, the magnitudes of the SMR probe data are generally higher than those of the ERT surveys. This suggests that given the SMR probe sense essentially the horizontal component of the ρ due to the configuration of its electrodes (spaced vertically by 9 cm), lower ρ values from ERT surveys are the results of the influence of the ρ -anisotropy induced by the heterogeneous nature of the sediments (section 3.3.2.2). Finally, those evidences motivate the need to develop a geophysical approach able to handle this anisotropy to provide insights about K -anisotropy in order to better characterize aquifer systems for groundwater flow and contaminant transport studies.

3.3 Electrical resistivity anisotropy

3.3.1 Theoretical considerations and definitions

Electrical anisotropy refers to the directional dependence of electrical conductivity or resistivity which results in the directional dependence of the measured potential fields. This means that the current can preferentially flow in certain directions compared to the others. Ohm's law establishes the relationship between an injected electrical current in the ground and the induced potential field (Dey et al., 1979). In order to take into account the 2D electrical anisotropy, the scalar conductivity σ in Ohm's law is replaced by the conductivity tensor $\bar{\bar{\sigma}} = \begin{bmatrix} \sigma_H & 0 \\ 0 & \sigma_V \end{bmatrix}$ (or its inverse, the resistivity tensor $\bar{\bar{\rho}} = \bar{\bar{\sigma}}^{-1}$), with σ_H and σ_V being the conductivity values in the horizontal and vertical directions respectively (Greenhalgh et al., 2009). Anisotropic Poisson's equation has the following expression in the 2.5D case, *i.e.* 2-D resistivity structure (plane invariance) and 3-D current flow (Zhou et al., 2009):

$$\nabla \cdot (\bar{\bar{\sigma}} \nabla \tilde{\phi}) + k_y^2 \sigma_H \tilde{\phi} = -\frac{I}{2} \delta(\mathbf{r}(x, z) - \mathbf{r}_s(x_s, z_s)) \quad (3.1)$$

where $\tilde{\phi}$ is the potential in the frequential domain, k_y is the wavenumber, $\mathbf{r}(x, z)$ are the coordinates in the computational domain or on its boundaries, I is the current source intensity located at $\mathbf{r}_s(x_s, z_s)$ and δ is the Dirac function. The coefficient of anisotropy is defined as $\lambda = \sqrt{\sigma_H/\sigma_V} = \sqrt{\rho_V/\rho_H} \geq 1$: anisotropy increases as λ departs from the value of 1 ($\lambda = 1$ corresponds to isotropy). In this study, we will consider an H/V anisotropy. More complex geometries are handleable by a numerical modelling tool we are developing to this end, but they will not be investigated in this study.

3.3.2 Diagnosis of electrical anisotropy

The next sections aim at demonstrating the effects of electrical anisotropy on the interpretation of ERT data using isotropic ERT inversion. We take advantage of three particular effects to propose an electrical diagnosis to detect anisotropy on measured electrical potential. These effects are observable without the need for a complete characterization study, both in terms of field and numerical resources.

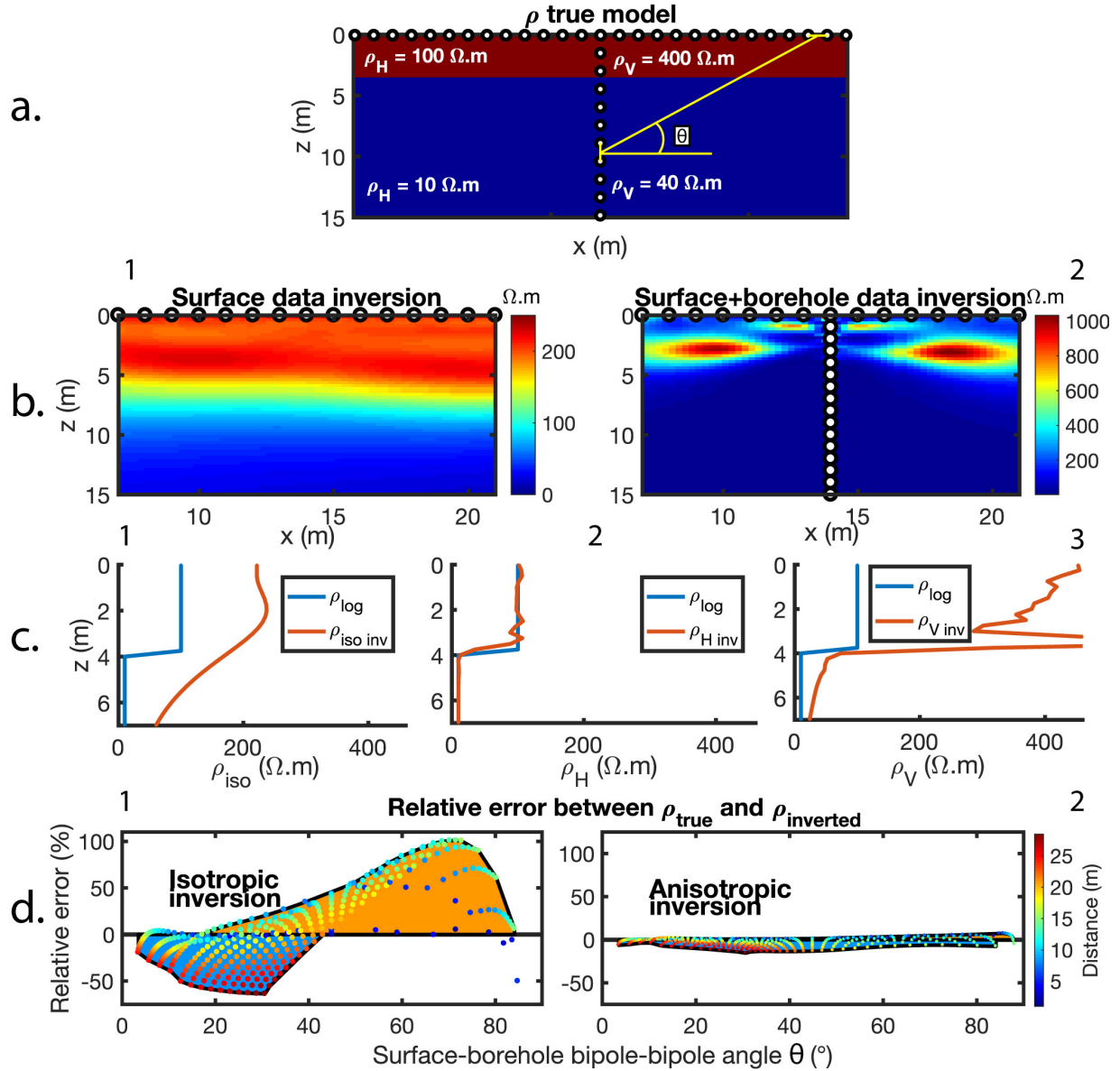


Figure 3.2 : Diagnosis of electrical anisotropy

[a] Synthetic model, constituted of an anisotropic layer over an anisotropic semi infinite space. Upper layer: $\rho_H = 100\Omega.m$ and $\rho_V = 400\Omega.m$. Semi infinite space: $\rho_H = 10\Omega.m$ and $\rho_V = 40\Omega.m$. $\lambda = 2$ for the whole model. Electrodes (white dots) are located at the surface and in-hole (borehole at $x = 14$ m). In yellow is shown an example of surface-borehole measure angle ([d]). [b] (section 3.3.2.1) Isotropic inversions of potentials acquired using (b.1) only surface electrodes and (b.2) surface and borehole electrodes. [c] (section 3.3.2.2) Comparison between logged (ρ_{log} , blue curve) and inverted (ρ_{inv} , red curves) resistivities: (c.1) isotropically inverted resistivity. (c.2) ρ_H from inversion vs ρ_{log} . (c.3) ρ_V from inversion vs ρ_{log} . The logged resistivity is the direct resistivity measurement at $x = 20$ m, therefore the blue curve is the same for all c.1-3 graphs. [d] (section 3.3.2.3) Relative error behaviour as a function of the measure angle θ . The points are the error values, their color represent the associated dipole-dipole associated distance. Orange area represents a positive error, blue area represents a negative error. (d.1) relative error from an isotropic inversion of data acquired on an anisotropic model, displaying a sigmoid shape. (d.2) relative error from an anisotropic inversion of data acquired on an anisotropic model, relative error is close to zero and is not angle dependent.

3.3.2.1 Importance of data acquisition protocols

The measured electric potential field is linked to the amount of electric current passing through the different heterogeneous part of the ground. Hence, in the case of surface ERT measurements, a thin conductive anisotropic layer and a thicker less conductive isotropic layer can produce the same electric potential differences (equivalence principle, Maillet (1947)). In other words, it is impossible to distinguish between isotropic layer response from anisotropic layer response using surface ERT data. Consequently, isotropic ERT inversion (Loke, 2008; Bouchedda, 2010) of surface anisotropic data always converge to an equivalent resistivity model which is not representative of the true electrical state of the ground, leading to erroneous resistivity model of the earth. To overcome this problem, anisotropic ERT inversion should be used. However, as surface ERT data are not directional, the anisotropy is not well characterized. In this case, both isotropic and anisotropic ERT inversion fail to converge toward the true anisotropic solution. To address the data directionality problem, we unavoidably need borehole electrodes along with surface electrodes. In that way, anisotropic ERT inversion requires an optimization of the acquisition protocol, in order to converge toward the true solution.

Nevertheless, in presence of anisotropy, isotropic inversion of ERT directional data leads to unrealistic solutions. It is explained by the fact that there is no physical isotropic solution fitting both surface and inhole data. To demonstrate this effect, two data experiments were simulated using only surface electrodes in the first one and both borehole and surface electrodes in the second one. The resistivity model consists of two horizontally anisotropic layers (figure 3.2.a). The first layer has a thickness $h = 4m$ with $\rho_H = 100\Omega.m$ and $\rho_V = 400\Omega.m$. The second layer is a semi infinite space with $\rho_H = 10\Omega.m$ and $\rho_V = 40\Omega.m$. For the whole section, the anisotropy coefficient λ is 2.

The first experiment was performed using only surface Wenner array data. We assumed the convergence is reached as the RMSE values are very low (0.0026 %), but the inverted model (figure 3.2.b.1) is not consistent with the true resistivity model (figure 3.2.a) neither in terms of amplitude of the resistivity nor in terms of geology. According to the theory, the resistivity of the upper layer appears to be $\sqrt{100 \cdot 400} = 200\Omega.m$ and the resistivity of the semi infinite space appears to be $\sqrt{10 \cdot 40} = 20\Omega.m$. In addition, the thickness of the upper layer appears to be $\lambda \cdot h = 8m$.

In addition to the previous Wenner surface array, a dipole-dipole array in the borehole and a mixed surface-borehole array were added to the acquisition protocol in the second experiment. The isotropic ERT inversion result of these data sets are presented in the figure 3.2.b.2. It can be clearly seen that isotropic inversion of directional ERT data leads to unrealistic solutions. Furthermore,

the final misfit between measured data and predicted data is high (RMSE = 22.1%) for isotropic inversion in comparison to anisotropic inversion (0.002 %), showing that directional data are unable to fit an isotropic solution. This can be used as an evidence of electrical anisotropy of the ground.

3.3.2.2 Effect of anisotropy on ERT measurements

In the case of horizontally anisotropic resistivity model, it has been pointed out by Maillet (1947); Keller et al. (1966) that the measurements made in the horizontal direction are equal to geometric mean of horizontal and vertical resistivity components, while the measurements made in the vertical direction are equal to the horizontal resistivity components. This is the paradox of electrical resistivity anisotropy: measurements along vertical profiles in the case of layered anisotropic model are sensitive to horizontal component as shown in our synthetic model example. For formal demonstration please see Lüling (2013). Indeed, electrical resistivity logs can be used as *in situ* measurements of the horizontal resistivity ρ_H that can be introduced as a constraint in the inversion system or employed in combination of surface ERT data to diagnose the anisotropy.

In our case, the electrical resistivity logging was measured using a CPT-SMR instrument which does not require a well installation, simplifying its implementation. The probe is 5 cm thick and 9 cm long. Note that, the small probe diameter and the small electrodes separation make the hole effect negligible and the measured resistivity is only sensitive to ρ_H .

In order to demonstrate the effectiveness of resistivity well logs as anisotropy diagnosis tool, let us compare well logs resistivities and estimated resistivities from isotropic ERT inversion of surface data obtained on an anisotropic resistivity models. When isotropic ground is considered, both resistivities are expected to be similar. For horizontally anisotropic ground (as in SLdL), well log resistivities are equal to horizontal resistivity components whereas isotropic ERT inversion returns an equivalent resistivity model which combines both horizontal and vertical resistivity components (equivalence and paradox effects). In other words, the difference between the two resistivities can be very important depending on the value of anisotropy coefficient. Consequently, any difference between the two resistivities is an indication of the existence of anisotropy.

To illustrate the anisotropy diagnosis using synthetic model let consider the previous two layered anisotropic model (figure 3.2.a). figure 3.2.c.1 shows the comparison between the electrical resistivity logging (blue curve, e.g. obtained with a CPT-SMR logging at $x = 20\text{m}$) and the corresponding resistivity (red curve) estimated using the isotropic ERT inversion of surface data. Both curves depart from each other, indicating the presence of anisotropy. figure 3.2.c.2 and figure 3.2.c.3

shows the comparison between the same electrical resistivity logging and collocated horizontal and vertical resistivities obtained from anisotropic ERT inversion of surface and borehole data. As logged resistivity is carried out along vertical profile, it is more sensitive to the horizontal resistivity component of the ground and thus departs from the estimated vertical resistivity of anisotropic medium which confirms the validity of our methodological approach to quantify the anisotropy. Please see references for more details.

3.3.2.3 Relative error versus array angle

To assess the effect of anisotropy on data misfit error of isotropic ERT inversion, we consider the same two layered synthetic model as in [sections 3.3.2.1](#) and [3.3.2.2](#). The data acquisition is simulated using only surface-borehole data. The current electrodes are located in wells and the potential electrodes are located at the surface. Array configuration were made using 50 surface electrodes and 15 boreholes electrodes. Electrode spacing is 1 m. Centers of each bipole describe a skew line with the horizontal, forming an angle θ . The simulated potential data (ϕ_{true}) are isotropically inverted. The data misfit relative error is computed as the normalized difference between the potential data calculated using the inverted model (ϕ_{calc}) and the simulated potential data (ϕ_{true}):

$$\frac{\phi_{calc} - \phi_{true}}{\phi_{true}} * 100 \quad (3.2)$$

[figure 3.2.d](#) displays scatter plots of data misfit relative error as function of array angle θ for isotropic and anisotropic ERT inversion. For angles between 0° and 45° , the relative errors are mostly negative, meaning that ϕ_{calc} are underestimated (blue area in [figure 3.2.d.1](#)). The errors become positive for angles between 45° and 90° (orange area in [figure 3.2.d.1](#)). This sigmoid error shape is expected when an isotropic inversion is used to invert ERT data of horizontally anisotropic media. The horizontal resistivity component ρ_H is lower than the vertical resistivity component ρ_V . At low acquisition angles, current flow is mainly driven by ρ_H , and isotropic inversion underestimate the apparent resistivity values. Conversely, current flow is mainly driven by ρ_V at high angles and isotropic inversion overestimate the apparent resistivity values. The underestimations (blue area at low angles) compensate overall the overestimations (orange area at high angles). The sigmoid shape arises for any borehole dipole depth. For a given angle value, the more space is integrated – *i.e.* the deeper the borehole dipole –, they higher the local relative error (as represented by the colored points in [figure 3.2.d.1](#)). The total mean error of the measures is -2%. The same relative

error computation is made with anisotropically inverted data. It shows an error close to zero (-2.75%) and independent of array angles (figure 3.2.d.2). A sigmoid relative error shape between true data and calculated data resulting from isotropic ERT inversion is then a strong indication of anisotropy existence in the ground.

The points addressed by section 3.3.2 give various ways to detect electrical anisotropy by analysing ERT data. It can be difficult to gather information from multiple sources on the field: lack of outcrops, incapacity of drilling numerous wells (*e.g.* as needed for hydraulic tomography), or even total absence of well. We propose this preliminary methodological qualitative study to ascertain the presence of electrical anisotropy, and then *a fortiori* to ascertain the presence of hydraulic anisotropy. A full quantitative anisotropic study, in terms of data acquisition and processing, represents more time, resources and costs than a common isotropic study. Nevertheless, processes comprehension and interpretations suffer greatly from the lack of trustful data, and anisotropy consideration might be unavoidable to produce better forecasts, reducing the uncertainties and then the risks on the investigation or engineering works.

The next sections methodologically demonstrate the ability of anisotropic ERT campaigns to quantify the electrical and hydraulic ground anisotropies.

3.4 Anisotropic electrical resistivity inversion for a synthetic case

Before starting the real case study, a synthetic electrical model is created on the basis of hydraulic tomography results. Forward modelling is performed on this model to generate synthetic electrical potentials to simulate data acquisition in the field. After that, anisotropic ERT inversion is used to reconstruct ρ_H and ρ_V fields. The comparison between anisotropically inverted fields and the original synthetic model will allow to assess the robustness of the proposed approach to estimate ρ -anisotropy. The section describes the synthetic model (section 3.4.1), the optimal data acquisition protocol for anisotropic characterization of the subsurface (section 3.4.2), and the details of the forward and inverse modelling procedures (section 3.4.3) along with the performances of inversion (section 3.4.4).

3.4.1 Synthetic model

The synthetic model used in this numerical experiment mimics the K fields model obtained from the hydraulic tomography experiment measured between wells P21 and P17 (see figure 3.1 for

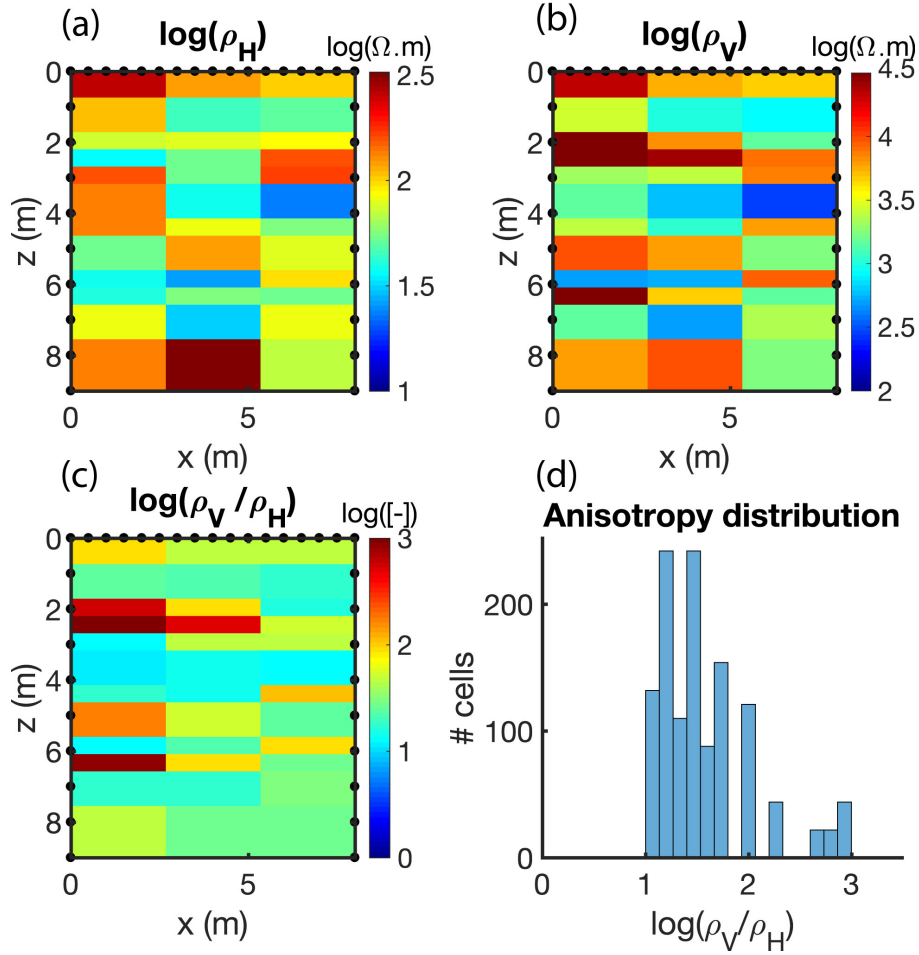


Figure 3.3 : Electrical resistivity synthetic model.

Electrical resistivity synthetic model based on real case hydraulic study results from [Paradis et al. \(2016a\)](#). The horizontal [a] and vertical [b] resistivities ρ_H and ρ_V are the components of the anisotropic resistivity tensor $\bar{\rho}$. The anisotropy [c] shows locally up to 3 orders of magnitude. Black dots represent the electrodes locations. The distribution of anisotropy is represented on the histogram [d].

location) by [Paradis et al. \(2016a\)](#). The two wells are separated by 8 m and the aquifer thickness is 9 m, which corresponds to the approximate length of the wells. The K fields were directly transformed in σ values by increasing K by a factor 10^5 , which were inverted to obtain ρ values, to make it realistic of earth materials at the site (values between $10^{-2} \Omega.m$ and $10^5 \Omega.m$, [figure 3.3](#)). This transformation leads to $\log(\rho_H) \in [1.30; 2.52] \log(\Omega.m)$ ([figure 3.3.a](#)), $\log(\rho_V) \in [2.44; 4.60] \log(\Omega.m)$ ([figure 3.3.b](#)), and $\log(\rho_V/\rho_H) \in [1; 3]$ ([figure 3.3.c](#)), which could be qualified as a moderate anisotropic field with $\log(\rho_V/\rho_H)$ varying between 1 and 3 ([figure 3.3.d](#)). For the synthetic simulation, 34 electrodes (black dots in [figure 3.3](#)) were placed around the synthetic model: every 1 m inside the wells and every 0.5 m at the surface.

3.4.2 Optimal data acquisition protocol

As in the isotropic case presented in [section 3.3](#), it is crucial to adapt the data acquisition protocol given that electrode configurations are not necessarily sensitive to the same subsurface features. Different electrodes configurations do not have the same sensitivity to anisotropy ([Kenkel et al., 2016](#); [Greenhalgh et al., 2010](#); [Wiese et al., 2009](#)). In particular, [Bing et al. \(2000\)](#) have detailed the use of cross-hole ERT. Thus, configurations not sensitive to anisotropy should be avoided as using them will lead the inversion toward an isotropic (hence wrong) inverted solution. Using the synthetic model previously described ([figure 3.3](#)), nine quadripole configurations were tested ([figure 3.4](#)) to assess their ability to detect anisotropy ([figure 3.5](#)). Those quadrupoles use different combinations of electrodes placed in wells and at the soil surface. The following arrays were tested:

- Two inline borehole protocols with the four electrodes in the left (IB1) or right (IB2) borehole,
- One surface protocol with the four electrodes at the surface (S),
- Two cross-hole protocols with the current electrodes in the same (XH1) or separated (XH2) boreholes,
- Two surface-borehole protocols using left borehole, with both current electrodes (or indifferently potential electrodes) in the borehole, the other two electrodes at the surface (SB1), or with one current electrode and one potential electrode in the borehole, and one current electrode and one potential electrode at the surface (SB2),
- Two surface-borehole protocols using right borehole, with both current electrodes (or indifferently potential electrodes) in the borehole, the other two electrodes at the surface (SB3), or with one current electrode and one potential electrode in the borehole, and one current electrode and one potential electrode at the surface (SB4).

For each of these quadripole, the sensitivity of the electrical potential to ρ_H and ρ_V was analysed using values of the Jacobian matrix, which is the matrix of the potential derivatives according to the resistivity values of the model ([Greenhalgh et al., 2009](#)).

As each quadripole have a distinct sensitivity pattern, several observations can be made from [figure 3.5](#). First, inline borehole (IB1, 1B2) and surface (S) configurations show larger sensitivities close to the location of the electrodes, which limit the area of investigation of the surveys performed with those quadrupoles. On the other hand, crosshole (XH1, XH2) and surface-borehole (SB1, SB2, SB3, SB4) quadrupoles are sensitive to much larger areas. However, the magnitude of the sensitivities is larger for S, SB1 and SB3 quadrupoles, which can better resolve ρ_H and ρ_V in the associated sensitive areas using those configurations. Then, the sensitivity patterns for symmetric configurations (IB1 and IB2, SB1 and SB3, SB2 and SB4) show similar behavior

Subprotocols description

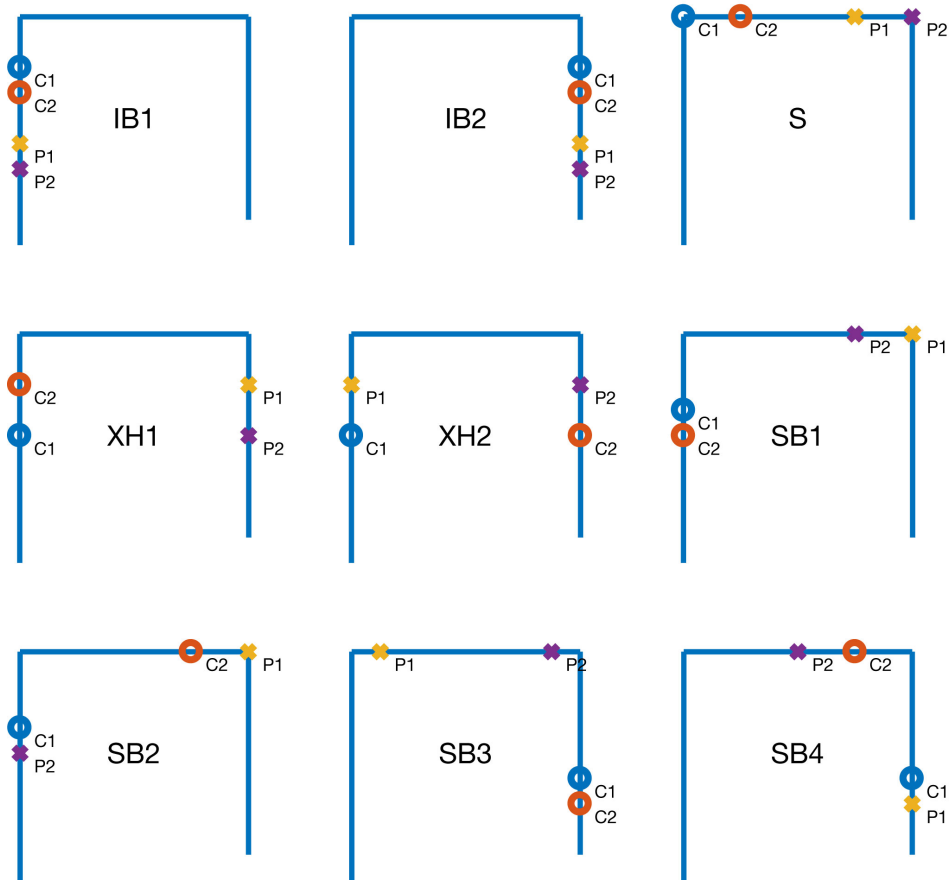


Figure 3.4 : ERT acquisition subprotocols

Representation of the different subprotocols used during this study in boreholes and at the surface. For each subprotocol, $\circ$ represent the current electrodes C1 and C2 and $\times$ represent the potential electrodes P1 and P2.

despite the electrodes being located in different materials due to the heterogeneous nature of the synthetic model. The contrast in ρ material seems thus to have less impact on sensitivities than the electrode configuration itself. Also, sensitivity patterns for ρ_H and ρ_V are different. This means that a quadrupole can be more influenced by one component of $\bar{\bar{\rho}}$ than by the other. Quadrupole configuration should be thus chosen accordingly to avoid bias in the measurements.

Given the previous observations, the S, IB1, IB2, XH1, XH2, SB1 and SB3 quadrupoles were then found the most informative and useful for an anisotropic inversion. IB1, IB2, XH1, XH2, SB1 and SB3 quadrupoles were chosen because they appear to be more sensitive to the central region of the investigated section, far from the surface and the wells. They provide information on the whole section. The S quadrupoles, even not significantly sensitive in depth, have been considered because they provide constraints for the model. This further constraints are particularly important since the surficial cells are not well constrained by borehole electrode configurations and have

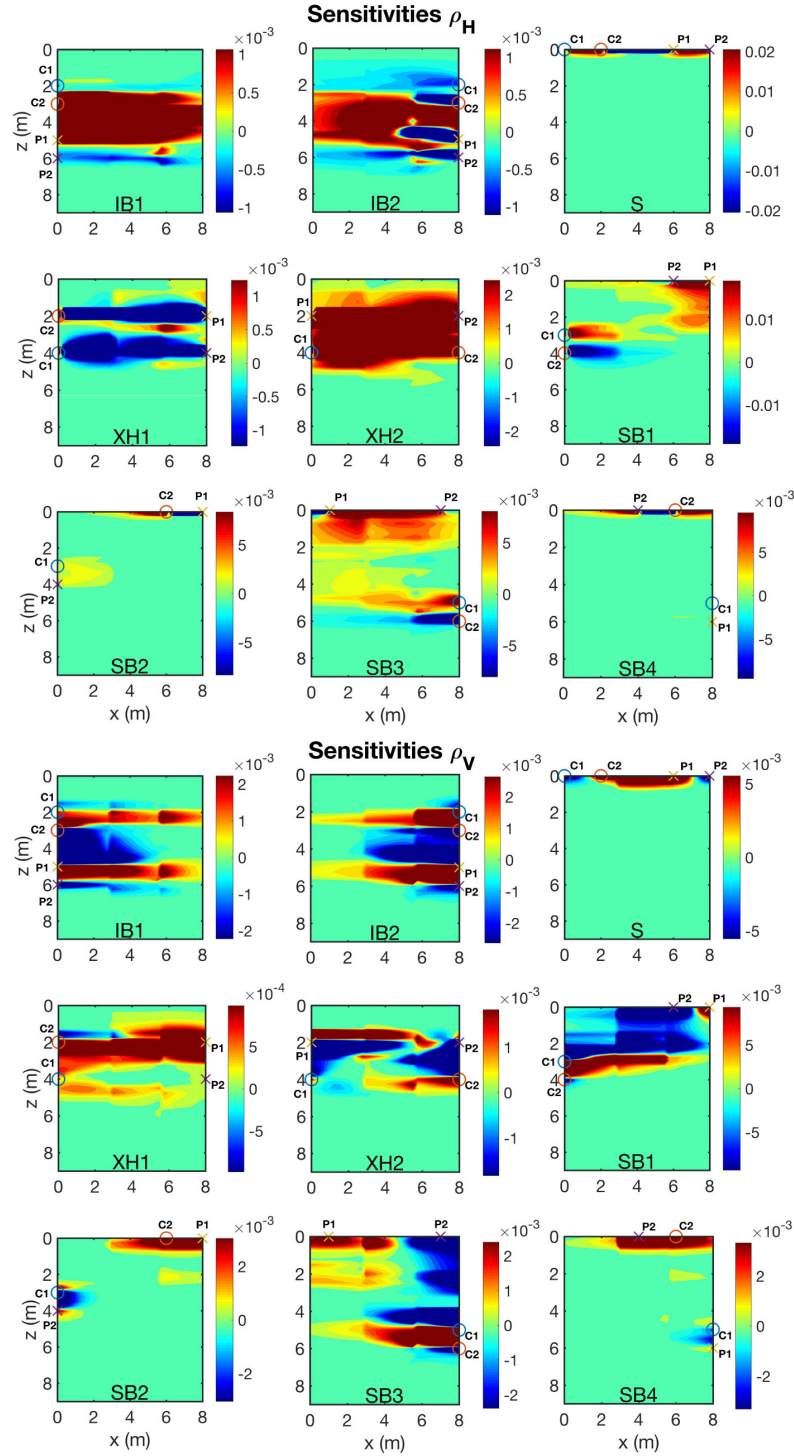


Figure 3.5 : Anisotropic ERT sensitivity.

The sensitivity pattern is obtained from the Jacobian matrix (matrix of the potential derivatives according to the resistivity values of the model) computation of the electrode quadrupoles on the synthetic model from [figure 3.3](#). [a] Sensitivity pattern relative to ρ_H and [b] Sensitivity pattern relative to ρ_V . Same subprotocols as [figure 3.4](#). $\circ$ represent the current electrodes C1 and C2 and $\times$ represent the potential electrodes P1 and P2.

an important effect on the inversion. Amongst the chosen subprotocols, electrode configurations might be sensitive to the same parts of the characterized section, incorporate redundancy. This redundancy is to be avoided in order to ease convergence of an inverted solution.

3.4.3 Forward and inverse modelling

In this section, the forward- and inverse-modelling (Dey et al., 1979) adapted for anisotropic conditions (Gernez et al., 2019b) is used to compute both forward and inverse modelling of ERT data on a numerical grid made of 8970 squared cells of 25 cm x 25 cm. The forward modelling on the synthetic model used a protocol made of 755 quadrupoles chosen to be sensitive to the anisotropy (IB1[73], IB2[63], S[39], XH2[220], SB1[118], SB3[242]). The synthetic potentials are transformed on equivalent apparent resistivities ρ_{app} and were then inverted to reconstruct ρ_H and ρ_V fields. For this reason, XH1 has not been considered since most of its apparent resistivities were negative. To reduce the risk of the model to converge toward a local minimum, homogeneous and anisotropic ρ values were also used to initialize the inverted model ($\ln \rho_H = 4.75 \ln \Omega.m$, $\ln \lambda = 6.2146$). A weak first-order Tikhonov constraint (α) on the vertical direction was used ($\alpha_V/\alpha_H = 0.5$) in order to promote horizontal structures (which is consistent with geological information and GPR data). This horizontal smoothing is used to favor a layered inverted model. Conversely, a ratio departing too much from 1 will show horizontal artefacts. By rule of thumb, we choose $0.1 < \alpha_V/\alpha_H < 1$. Refining is done by trial and error. A regularized iterative Gauss-Newton method was used to tackle the non-linear inverse problem.

3.4.4 Inversion performances

The figure 3.6.b presents a histogram of the relative error between synthetic and inverted potential values after convergence of the model at the 7th iteration. With most of the relative error centered on zero and an overall low RMSE of 1.7 %, the inversion is considered to fit almost perfectly the synthetic potentials.

Moreover, the figure 3.6.a shows ρ fields resulting from the inversion. While the ρ fields are smoother than the synthetic model (figure 3.3), the main features of the subsurface are reproduced such as alternations of low and high ρ layers and overall range of ρ variations. Also, the analysis of the frequency distributions of synthetic and inverted ρ -anisotropy reveals similarities with quasi-bimodal distributions (figure 3.6.a and figure 3.3.d). Examination of ρ profiles along the wells (figure 3.6.c and figure 3.6.d) also illustrates more specifically the agreement between synthetic and

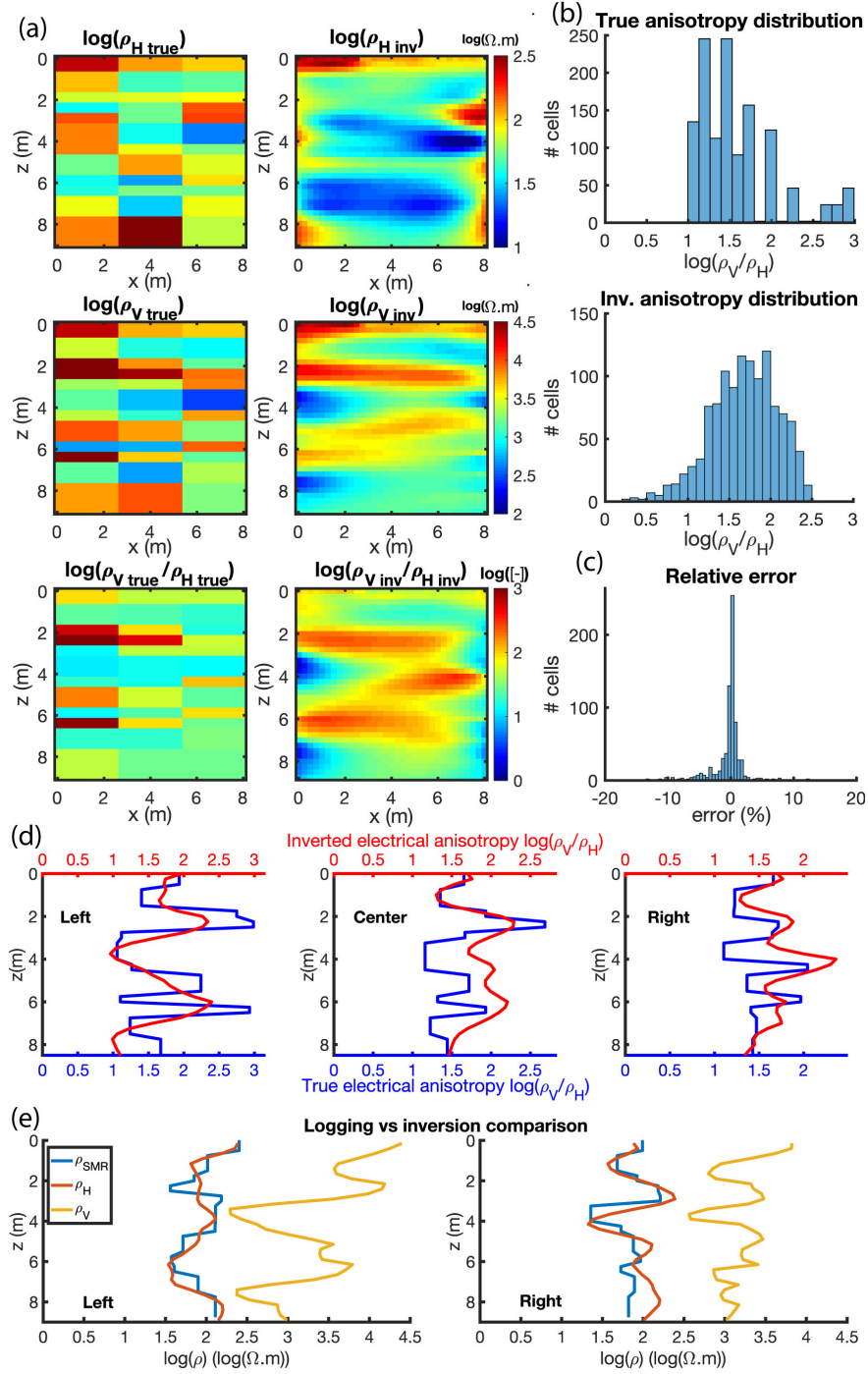


Figure 3.6 : Synthetic study anisotropic inversion results.

Synthetic study anisotropic inversion results displaying logarithmic inverted resistivities. Unless otherwise stated, ρ_H and ρ_V represent the components of the inverted resistivity ρ_{Hinv} and ρ_{Vinv} . [a] True and inverted resistivity model. [b] Histograms of the true and inverted anisotropy distributions. [c] Histogram of the relative error between measured and inverted ρ_{app} . [d] Comparison between true (blue curves) and inverted (red curves) anisotropies. To compensate the resolution difference, the inverted anisotropy is averaged on the 2.5 m around the wells and in the center of the modelled section. [e] Comparison between the logged (ρ_{SMR} , blue curves), and the inverted horizontal (ρ_H , red curves) and vertical (ρ_V , yellow curves) resistivities (corresponding to the left and right resistivities section). Notice the similarities between ρ_{SMR} and ρ_H .

inverted low and high alternations of ρ -anisotropy. For instance, both the trends and magnitudes of the synthetic profiles and logged data are well reproduced.

Given the above model performances, we show that anisotropic inverse modelling is able to reconstruct ρ fields, particularly ρ -anisotropy, even for a very challenging aquifer with moderate heterogeneity and anisotropy.

3.5 Field case study: comparison between electrical and hydraulic anisotropies

Through the synthetic study presented in [section 3.4.1](#), we demonstrated the ability of our methodology to characterize a highly electrically anisotropic environment using an adapted ERT survey (acquisition and inversion), without further external information. In this section, we want to verify with *in situ* measurements the possibility to characterize K -anisotropy from ERT anisotropic inversion.

The wells used for ERT were installed by direct-push technique in order to minimize skin effects around wells during testing ([Paradis et al., 2011](#)). Conventional well installation procedures indeed require the use of sand-pack to fulfill the space between the drilling hole and the screen, which may hinder the electrical response of the natural formation behind it. Direct-push well installation procedure allows the screen to be in direct contact with the aquifer with minimal disturbances to the surrounding sediments. The screen of the wells is open to the entire thickness of the aquifer allowing for multi-level hydrogeological and geophysical surveys. The screens ensure the free flow of water with slotted openings of 2.5 mm spaced vertically at every centimeter and covering over half of the circumference of the screens. The wells are also made of electrical insulator material (PVC) to ensure the integrity of electrical measurements.

The ERT setup is displayed in [figure 3.1](#). It consists of 17 inhole (9 in P17 and 8 in P21) and 17 surface electrodes located around the plane formed by P17 and P21 wells. Using this configuration, 18936 electrical potentials were measured with an IRIS Syscal Pro. In addition, high resolution horizontal resistivity log data are available, acquired along P17 and P21 with the CPT-SMR probe. The SMR probe measure the resistivity using two ring electrodes 9 cm apart at a 1 kHz frequency to reduce polarisation effects ([Shinn et al., 1998](#); [Paradis et al., 2015c](#)). The log is 10.41 m deep at P17 and 9.96 m deep at P21, and ρ_H is measured over a 5 cm interval.

Before getting to the inversion, a quality control was done on the data using the reciprocal data. Interchanging the two electrodes inside a pair (current or potential) should only alter the sign of the measured potential data. Alternatively, interchanging the two pairs (current with electrodes) should

provide the same measured potential data by principle of reciprocity (Slater et al., 2000). During our survey, 5369 data has been acquired to that end. Amongst them, 89.6 % of these data show a difference of less than 15 %, and that 84.5 % show a difference of less than 5 %. These values show an overall good quality data set. From the whole data set, we can extract the data used for the inversion (section 3.5.2). Inverse modelling is computed on a numerical grid made of 8970 squared cells of 25 cm x 25 cm, similarly to the synthetic case (section 3.4).

3.5.1 Anisotropy diagnosis of real case study ERT data

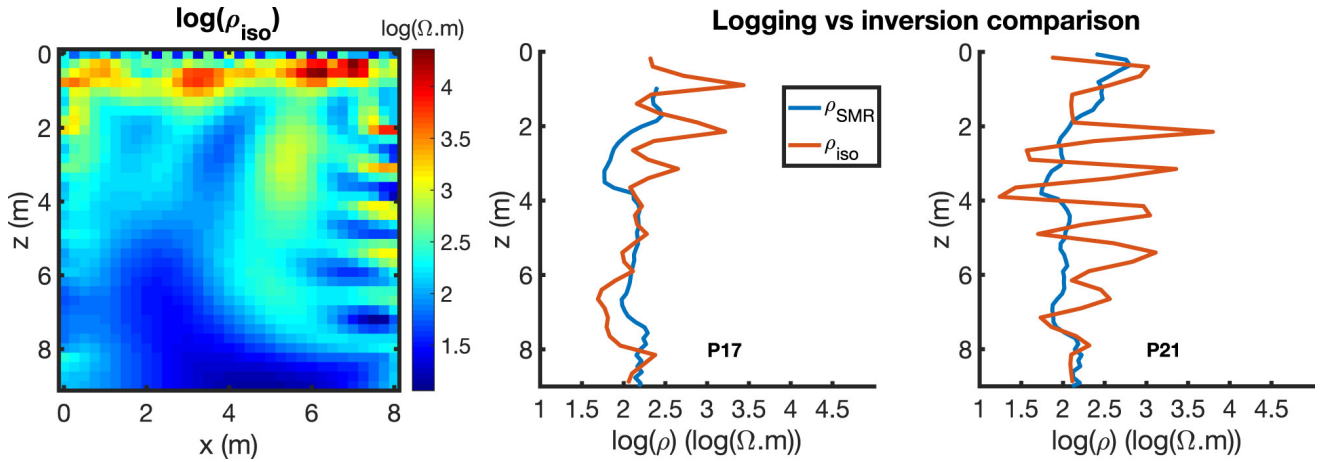


Figure 3.7 : Real case study isotropic inversion results.

Real case study isotropic inversion results displaying logarithmic inverted resistivities. [a] Inverted results from the apparent resistivities acquired between P17 and P21 on the tomography site (figure 3.1). [b] Comparison between the logged (ρ_{SMR} , blue curves) and the inverted isotropic (ρ_{iso} , red curves) resistivities (corresponding to the P17 and P21 resistivities).

In section 3.3.2 two different approaches were presented to assess the electrical anisotropy by analysing ERT data. In the following, anisotropy diagnosis of real case study ERT data is studied by performing isotropic ERT inversion. After removing negative ρ_{app} data and poor quality data, 12933 resistance data measurements were considered for the inversion. The isotropic ERT inversion converges after 10 iterations with an acceptable RMSE of 8.3 %. Nevertheless, numerous erratic structures that do not correspond to the known geology of the site (section 3.2) appear on the isotropic resistivity image (ρ_{iso} , figure 3.7.a). More precisely, few small resistivity structures are close to the electrodes, where the inverted section is usually better resolved as shown in figure 3.2.b.2.

When ρ_{iso} is compared to the logged ρ in P17 and P21 wells (figure 3.7.b), ρ_{iso} shows very high frequency variations on both wells, and its values do not correspond to ρ values. As we have shown before (section 3.3 and figure 3.3.c), this is due to the anisotropy. We then established the presence

of anisotropy using a very fast approach in comparison to hydrogeological experiments. In fact, ERT data are carried out in less than a few hours, whereas several weeks are needed for anisotropic hydrogeological tomography data acquisition. Therefore, electrical anisotropy diagnosis approaches can be used as an assisting tool to help taking hydraulic decisions.

3.5.2 Anisotropic inversion of anisotropic ERT data

As for the synthetic case, XH1, SB2 and SB4 arrays are not considered. The used protocol is made of 975 measures (IB1[75], IB2[64], S[38], XH2[436], SB1[186], SB3[176]), based on the result obtained in the synthetic study. Homogeneous and anisotropic ρ values were used to initialize the inverted model with an initial ρ_H value corresponding to the median of the measured apparent resistivities and an initial anisotropy value of $\lambda = 10$. The convergence is reached after 6 iterations, after which misfit or RMSE slightly decrease, but do not improve significantly anymore. At this point, the inverted model starts integrating the noise held in the data, so further iterations are ignored. The relative error between the measured and the computed ρ_{app} from the inverted model is shown in [figure 3.8.b](#). The histogram displays a slight bias of 4.3 % in the relative error and a standard deviation of 10.83 %. Unlike the synthetic case study, detailed information of the ground structure is unavailable, making hard the building of an optimized protocol. The chosen protocol was inspired from the synthetic case study since the latter was based on the hydraulic characterization of the ground. The residual error can be explained by the difficulty it met to reconcile its different sensitivities, whose preliminary examination is not achievable. Nevertheless, the final error (9.3 %) combined with the relative error are considered low in a noisy real case study context.

The inverted sections are shown in [figure 3.8.a](#). Both ρ_H and ρ_V sections show subhorizontal structures, as expected from our geological and hydrogeological knowledge of SLdL. The comparison between K (blue curve in [figure 3.8.c](#)) and ρ (red curve [figure 3.8.c](#)) anisotropies show strong similarities in their patterns and their amplitudes. It indicates the ability of anisotropic ERT inversion to characterize K -anisotropy. Finally, CPT-SMR resistivity is compared to anisotropic ERT inversion results ([figure 3.8.d](#)). Similarly to the synthetic case, the graphs display the collocated logged (ρ_{SMR} , blue curve), horizontal (ρ_H , red curve) and vertical (ρ_V , yellow curve) resistivities on wells P17 and P21. On the contrary to isotropic ERT inversion, horizontal resistivities at P17 and P21 are smooth which is consistent with CPT-SMR resistivities. However, there is a gap between the two curves. More precisely, horizontal resistivities are several times higher than CPT-SMR resistivities. This difference is due to the fully-screened wells effect on ERT data. CPT-SMR data measurement is carried out by direct-push before fully-screened well installation. Its coupling is

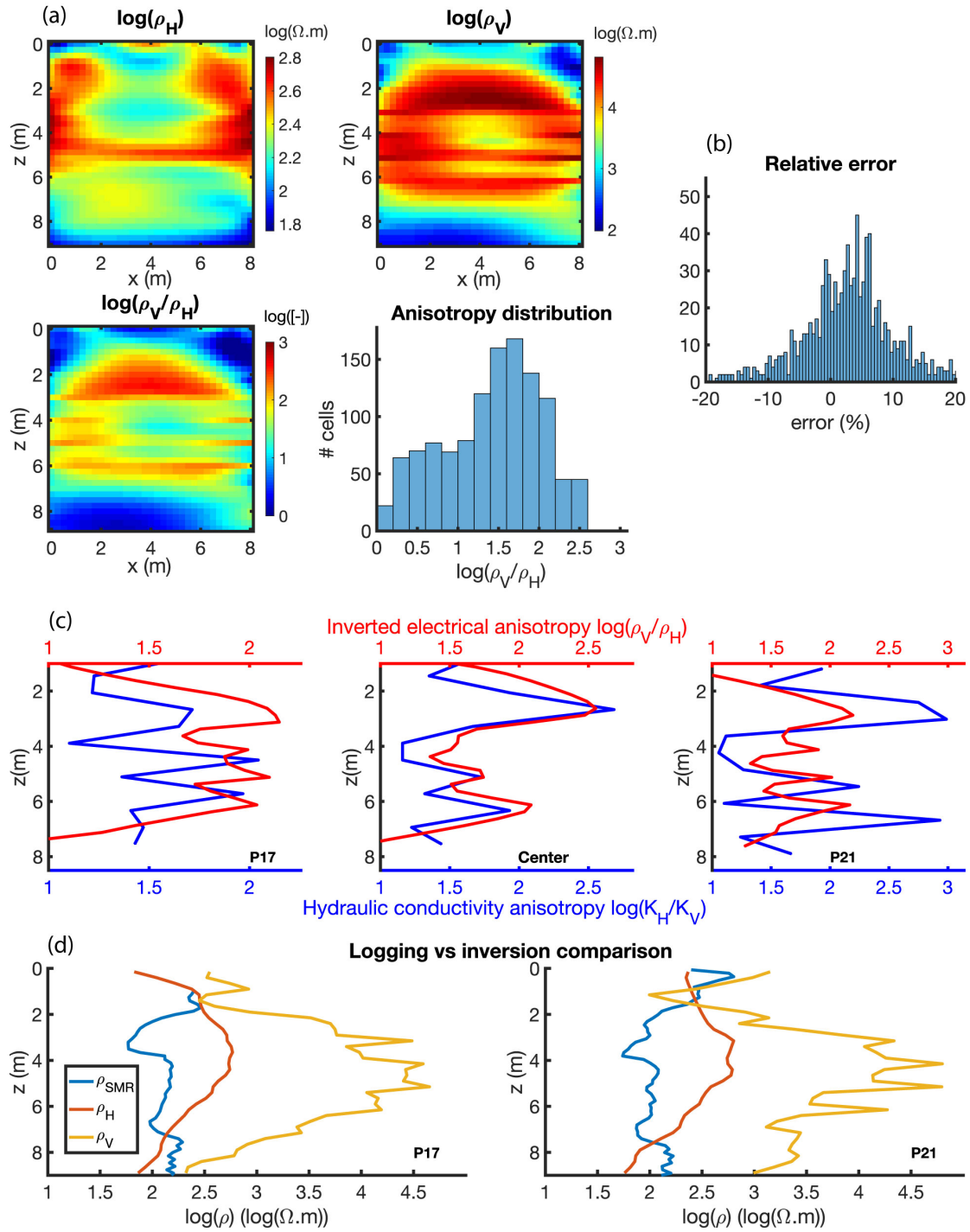


Figure 3.8 : Real case study inversion results.

Real case study inversion results displaying logarithmic inverted resistivities. [a] Inverted results from the apparent resistivities acquired between P17 and P21 on the tomography site (figure 3.1). [b] Histogram of the relative error between measured and inverted ρ_{app} [c] Comparison between inverted hydraulic (blue curves) and electrical (red curves) anisotropies. Hydraulic data starts at $z = 1$ m (saturated depth). To compensate the resolution difference, the inverted resistivities are averaged on the 2.5 m around the wells and in the center of the modelled section. [d] Comparison between the logged (ρ_{SMR} , blue curves), and the inverted horizontal (ρ_H , red curves) and vertical (ρ_V , yellow curves) resistivities (corresponding to the P17 and P21 resistivities).

very good, the electrodes being in direct contact with the undisturbed investigated underground. In the ERT case, acquisition is done using electrodes immersed into water in the screened well. Due to this aqueous environment, a part of the current is channelized along the well and affects the inverted model. The use of packers could prevent this channelling. Unfortunately, we were not able to implement this experiment during the campaign acquisition. Moreover, to our knowledge, the borehole effect has been studied in the isotropic case when the electrodes are mounted on the electrically insulated borehole casing (Doetsch et al., 2010; Wagner et al., 2015; Lee et al., 2016). This effect is important only for large resistivity contrasts between the rock formation and borehole fluid and for large borehole diameters (Doetsch et al., 2010). When the electrodes are in the borehole casing, anisotropy will be expected because the current flow through the PVC-screened is directional dependent. Furthermore, sensitivity is very high close to the electrode. Impact of close objects or structures are important (Binley et al., 2005). According to us, because the ERT method is very sensitive to the resistivity variations close to the electrodes, the screened borehole casing impacts the resistivity model. In our opinion, borehole effect in our case is substantially handled by anisotropic inversion because hydraulic tomography shows approximately the same anisotropy variations as electrical tomography. In the contrary, isotropic inversion shows a lot of artefacts around the boreholes.

If figure 3.8.c show the comparison between various linked parameters, a direct proportionality relation between ρ and K anisotropies is hard to achieve. The sensitivities of the geophysical and hydraulic methods are not the same. Moreover, both anisotropy sections are inverted sections, coming from two different inversions (in terms of grid size, regularization, etc.). To obtain a direct proportionality relation between ρ and K anisotropies, or even directly between ρ and K values, further investigations are needed to that goes beyond the framework of this work (use of packers to prevent current channelling, use 3-D finite elements code to more efficiently remove the well effects, etc.).

3.6 Conclusions

Hydraulic anisotropy has a major influence on the groundwater flow and mass transport. Its consideration is essential when it exists. Through this study, we pointed out: 1. the ability of isotropic ERT modelling to assess the presence of ρ -anisotropy, 2. the ability of anisotropic ERT modelling to quantify ρ -anisotropy and 3. the strong relationship existing between K - and ρ -anisotropies through an in situ survey. To achieve this work, we developed a new methodology based on an innovative anisotropic ERT modelling tool. To overcome the equivalence problem, electrodes were placed

inside a fully screened borehole along with surface electrodes. Anisotropic ERT inversion is then carried out to estimate the ρ -anisotropic model. The latter suggest a strong link with the collocated K -anisotropic characterization: even though the setup used does not allow a direct proportionality relation, the proposed geophysical method is able to provide proxy of the *in-situ* hydraulic anisotropy.

In this study, we have shown that the anisotropic electrical resistivity surveys are helpful for anisotropic hydrogeologic parameters characterization, which paves the way for large scale hydrogeophysical characterization campaigns, even in challenging anisotropic environments. Integrated hydrogeophysical studies can therefore be powerful approaches in the understanding processes in order to produce more reliable forecasts.

3.7 Acknowledgments

The field data considered in this paper were acquired through the support of the *Régie Intercommunale de gestion des déchets des Chutes-de-la-Chaudière*. The authors would like to acknowledge the participation of students for fieldwork. The authors would also like to thank the two anonymous reviewers that helped to improve the initial manuscript. This is LMS contribution number 20180391.

4 APPLICATION OF BSS-GD FRAMEWORK FOR HYDRO-ELECTRICAL DATA ASSIMILATION IN ANISOTROPIC AQUIFERS

Titre français

Assimilation de données de conductivité hydraulique et de résistivité électrique dans un cadre bayésien pour la caractérisation d'un aquifère granulaire anisotrope

Auteurs

Simon Gernez¹, Daniel Paradis², Abderrezak Bouchedda¹, Erwan Gloaguen¹

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau-Terre-Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1K 9A9

² Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1K 9A9

Contribution

Erwan Gloaguen a conçu l'idée d'assimiler les données géophysiques et hydrauliques dans un cadre d'assimilation stochastique. J'ai procédé au traitement de données dans les étapes de simulations et de modélisation. Daniel Paradis a fourni les outils numériques pour le calcul de la fonction objectif dans le cadre de la modélisation. Erwan Gloaguen et Abderrezak Bouchedda ont contribué à corriger les erreurs dans les codes adaptés pour le traitement de données. Daniel Paradis m'a guidé tout au long de cette étude dans ses étapes de traitement de données et d'interprétation de résultats.

Publication ciblée

Journal : Groundwater ou Applied Geophysics

Lien avec le chapitre précédent

Le chapitre précédent a mis en lumière le lien unissant les données de résistivité électrique avec les données de conductivité hydraulique, en comparant notamment leur anisotropie respective. Ce lien est étudié en détail dans ce chapitre pour permettre la caractérisation hydrogéophysique. La flèche reliant les cellules 2 et 3 de la [figure 1.2](#) représente schématiquement le lien entre le chapitre précédent et ce chapitre.

Résumé en français

L'assimilation des données géophysiques et hydrauliques est de plus en plus utilisée pour améliorer la caractérisation des systèmes aquifères complexes. Les méthodes d'assimilation

de données considèrent généralement la conductivité hydraulique comme isotrope. Bien que cela puisse être le cas dans certains contextes géologiques particuliers, l'hétérogénéité de la subsurface à petite échelle entraîne souvent des comportements anisotropes à l'échelle de mesure de la plupart des levés géophysiques et hydrauliques. La prise en compte de l'anisotropie dans le processus d'assimilation des données fournira donc une meilleure contrainte sur les champs de conductivité hydraulique simulés. Dans ce but, cet article présente une méthode d'assimilation bayésienne des données hydrogéophysiques pour produire des représentations à haute résolution de la conductivité hydraulique anisotrope d'un aquifère granulaire peu profond. L'approche proposée repose sur des données électriques et hydrauliques acquises à l'aide de méthodes sensibles à l'anisotropie. Elle permet de produire un grand nombre de réalisations de conductivité hydraulique par simulation séquentielle bayésienne. Une étape d'optimisation ajuste le modèle de K à l'aide d'un premier ensemble de données de contrôle de charges hydrauliques provenant d'une étude de tomographie hydraulique indépendante. Les résultats montrent que les profils de conductivité hydraulique à haute résolution générés correspondent à la structure en couches révélée par des études antérieures sur l'aquifère. De plus, un second ensemble de données de contrôle de charge montre une reproduction réaliste de l'écoulement anisotrope dans l'ensemble de la section. La comparaison entre les amplitudes observées et calculées des pics de charge hydraulique indique des erreurs relativement faibles, inférieures à 25 % d'ordre de grandeur dans l'estimation de la conductivité hydraulique horizontale et inférieures à 50 % d'ordre de grandeur dans l'estimation de l'anisotropie. Cette étude montre ainsi la capacité de la résistivité électrique à estimer correctement l'anisotropie hydraulique *in situ*, ce qui constitue encore une tâche difficile.

Mots-clefs : Hydrogéophysique, Anisotropie, Assimilation de données, Géostatistiques

Abstract

Assimilating geophysical and hydraulic data is increasingly used to improve characterization of complex aquifer systems. Data assimilation approaches for aquifer characterization generally consider hydraulic conductivity as isotropic. While this may stand in some particular geological contexts, small-scale heterogeneity of the subsurface often leads to anisotropic behaviors at the scale of measurements of most geophysical and hydraulic surveys. Considering the anisotropy in the data assimilation scheme will thus provide a better constraint on simulated hydraulic conductivity fields. To this end, this paper presents a bayesian data assimilation procedure to produce high-resolution depictions of the hydraulic conductivity of a shallow granular aquifer that explicitly consider anisotropy. The proposed data-driven approach relies on electrical and hydraulic data acquired using methods sensitive to anisotropy. It allows to produce a large number of hydraulic conductivity realizations through bayesian sequential simulation. An optimization step adjust the K model using a first head data control set from an independent hydraulic tomography. Results show that the generated high-resolution hydraulic conductivity profiles are consistent with the layered structure revealed by anterior studies on the aquifer. Furthermore, a second head data control set shows a realistic reproduction of the anisotropic flow in the entire section. The comparison between observed and computed head peak amplitudes indicates relatively low errors, below 25 % of an order of magnitude for the estimated horizontal hydraulic conductivity and below 50 % of an order of magnitude for the estimated anisotropy. This study thus shows the capacity of electrical resistivity to properly estimate hydraulic anisotropy *in situ*, which still represents a difficult task.

Keywords: Hydrogeophysics, Anisotropy, Data assimilation, Geostatistics

4.1 Introduction

Groundwater accounts for the vast majority of the available freshwater (Gleick, 1993). The fact that the groundwater is partially protected by the above sediments makes it particularly appealing in anthropized areas where demand, and therefore pollution hazard, is constantly increasing. Proper management and sanitation of water resources that are essential for the preservation of aquifers depend on a good knowledge of groundwater flows and contaminant transport. The latter are mainly driven by the hydraulic conductivity K . However, estimating this parameter is not a trivial task as it usually shows a high degree of spatial heterogeneity, and may vary over several orders of magnitude. In addition, K is commonly considered isotropic (Butler, 2005) due to the lack of hydraulic methods to estimate its anisotropy, even though it has an important impact on various hydrogeological problems (Hart et al., 2006; Barry et al., 2009; Falta et al., 2005).

Few laboratory and field hydraulic methods have been proposed to estimate K anisotropy (Wenzel et al., 1942; Kabala, 1993; Xiang et al., 1997; Zlotnik et al., 1996, 1998; Hvilshøj et al., 2000; Sutton et al., 2000; Zlotnik et al., 2001; Burns Jr et al., 1969; Hirasaki et al., 1974; Onur et al., 2002; Sheng, 2009; Paradis et al., 2013, 2015a, 2016a,b). While performed in favorable conditions those methods can give reliable estimate of K anisotropy, the experimental labour involved generally precludes its characterisation over large areas.

To overcome this downside, we investigate the use of direct current electrical methods along with hydraulic methods as they can reduce the number of mandatory wells and the needed amount of time. Indeed, when the clay content of the ground is low, hydrated ions flow control its electrical properties (Tabbagh, 1995; Peltoniemi, 1996; Aaltonen, 2001; Naudet, 2004). In this study, we consider electrical resistivity tomography (Archie, 1942; Rubin et al., 2006b; Loke et al., 2013a; Lesmes et al., 2005). Nevertheless, although being a known phenomenon (Maillet, 1947), electrical resistivity (ρ) anisotropy has been considered only recently (Pain et al., 2003; Herwanger et al., 2004; Greenhalgh et al., 2010; Kenkel et al., 2016; Gernez et al., 2019b). Besides, several works have confirmed that a strong link exists between K -anisotropy and ρ -anisotropy, numerically (Demirel et al., 2018) and experimentally, both in laboratory (Adams et al., 2016) and field (Demirel et al., 2018; Gernez et al., 2019a) conditions. Furthermore, additional field works proved that ρ -anisotropy allows more accurate interpretations on the nature of the underground structures, their dimensions and their depths (Pekşen et al., 2018; Al-Hazaimay et al., 2016), and have shown reasonable estimates of hydraulic anisotropy even in slightly anisotropic aquifer systems (Yeboah-Forson et al., 2014).

However, the assimilation of data of different natures, sensitivity and scale still represents a major challenge. Progress has been made in the last decades on assimilation of well hydraulic measurements with geophysical tomography between two or more wells (Hyndman et al., 1994, 1996; Singha et al., 2005; Paasche et al., 2006; Dafflon et al., 2010; Dubreuil-Boisclair et al., 2011; Lochbühler et al., 2013), but these works did not take anisotropy into account. At a more regional scale, characterization led to encouraging results (Ezzedine et al., 1999; Ruggeri et al., 2013, 2014), using Bayesian sequential simulation approaches (Doyen et al., 1996). This geostatistical method is well suited for the assimilating data of various natures, in particular when they show a complex nonlinear relationship (Dubreuil-Boisclair et al., 2011).

This study proposes a Bayesian approach allowing the integration of the anisotropy. This approach, based on a kernel density estimation using collocated primary and secondary sparse data along with densely distributed secondary data allow to produce a large number of primary propriety simulated sections (Silverman, 1986). In its application for a real case study, a reduced subset of high-resolution horizontal K data along a well with a more extensive coverage of anisotropic ρ from electrical resistivity tomography between wells were assimilated to characterize a complex heterogeneous and anisotropic unconsolidated aquifer located in Saint-Lambert-de-Lauzon, Québec, Canada.

The workflow followed by our study is shown in section 4.2. The data we use and their acquisition is explained in section 4.3. The Bayesian simulation and the optimization processes are detailed in sections 4.5 and 4.6 respectively. Finally, the extrapolation analysis is part of the discussion in section 4.7.

4.2 Data assimilation workflow

The proposed workflow depicted in figure 4.1 involves four main steps:

1. Data collection: it is necessary to collect the hydraulic and electrical data used in the study. They are obtained in wells and through tomography (section 4.3)
2. Bayesian simulation: the data are used to obtain a large number of models, called realizations, of horizontal K (K_H) through Bayesian simulation (section 4.5). Anisotropic K models are obtained adjoining the anisotropy information extracted from electrical resistivity tomography to K_H

3. Optimization: the models are optimized using the gradual deformation method. Its goal is to combine the realizations of K in order to maximize the fit between the measured heads in wells and the heads computed on the optimized model of K (section 4.6)
4. Verification: this step is performed using independent anisotropic hydraulic tomography results that were not used in the optimization process (section 4.7)

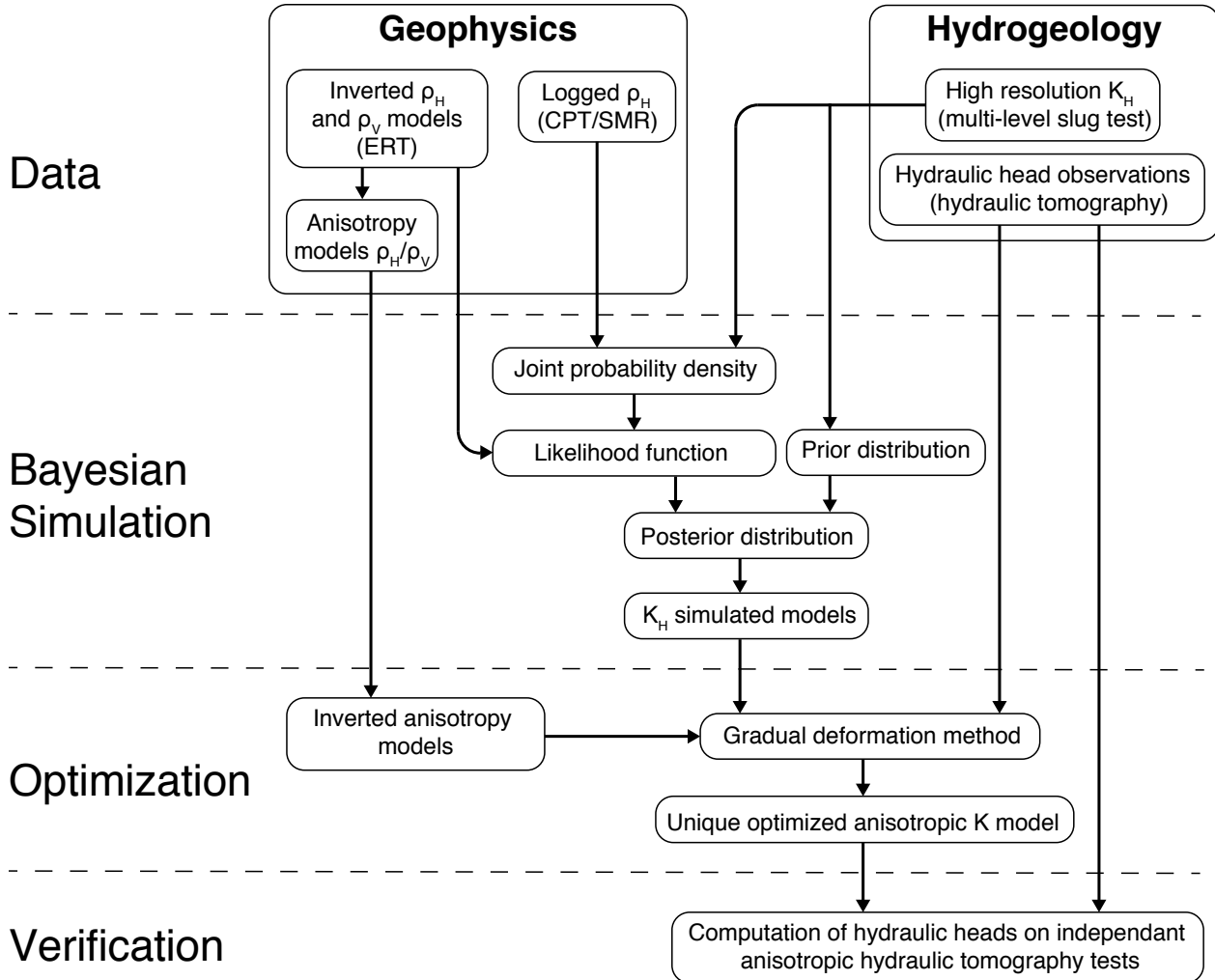


Figure 4.1 : Workflow of the study methodology

General workflow of the proposed Bayesian approach to assimilate hydraulic and resistivity data in order to produce an optimized model of anisotropic K .

4.2.1 Bayesian sequential simulation

The Bayesian Sequential Simulation (BSS) is a stochastic data integration approach allowing continuous realizations of a sparsely measured primary parameter of interest, while integrating the information provided by a complementary more densely distributed parameter (Doyen et al.,

1996). This method relies on the covariance matrix of the primary parameter with site-specific relations between primary and complementary parameters. In this study, K and ρ are used as the primary and the secondary variable, respectively. These parameters are known to show a non-linear relationship (Archie, 1942; Rubin et al., 2006b). We use the BSS algorithm to compute multiple realizations of horizontal K (K_H) measured along wells with spatially continuous inverted horizontal ρ (ρ_H) between two wells as secondary variable. The BSS requires the calculation of the variograms of K_H and the likelihood function. It permits to infer the empirical conditional joint probability density distribution (kernel) of K_H given the ρ_H value at a given location. The likelihood can be empirically modeled using this empirical kernel approach based on the collocated primary and secondary data measured at wells (Silverman, 1986). The realizations thus obtained are equiprobable with regards to the measured K_H and inverted ρ_H section so as their statistics.

4.2.2 Optimization: the gradual deformation method

The Gradual deformation method (GDM, Le Ravalec-Dupin (2005); Dubreuil-Boisclair et al. (2011); Ruggeri et al. (2013, 2014); Rezaee et al. (2018); Yrro (2018)) is an optimization technique allowing the linear combination of R realizations preserving their mean and variance:

$$Z_{opt} = \sum_{i=1}^R \omega_i Z_i \quad (4.1)$$

Where Z_i are realizations and ω_i are weights. It can be reformulated as follows (Roggero et al., 1998; Ying et al., 2000):

$$Z_{opt}(\Theta) - \bar{z} = \prod_{i=1}^{R-1} \cos \theta_i \cdot [Z_1 - \bar{z}] + \sum_{i=1}^{R-1} \sin \theta_i \prod_{j=i+1}^{R-1} \cos \theta_j \cdot [Z_{i+1} - \bar{z}] \quad (4.2)$$

where $\Theta = [\theta_1, \dots, \theta_{R-1}]$ are the angles of deformation. This deformation preserves the spatial variability of the realizations along with their mean and standard deviation as it verifies $\sum_{i=1}^{R-1} \omega_i^2 = 1$ by construction. The condition:

$$\sum_{i=1}^{R-1} \omega_i = 1, \quad R \geq 3 \quad (4.3)$$

is added giving the twofold benefit of ensuring that measured parameters are perfectly matched in the optimized realization Z_{opt} without requiring Lagrangian multiplier. In this paper, we consider the 3-realization formulation of the GDM proposed by Hu et al. (2001) as it proved to be very efficient in

hydrogeophysical applications (Dubreuil-Boisclair et al., 2011; Ruggeri et al., 2014):

$$\begin{cases} \omega_1 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \cos \theta \\ \omega_2 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin(-\frac{\pi}{6} + \theta) \\ \omega_3 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin(-\frac{\pi}{6} - \theta) \end{cases} \quad (4.4)$$

This formulation respects the conditions given in equations (4.2) and (4.3) and needs only one deformation parameter θ . It is to be noticed that $\theta = 0, 2\pi/3, -2\pi/3$ respectively gives $Z_{opt} = Z_1, Z_2, Z_3$, where $Z_i, i = 1, 2, 3$ are realizations of K_H obtained by BSS. It shows that varying θ implies to continuously deform the Z_i fields between the three poles Z_1, Z_2, Z_3 .

The deformation parameters can be optimized by minimizing the generic objective function:

$$OF(Z_{opt}) = \|f_m(Z_{opt}) - d_{obs}\|^2 \quad (4.5)$$

where f_m is the forward modeling operator (here, the groundwater flow equation), Z_{opt} the model of parameters (K fields generated by BSS) obtained with equation (4.2) and d_{obs} the observed data (hydraulic heads from slug tests) to be fitted. Consequently, the parameter θ is optimized at each triplet of K realizations in order to minimize the difference between measured and calculated heads (equation (4.5)). Once, θ is optimized, Z_{opt} is combined with two new realizations of K and the optimization continues until all the realizations have been assimilated.

4.3 Hydraulic and Geophysical Data

This section describes the hydraulic and geophysical data used with the proposed workflow and their important features regarding the current study. Hydraulic and geophysical data were acquired in the same direct-push wells (figure 4.1). Those wells – P17 and P21 – are screened over the entire saturated thickness and were installed without sand pack to minimize disturbance of the testing (Paradis et al., 2011). The proposed workflow was specifically demonstrated for well P17 and P21.

4.3.1 Hydraulic Data

Two kinds of hydraulic data are needed with the proposed workflow. First, high-resolution K_H data along at least one well is needed to build the joint probability density linking K_H and ρ_H and to build the vertical variogram for K_H (figure 4.1). The 60 K_H values obtained from multi-level

slug tests performed at 15 cm intervals along P17 by Paradis et al. (2011) were then used for that purpose. Those tests span the entire well depth between 1.62 m and 9.86 m. K_H values range from 7×10^{-7} m/s to 2×10^{-5} m/s (figure 4.2b). Second, we also used tomographic slug test responses to optimize and verify the results of the gradual deformation stage (figure 4.1). Overall, 12 tests performed in P21 with simultaneous hydraulic responses recorded in 3 intervals in P17 were available (Paradis et al., 2015b). Thus, 3 tests were used to minimize the objective function during the optimization process and the remaining 9 tests were used to verify the accuracy of the reconstructed fields (figure 4.2a).

The measured heads data obtained were inverted to produce the sought K -anisotropic section. It shows K_H values from 6×10^{-6} m/s to 10^{-4} m/s (figure 4.2c). K_H from the high-resolution slug test show a wider range of variations than the inverted K_H from hydraulic tomography whether at P17 location or considering the whole inverted section. They show lower values, in particular between 7×10^{-7} m/s and 3×10^{-6} m/s, absent from the tomography results. An important remark is that at P17, the multi-level slug test shows K_H values that seem underestimated compared to the tests in the other wells, and to the K_H values from inversion. In figure 4.2c, it appears that the high conductivity peak from the high resolution K_H is underestimated by a factor 1.25. To take account of this observation, we reevaluate the high-resolution K_H by this factor in the rest of the study.

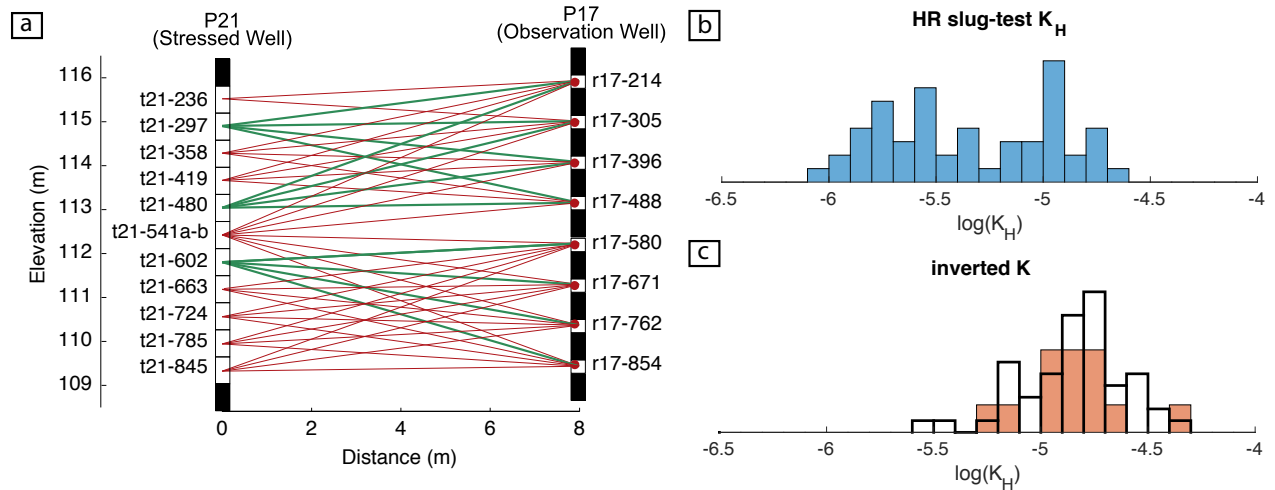


Figure 4.2 : Hydraulic data

[a] Hydraulic tomography experiment. The hydraulic tests used during the optimization process and the verification process are represented by the thick green lines and the thin red lines respectively. P21 is the stressed well originating the perturbation and P17 is the receiver well. The lines represent the combinations of transmitter (t) / receivers (r) intervals for each test (3 tests carried out). The first two digits after the letter indicate the well number whereas the last three digits are top of the screen depth, in centimeters, from the top of the tubing. Stressed and observation intervals (white sections) are 61 cm and 30 cm, respectively, with 61 cm spacing between intervals occupied by packers (black sections). Adapted from Paradis et al. (2016a). [b] $\log(K_H)$ distribution from the high-resolution slug test at P17. [c] $\log(K_H)$ distribution from the hydraulic tomography. In red: K_H distribution at P17. Transparent: K_H distribution in the whole inverted section.

4.3.2 Resistivity data from SMR Probe

In the simulation-optimization process, the ρ_H data are essential as they are used in the joint probability density construction, which is thoroughly described in the next section. That data were acquired with a Soil Moisture Resistivity (SMR) probe that allows electrical resistivity measurements between 9 cm spaced electrodes. The probe is mounted along with a cone penetrometer (CPT) which is pushed into the ground at a constant velocity of 2 cm/s. It consists of a pole-pole array that operates at a frequency of 1 KHz to reduce the polarization effects on the measurement.

In a previous study by [Gernez et al. \(2019a\)](#), it has been shown that the resistivity from the SMR probe is essentially representative of ρ_H due to the configuration of the electrodes with respect to the deposition of the sediments at the study site. Thus, the SMR probe is an excellent tool to provide high-resolution ρ_H , which is essential to construct a representative kernel and to constrain ρ_H along wells for anisotropic ERT inversions. We also note that CPT/SMR soundings were made prior to each well installation with the well installed in the hole left by the soundings ([Paradis et al., 2016a](#)). This leads to a perfect collocation of the SMR resistivity data, hydraulic tests and ERT measurements carried out in the wells.

4.3.3 Electrical resistivity tomography

The ERT setup used at SLdL consists in 32 electrodes connected to an IRIS Syscal Pro system. Nine and eight 1 m spaced electrodes were introduced in P17 and P21 respectively and fifteen 0.5 m spaced electrodes were hammered at the surface between the two boreholes (P18 and P21) separated by 8 m ([Gernez et al., 2019a](#)). 9 842 potential were used for inversion after data cleaning consisting in removing bad quality and duplicated data. Reciprocal measurements were used to assess the quality of the survey ([Slater et al., 2000](#)). Amongst them, 89.6 % of these data show a difference less than 15 %, and 84.5 % show a difference less than 5 %. These values show an overall good quality data set. The field data are divided in different types of arrays:

- Two inline borehole arrays with the four electrodes in P17 (IB1) or P21 (IB2),
- One surface array with the four electrodes at the surface (S),
- Two surface-borehole protocols using P17 (SB1, SB2) or P21 (SB3, SB4), with both current electrodes (or indifferently potential electrodes) in the borehole, the other two electrodes at the surface (SB1 or SB3) or with one current electrode and one potential electrode in the borehole, and the other current electrode and the other potential electrode at the surface (SB2 or SB4).

The data were inverted using AIM4RES ([chapter 2](#)), an anisotropic library we developed to that end. The regular grid consists in 12 1680 rectangular cells: 117 horizontal cells and 104 vertical cells. Their size is $15.24 \times 25 \text{ cm}^2$ in the zone of interest, between P17 and P21. The sensitivity of the different arrays greatly influences the results ([Gernez et al., 2019a](#)), and nor literature or our experiments allow us to determine a unique and indisputable electrode configuration to estimate anisotropy and electrical conductivity. In order to not bias the results, we computed four inversions considering different electrode arrays. The inverted results are shown in [figure 4.3](#). They display the same global structures, consistent in conductivity or anisotropy. However, details vary depending on the inversion, corroborating the need to take into account different inversion strategies to cover the entire uncertainty range. An important point is that the hydraulic and geophysical experiments were carried out several years away. If this period of time is too short to influence on the geology or on the flow processes, it affected the boreholes by partially filling them with sediments. It resulted in a shorter available acquisition depth for the geophysical experiments, making the deeper part of the model less constrained. Besides, the regions close to the wells shows rapidly changing values in the inverted anisotropy. This does not seem to be geologically sounded but rather due to the geophysical acquisition setup. The electrodes are submerged in the 2-inch diameter fully screened wells. The water column is thought to partially channelize the electrical current. If both current electrodes are in the same well, the current is short-circuited along the vertical direction, artificially decreasing ρ_V and hence ρ_V/ρ_H as less current flows toward the ground. The use of packers to vertically isolate the electrodes from the water column may reduce these artefacts to reproduce more realistically the anisotropy in the direct well vicinity. However, this phenomenon's extent is limited close to the wells. The ρ_H section ([figure 4.3](#), left) is used to determine the likelihood function from the joint probability density in the simulation process. In the absence of clay as it is the case at SLdL, hydraulic and geophysical anisotropies are assumed to be the manifestation of the same flow process seen through different observation means. As a consequence, the ρ -anisotropy ([figure 4.3](#), right) is considered to be the direct estimation of the K -anisotropy. The four ρ -anisotropy estimates are introduced in this simulation-optimization study to overcome the inversion uncertainty.

In addition to the anisotropic ERT survey, an isotropic Wenner survey was done covering the study site. 96 electrodes were used with 1 m spacing. The inverted section obtained is used to compute the horizontal variogram needed for the simulation.

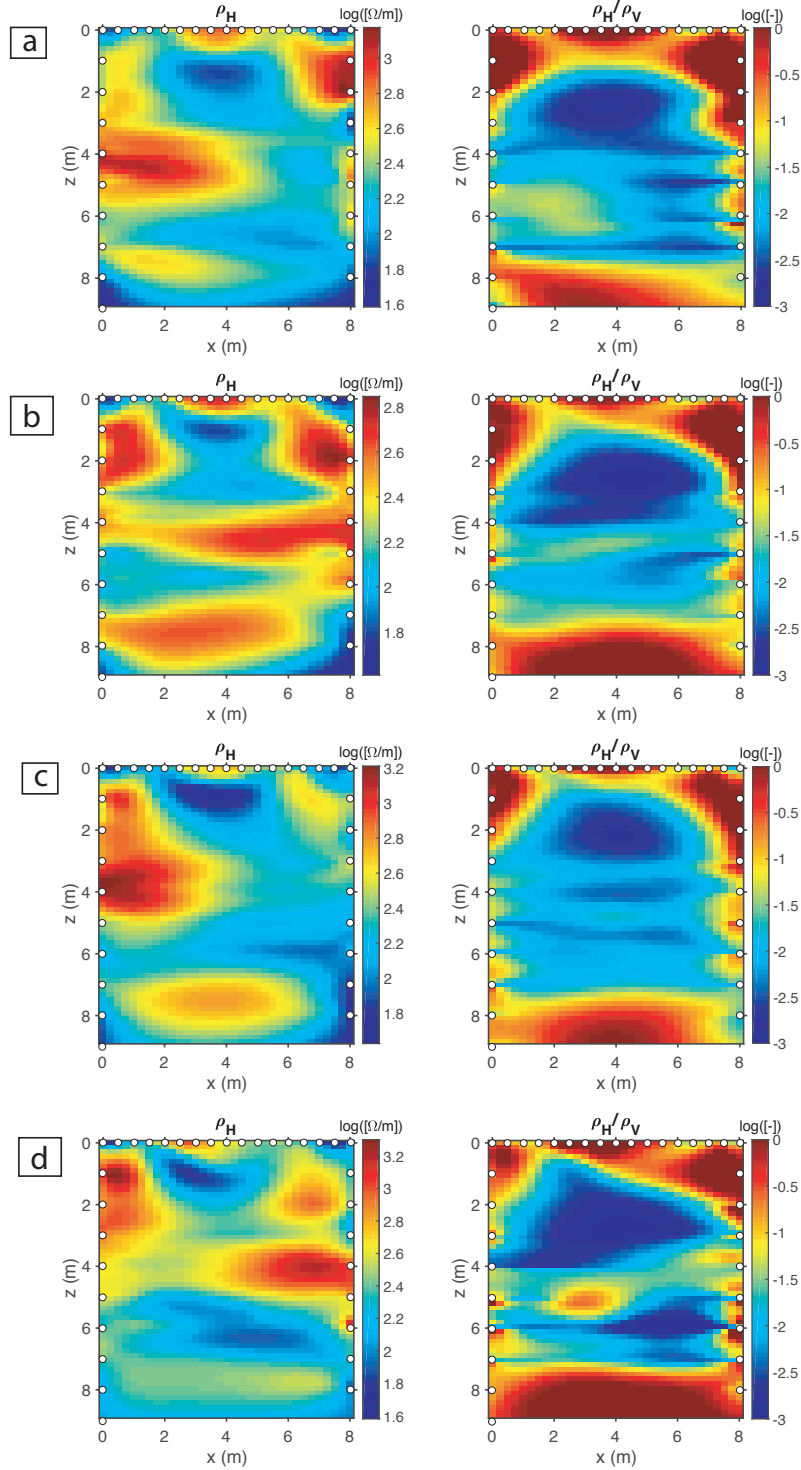


Figure 4.3 : Inverted ERT results

[a,b,c,d] Four inversions obtained using four different quadrupole arrays and numerical parameters. Left: horizontal electrical resistivity section. Right: anisotropy section, note how the models present all isotropy in their deepest part, below 8 m.. The wells P17 and P21 are respectively located at positions $x = 0$ m and $x = 8$ m. White points are the electrodes locations.

4.4 Field application

The study aquifer is located in Saint-Lambert-de-Lauzon, 30 km south of Quebec City, Canada. The surficial sediments composing the aquifer consists primarily of sandy and silty sediments that were deposited in a littoral and sublittoral environment (Bolduc, 2003). The resulting superposition of finely layered sand and silt sediments create very heterogeneous distributions of hydraulic conductivity values. At the scale of hydraulic testing (between 0.15 to 0.60 m), the hydraulic responses exhibit thus strong hydraulic conductivity anisotropy behavior Paradis et al. (2016a). An Electrical Resistivity Tomography study recorded at the same location as the previous hydrogeological study revealed that anisotropy of resistivity shows similar patterns, varying at a similar pace and reaching the similar amplitudes as the anisotropy of hydraulic conductivity (Gernez et al., 2019a).

Those evidences motivated the need to develop a hydrogeophysical approach able to handle this anisotropy to provide insights about K -anisotropy in order to better characterize aquifer systems for groundwater flow and contaminant transport studies. To this end, we use a bayesian framework to estimate the anisotropy of hydraulic conductivity from ERT. The bayesian approach allows to assimilate the electrical and hydraulic data, in order to benefit from the information these data of different nature can provide and from the improvements the associated methods enable (e.g. larger scale acquisition).

4.5 Data assimilation through bayesian simulation

We present in this section the data assimilation results obtained applying the theory presented in section 4.2.1 using the data described in section 4.3.

4.5.1 Variograms for the *prior*

At each iteration of the BSS process, the prior distribution is built by kriging the measured or already simulated K_H data. To do this, we first need to calculate the horizontal and vertical variograms of K_H . The latter uses the 60 K_H values available at P17. This allows us to compute the vertical experimental variogram for K_H fitted with a spherical model of normalized variance 1 and with range 2.2 m and 10 % nugget effect. The variogram for ρ_H from the SMR probe is also computed. It uses the 283 values of the five wells available at the site. The modeled variogram is a spherical normalized variogram with range 1.7 m and 30 % nugget effect. They are represented in

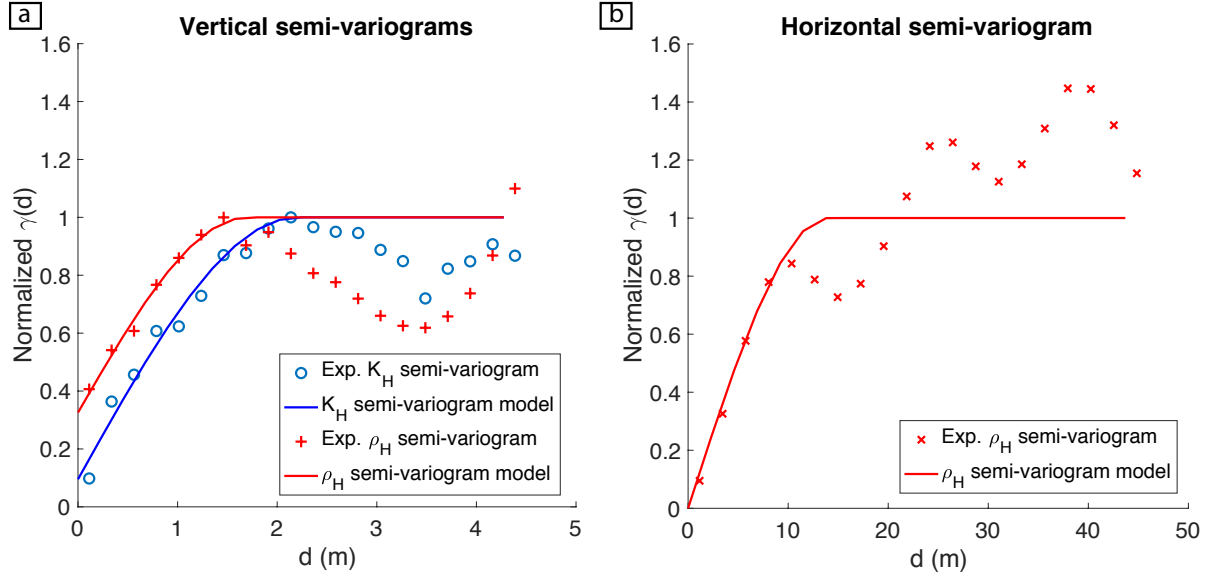


Figure 4.4 : Hydraulic and electrical variograms

[a] Vertical hydraulic (blue circles) and electrical (red crosses) experimental variograms, along with vertical hydraulic (blue curve) and electrical (red curve) model variograms. [b] Horizontal electrical experimental (crosses) and model (curve) variograms.

figure 4.4a. They are very close as they are expected to result from the same flow process. Due to the limited hydraulic data availability, and thanks to the previous observation allowing to assume that both electrical and hydraulic covariance are the same, the horizontal variogram for K_H was computed from a surface Wenner isotropic ERT inversion. Indeed, anisotropy is expected to impact the depth estimation but not the lateral estimation (Maillet, 1947). The resulting horizontal variogram is a spherical model with 0 % nugget effect and a 14 m range (figure 4.4b). In the study, we then choose a normalized spherical variogram with 10 % nugget effect and respectively 2 m and 14 m vertical and horizontal ranges.

4.5.2 Data Normalization and Joint Probability Density

Prior to the BSS, we normalized the logged and inverted data (figure 4.5). The disparity between the logged and inverted ρ can be explained by the short-circuit phenomenon observed in the electrical anisotropy inverted section (section 4.3.3). The SMR probe is very well coupled in direct contact with the ground and not in a screened well. It is not affected by the water column, and therefore more current properly flows horizontally, decreasing the apparent resistivity in relation to the inverted resistivity.

The kernel, or joint probability density, is then built using the normalized logged ρ_H and multi-level slug test K_H (figure 4.6). It presents an expected relationship for which a decrease in ρ_H

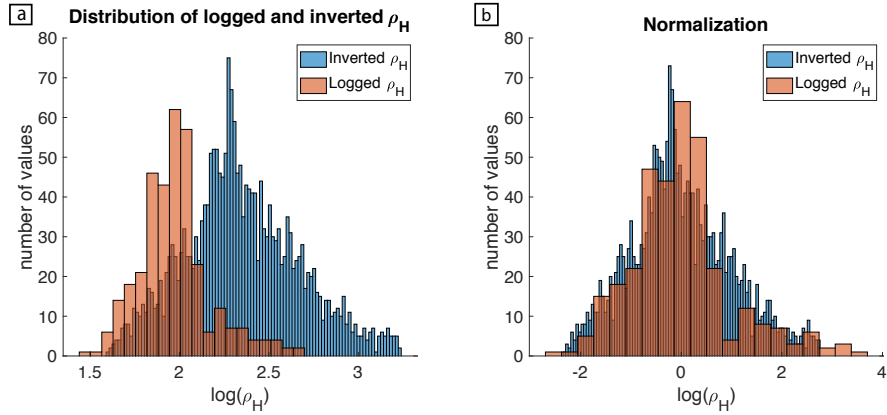


Figure 4.5 : Electrical data normalization

The electrical resistivity was logged in the five wells P17-21 locations on the study site (in red). The latter is compared to the inverted resistivity between P17 and P21 (in blue). [a] Original ρ_H distributions. [b] Normalized ρ_H distributions.

involves an increase in K_H , which is consistent with the fundamental hypothesis we made. This relationship is also highly nonlinear, especially in the highly conductive zones which are the zones we want to characterize the better, emphasizing the difficulty to infer one of these properties from the other without considering statistical data.

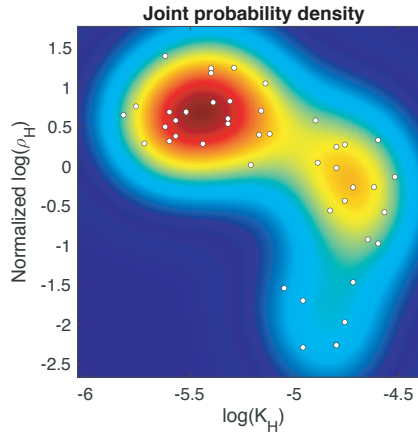


Figure 4.6 : Joint probability density / Kernel

Joint probability density, or Kernel function, statistically linking the collocated ρ_H and K_H data (white dots). Red indicates a high probability, blue indicates a low probability. Note the logarithmic scales.

4.5.3 Simulation of K_H and K_V fields

The previous data processing allows us to simulate K_H sections. The BSS realizations are 42 m long and 7.77 m deep. The top of the model is at 1.52 m and its bottom at 9.45 m. The transmitter well P21 is at $x = 0$ m and constitutes a frontier. The receiver well P17 is at $x = 8$ m and the K_H

data estimated from the high-resolution multi-level slug tests constrains the simulation. The regular grid used in the model is composed of 52 vertical cells of 15.24 cm high and of 57 horizontal cell size is 25 cm long between $x = 0$ m and $x = 14$ m, and increase exponentially beyond $x = 14$ m (9 supplementary cells). The maximum cell size at the outer boundary is 18.2 m. Four different ρ_H inverted sections (figure 4.3, left) have been used as secondary variables in the BSS simulations of K_H . 100 K_H realizations were carried out for each inverted section, giving a total of 400 realizations with values ranging from 10^{-6} m/s to 5.5×10^{-5} m/s. Figure 4.7a-c shows a few of them, along with the point by point K_H standard deviation (figure 4.7d). Note that the low values in the standard deviation at $x = 8$ m are due to the high-resolution multi-level slug tests data constraining the simulation at P17. Due to the absence of collocated vertical electrical and hydraulic data, it is not possible to simulate vertical hydraulic conductivity sections. Therefore, the anisotropy sections are not simulated but taken from the anisotropic ERT inversion (figure 4.3) assuming that electrical and hydraulic anisotropies are similar. The global pattern is similar amongst the realizations, which is expected due to the similar patterns displayed in the secondary variable (ρ_H): a wide shallow

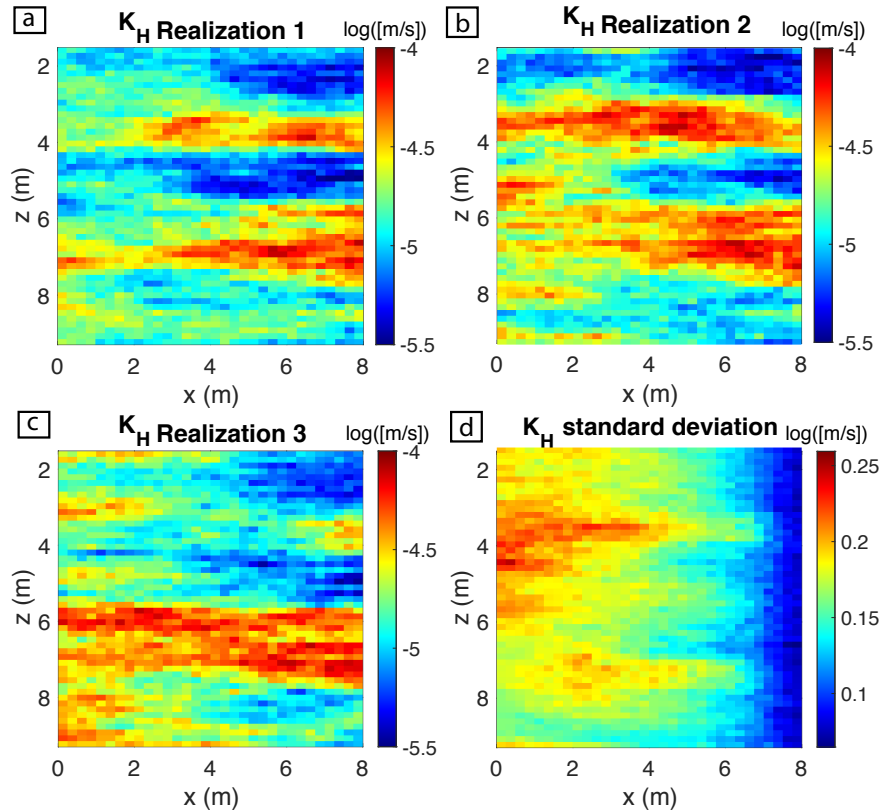


Figure 4.7 : Simulation results

[a-c] Randomly picked realizations based on the inversions showed in figure 4.3. [d] Standard deviation of the realizations, expressing the uncertainty in the simulated sections. The wells P21 and P17 are located at $x = 0$ m and $x = 8$ m respectively.

and a deeper and relatively thinner conductive layers are interspersed by fewer conductive zones. Nevertheless, important details vary as the connectivity inside the layers or the horizontal/vertical extension of these layers, for example. This connectivity will have an influence on the simulation of the groundwater flow responses to induced stress. Finally, due to the low number of anisotropy sections available, we introduce slightly underestimated sections of anisotropy to widen the solution space the optimization step will explore. To that end, four supplementary anisotropy sections are introduced, equal to the third of the four original sections. A total of 400 K_H sections, associated to 8 anisotropy sections are then considered in the optimization step ([section 4.6](#)).

4.6 Optimization of anisotropic K model by gradual deformation

4.6.1 Model optimization

Each one of the 400 realizations is liable to hold information on the real hydraulic conductivity of the subsurface. The gradual deformation method produces a new section improving the realism of the subsurface incorporating the improvements hold by the three combined realizations. The measure of that improvement is achieved through the objective function, which estimates the disparity between the measured heads in P17 and P21 and the heads computed on the optimized anisotropic K sections. Unlike K_H , an estimation of the K -anisotropy uncertainty is not available. The uncertainty in anisotropy in the optimization process compensates that lack of information, allowing anisotropy deformation beyond the four imposed sections.

In order to compute the heads resulting from the optimized sections throughout the GDM, we used the numerical forward modeling solver Ir2dinv ([Bohling et al., 2001a](#); [Butler, 1995](#)). The hydraulic modeling grid is composed of 390 cells divided in 26 vertical regularly spaced cells and 15 horizontal exponentially spaced cells increasing in size from P21 toward P17 and beyond. The exponential coordinates were chosen so that the wells are located on nodes in order to respect the true inter-well spacing. This grid, coarser than the simulation grid, is a compromise between precision and forward modeling execution speed. In order to ensure the precision of the optimized section, the grid is transformed from high resolution to modeling resolution for the forward computing, and is then transformed back to high resolution. This approach limits the propagation of numerical errors due to coarse cells. The GDM allows any triplet combination, and we take advantage of this property to simultaneously run several triplet optimizations at once to reduce the computation time. Partially optimized sections and raw realizations are mixed throughout the process to finally obtain the final unique optimized section.

Note that this approach does not allow the estimation of the specific storage (S_S , Paradis et al. (2013)). S_S influences both the stressed and observation interval responses of hydraulic tomography experiment, but this information cannot be estimated through the workflow presented in this paper. A constant S_S value of $6.1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ was then used for the entire domain. It was estimated from a pumping test carried between P17 and P21.

The optimization stops when all realizations is used. The resulted optimized anisotropic K section is shown in figure 4.8. K_H shows more small-scale variability than the anisotropy. The K_H realizations, coming from the BSS, are constrained to respect the imposed variability brought by the variogram, while the anisotropy is not spatially constrained and is rather impacted by the smoothing ERT inversion effect. The logarithmic anisotropy section figure 4.8b shows values close to zero in its deepest region, therefore close to isotropy. It is explained by the very low number of ERT measurements at the bottom of the geophysical model leading to a low to inexistent sensitivity. The electrical inversion tends to produce this isotropic region independently of the data, regularization or initial models used as it is seen in figure 4.3. Figure 4.9 shows the fit between the synthetic heads computed on the optimized anisotropic K section and the measured heads used to perform the optimization. The remaining misfit between measured and computed heads indicates that our model does not entirely recover the *in situ* spatial distribution of the hydraulic parameters. In particular, the GDM is unable to deform the bottom part optimized model toward anisotropy, due to the invariable presence of isotropy in the inverted geophysical models. The anisotropy information

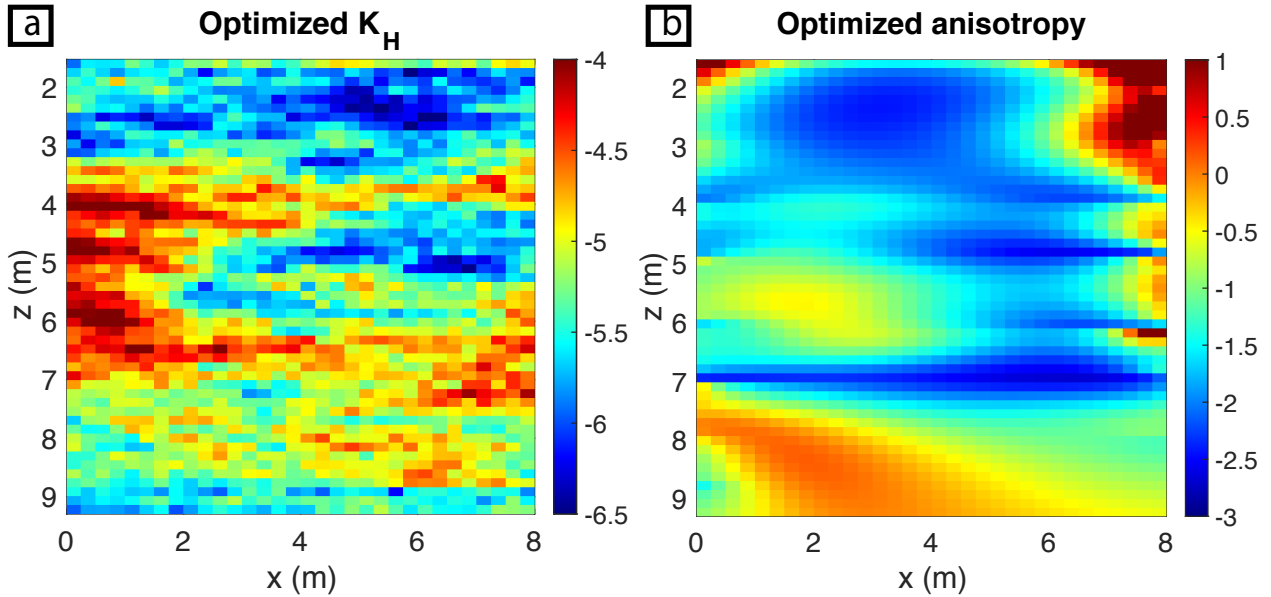


Figure 4.8 : Optimized anisotropic K section

[a] K_H section. [b] Anisotropy section. Only the region of interest is displayed, delimited by the two wells P21 and P17. P21 is located at $x = 0 \text{ m}$ and P17 is located at $x = 8 \text{ m}$. K_H scale is logarithmic.

is exclusively provided by geophysics in this study. In order to improve the anisotropy section quality, ERT coverage needs to be extended using deeper wells. However:

- this poorly modeled bottom region is not expected to have an important impact on the upper flow considering the dimension of the studied area,
- considering the logarithmic time occurrences of the amplitude peaks (table 4.1), it appears they are quite well reproduced with a mean relative error of 3 % on the three tests used. It indicates an appropriate estimation of K_H (Paradis et al., 2013),
- concerning the amplitudes of the heads (table 4.1), they are well reproduced in the tests t21-297, t21-480 and t21-602 with a mean relative error of 15 %. However, the test t21-602 shows synthetic amplitudes lower than the observed amplitudes. As we fixed the specific storage value on the overall model, its local overestimation can explain the underestimated head levels.

In order to highlight our workflow efficiency, the isotropic response is also shown in figure 4.8c-d (blue curves). We kept the same K_H section associated with a homogeneous isotropic ratio ($K_V/K_H = 1$). In the observation well, the isotropic response is unable to catch any of the observed data features, neither peak times nor head amplitudes. Besides, the isotropic head curves do not show the same variability as the anisotropic ones and on the contrary show comparable shapes. The use of a homogeneous model has already been proven inadequate (Paradis et al., 2016a) and this comparison between a homogeneous model and our model emphasizes its ability to realistically

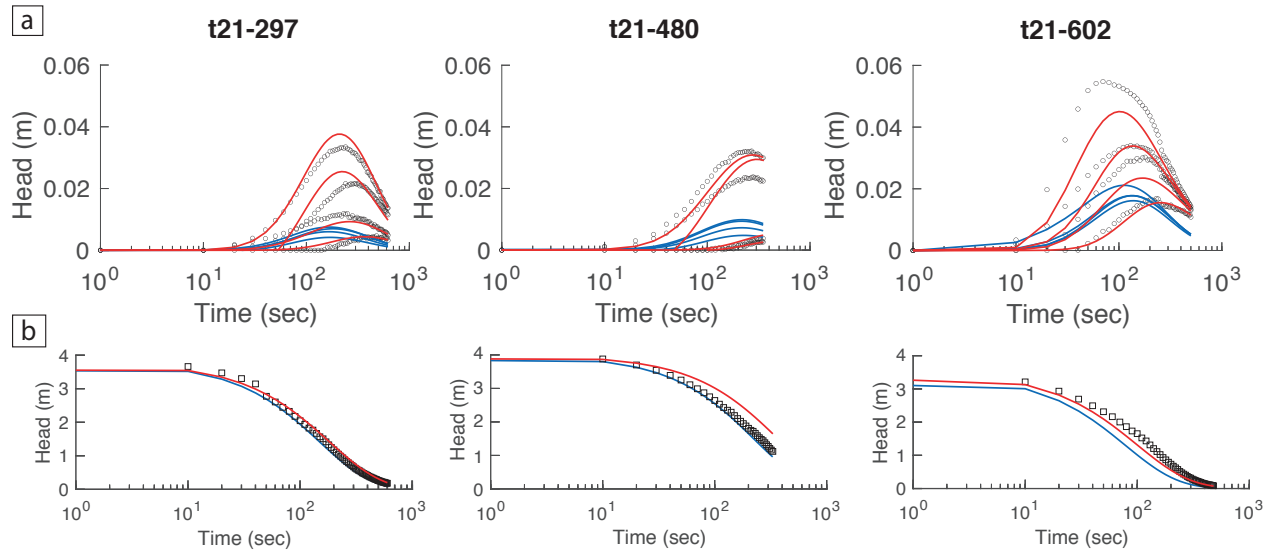


Figure 4.9 : Computed vs. observed hydraulic heads after optimization

Comparison between the computed heads and observed responses for each observation interval (black circles, c) and for each stressed interval (black squares, d) used for tomographic experiment t21r17. The red curves are the head responses computed on the anisotropic model figure 4.8. The blue curves are the head responses computed on the same K_H model but considering pure isotropy.

reproduce groundwater flow. Finally, we show in [figure 4.10](#) the relative error between the computed and the observed heads. 80 % of the head estimations show an error under 25 %, and only 8 % of them show an error higher than 50 %.

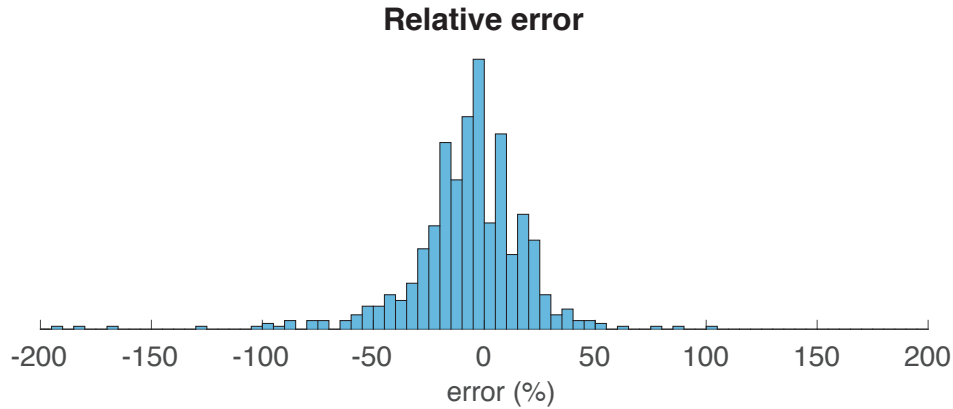


Figure 4.10 : Relative error distribution of computed heads from [figure 4.9](#)

Test		Peak time				Peak amplitude			
Stressed well	Observation well	Observed head (log(s))	Computed head (log(s))	Relative error (%)	Difference	Observed head (cm)	Computed head (cm)	Relative error (%)	Ratio
t21-297	r17-214	2.48	2.38	3.91	0.10	2.16	2.41	-11.68	1.12
	r17-305	2.34	2.34	0.00	0.00	3.33	3.56	-7.09	1.07
	r17-396	2.38	2.46	-3.45	-0.08	1.17	0.87	25.58	0.74
	r17-488	2.66	2.59	2.69	0.07	0.41	0.43	-5.39	1.05
t21-480	r17-396	2.45	2.51	-2.37	-0.06	2.37	2.81	-18.42	1.18
	r17-488	2.40	2.46	-2.69	-0.06	3.20	2.93	8.55	0.91
t21-602	r17-580	2.15	2.18	-1.40	-0.03	3.36	3.17	5.74	0.94
	r17-671	1.90	2.04	-7.27	-0.14	5.44	4.20	22.82	0.77
	r17-762	2.26	2.26	0.00	0.00	3.02	2.15	28.95	0.71
	r17-854	2.32	2.46	-6.04	-0.14	1.64	1.39	15.48	0.85

Table 4.1 : Hydraulic head peak analysis – optimization

Hydraulic head peak analysis for the hydrogeophysical model optimization. The first two columns are the stressed well section and the observed well sections as considered in [figure 4.2c](#) and [figure 4.8c](#). Columns 3–6 refer to the peak logarithmic time of occurrence. Columns 3 and 4 are the observed and computed peak times of occurrence respectively. Column 5 is the relative error of the computed head peak time of occurrence. Column 6 is the *observed peak time – computed peak time* difference. Negative values indicate a late computed peak. Columns 7–10 refer to the peak amplitude. Columns 7 and 8 are the observed and computed peak amplitudes respectively. Column 9 is the relative error of the computed head peak amplitude. Column 10 is the *computed peak amplitude / observed peak amplitude* ratio. Ratios below 1 indicate underestimated heads. Tests are not displayed when the peak is not reached in the time of the experiment.

4.7 Model verification

To verify the optimized model realism, 9 tomographic slug tests (figure 4.2c) not used during the optimization were simulated. The figure 4.11a and table 4.2 depicts the simulated tests using the K_H and K_V fields obtained after the application of the proposed workflow along with observed hydraulic responses. The tests t21-236, t21-419, t21-541a, t21-541b and t21-845 show a good fit with the observations. In particular, the peak's times of occurrence and amplitudes are well reproduced with a mean relative error of 4 % for the first and of 23 % for the latter. It indicates a good K_H and K -anisotropy characterization (Paradis et al., 2013). As expected, the tests t21-663, t21-724 and t21-785, in the deep part of the model, are the tests presenting the higher misfit as they depend on the most on the poorly characterized region of the model, first because it is where the geophysics is the least sensitive and then because these tests are all located below the deeper test used for optimization. The peak's times of occurrence and amplitudes for these are having a mean relative error of 9.3 % for the first and of 38.2 % for the latter. Moreover, the analysis of the differences of the peak's times of occurrence and of the ratio of their amplitudes allow to estimate the error in K_H below 25 % of an order of magnitude, and below 50 % of an order of magnitude for the estimated anisotropy (Paradis et al., 2013). Finally, the test t21-845 shows a good fit. It could be due to a relatively more isotropic zone at the bottom of the section in accordance with the isotropic bottom region of the inverted ρ models. Figure 4.11b shows the relative error between the observed and the computed hydraulic heads. The error on the latter shows more spread than the one on the optimized ones but no exaggerated misfit result from the heads computation.

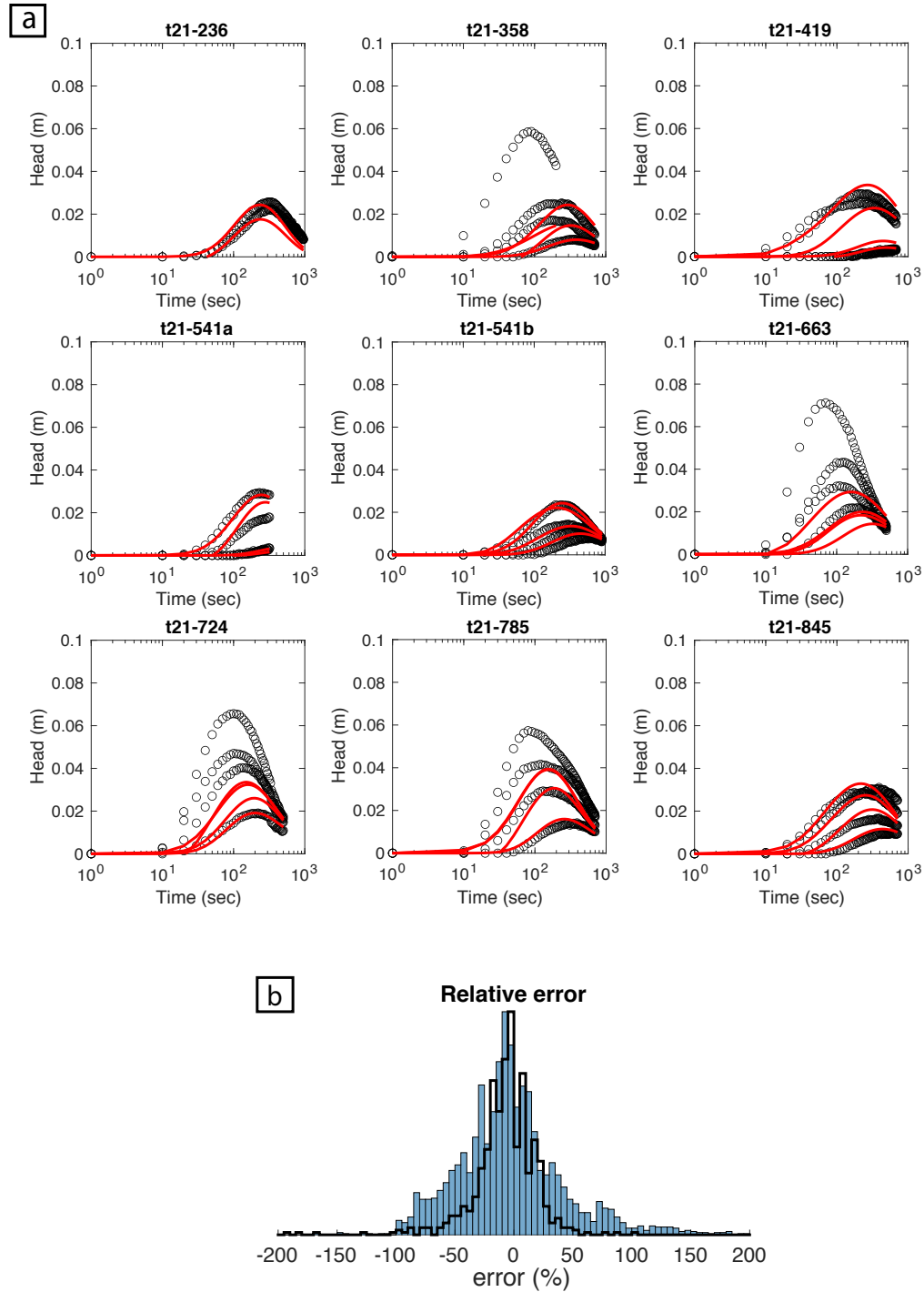


Figure 4.11 : Computed vs. observed hydraulic heads after verification

[a] Comparison between the computed heads (red curves) and the observed responses (black circles) for each observation interval used in the tomographic experiment t21r17 made by [Paradis et al. \(2016a\)](#). [b] Relative error of the verification tests (in blue) with the relative error of the three tests used for the optimization superimposed (thick black line).

Test		Peak time				Peak amplitude			
Stressed well	Observation well	Observed head (log(s))	Computed head (log(s))	Relative error (%)	Difference	Observed head (cm)	Computed head (cm)	Relative error (%)	Ratio
t21-236	r17-214	2.52	2.41	4.11	0.10	2.57	1.67	35.23	0.65
	r17-305	2.53	2.38	5.98	0.15	2.24	2.31	-3.12	1.03
t21-358	r17-214	2.56	2.54	0.48	0.01	0.82	1.41	-71.74	1.72
	r17-305	2.28	2.51	-9.94	-0.23	1.72	2.34	-35.66	1.36
	r17-488	2.38	2.62	-10.21	-0.24	2.52	0.76	69.80	0.30
t21-419	r17-305	2.81	2.67	5.01	0.14	0.35	0.70	-100.00	2.00
	r17-396	2.38	2.46	-3.45	-0.08	2.51	3.22	-28.31	1.28
	r17-488	2.34	2.54	-8.61	-0.20	2.94	2.17	26.17	0.74
t21-541a	r17-488	2.38	2.41	-1.46	-0.03	2.91	2.66	8.63	0.91
t21-541b	r17-580	2.41	2.41	0.00	0.00	2.31	2.29	1.04	0.99
	r17-671	2.49	2.34	5.98	0.15	1.43	2.08	-45.77	1.46
	r17-762	2.63	2.54	3.39	0.09	1.11	1.24	-12.48	1.12
	r17-854	2.76	2.67	3.30	0.09	0.90	0.81	10.73	0.89
t21-663	r17-580	2.04	2.36	-15.69	-0.32	3.22	1.73	46.18	0.54
	r17-671	1.85	2.23	-20.89	-0.39	7.12	2.78	60.92	0.39
	r17-762	2.08	2.38	-14.48	-0.30	4.32	1.86	56.97	0.43
	r17-854	2.23	2.54	-14.06	-0.31	2.18	1.31	39.82	0.60
t21-724	r17-580	2.32	2.32	0.00	0.00	1.88	1.77	6.01	0.94
	r17-671	2.04	2.20	-7.97	-0.16	4.70	3.13	33.34	0.67
	r17-762	2.04	2.23	-9.26	-0.19	6.54	2.99	54.25	0.46
	r17-854	2.15	2.34	-9.15	-0.20	4.02	2.37	41.01	0.59
t21-785	r17-580	2.54	2.45	3.81	0.10	1.40	1.45	-3.71	1.04
	r17-671	2.20	2.30	-4.40	-0.10	2.90	2.80	3.45	0.97
	r17-762	1.95	2.20	-12.79	-0.25	5.70	3.60	36.81	0.63
	r17-854	2.08	2.23	-7.28	-0.15	4.16	3.61	13.38	0.87
t21-845	r17-580	2.71	2.67	1.31	0.04	0.93	1.07	-15.07	1.15
	r17-671	2.58	2.53	1.87	0.05	1.62	1.92	-18.78	1.19
	r17-762	2.34	2.43	-3.80	-0.09	2.86	2.56	10.46	0.90
	r17-854	2.57	2.38	7.32	0.19	3.05	3.08	-0.89	1.01

Table 4.2 : Hydraulic head peak analysis – verification

Hydraulic head peak analysis for the hydrogeophysical model verification. The first two columns are the stressed well section and the observed well sections as considered in [figure 4.2c](#) and [figure 4.11a](#). Columns 3–6 refer to the peak logarithmic time of occurrence. Columns 3 and 4 are the observed and computed peak times of occurrence respectively. Column 5 is the relative error of the computed head peak time of occurrence. Column 6 is the *observed peak time – computed peak time* difference. Negative values indicate a late computed peak. Columns 7–10 refer to the peak amplitude. Columns 7 and 8 are the observed and computed peak amplitudes respectively. Column 9 is the relative error of the computed head peak amplitude. Column 10 is the *computed peak amplitude / observed peak amplitude* ratio. Ratios below 1 indicate underestimated heads. Tests are not displayed when the peak is not reached in the time of the experiment.

4.8 Conclusions

Hydraulic anisotropy is a phenomenon largely underestimated in the field studies due to the difficulty to properly measure it *in situ*. In this paper, we proposed a new hydrogeophysical workflow to produce a high-resolution anisotropic K characterization in the subsurface. This workflow is built around four main steps: data acquisition, bayesian simulation, gradual deformation optimization and a final verification step. We showed that using data from electrical resistivity tomography, hydraulic tests and well logging, we were able to generate anisotropic K fields that reproduce the hydraulic heads of a real hydraulic tomography experiment in a highly anisotropic granular aquifer. The optimized model reproduces adequately the expected head peak's times of occurrence and amplitude with a 6 % and 30 % mean relative error respectively. We identified the limitations that took place in this study, in particular due to the lack of geophysical information in the deepest part of the model leading to maximized errors at the bottom of the optimized anisotropic K model. Overcoming these limitations may lead to improved results with better fit in the optimization process and a better forecast ability.

Several advances arise from the anisotropic K characterized sections obtained in this way. First, the optimized model is high-resolution and shows a higher range of values than the results from the anisotropic hydraulic tomography. The resolution can provide more information on the connectivity at smaller scale, both on the hydraulic conductivity values and their anisotropy. The use of one or several wells is mandatory to obtain geophysical and hydraulic data. Nevertheless, their number can be significantly reduced as geophysics is able to cover much larger space than hydraulic tomography, provided deep enough boreholes. The optimization stage described in the workflow, although necessary, can be achieved using any hydraulic experiment responses sensitive to anisotropy and does not imperatively rely on the resource-intensive but very efficient hydraulic tomography. Validation showed that our methodology is also robust. Our methodology cannot substitute itself to hydrogeological characterization but permits to complement it, especially in terms of spatial resolution and interpolation outside wells. Finally, this workflow paves the way to 3D anisotropic high-resolution characterization studies.

5 DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION

L'anisotropie de K est bien reconnue en hydrogéologie. En revanche, les difficultés expérimentales liées à son estimation font en sorte que cette propriété des aquifères est difficilement quantifiable. L'effet d'échelle des mesures d'anisotropie peut de plus exacerber son estimation. Récemment, certaines approches de caractérisation *in situ* ont été développées et montrent que l'anisotropie de K des matériaux géologiques peut être très importante (Paradis et al., 2016a, 2013). Cette thèse de doctorat propose une nouvelle approche hydrogéophysique pour caractériser K hétérogène et anisotrope des aquifères. Cette caractérisation transdisciplinaire repose sur des données de résistivité électrique (ρ), de conductivité hydraulique (K), de charges hydrauliques, ainsi que sur les outils numériques permettant leur assimilation. L'approche proposée peut être divisée en trois étapes principales : l'étape hydraulique qui traite de l'acquisition et du traitement des données hydrauliques de K , l'étape électrique qui traite de l'acquisition et du traitement des données géophysiques de ρ , et l'étape d'assimilation dans laquelle les données géophysiques et hydrauliques sont combinées pour caractériser la conductivité hydraulique du milieu. Ces thèmes sont présentés en détail dans les différents chapitres de la thèse, et sont synthétisés dans cette section conclusive.

5.1 Données électriques anisotropes

L'un des enjeux de ce travail est de caractériser l'anisotropie électrique du sous-sol investigué. Pour ce faire, j'ai développé un programme de modélisation et d'inversion de résistivité électrique anisotrope 2.5D. Dans le cas isotrope, la résistivité électrique est définie par un scalaire en chaque point de l'espace. Lorsque la résistivité électrique est anisotrope, elle est définie par un tenseur. La loi d'Ohm a la même formulation dans les cas isotrope et anisotrope. Il existe de nombreuses solutions disponibles pour modéliser la résistivité électrique isotrope, mais les solutions anisotropes font encore défaut. Plusieurs auteurs travaillant sur cette question ont cherché à résoudre le problème anisotrope en éléments finis (Greenhalgh et al., 2009), et bien que cette méthode possède des avantages importants (grilles irrégulières, meilleure reproduction des écoulements, etc.), les différences finies sont en général plus faciles à implémenter et requièrent moins de mémoire lors des calculs. Bien qu'aujourd'hui des solutions partielles aient très récemment vu le jour (Pekşen et al., 2018), aucun code numérique permettant le traitement anisotrope des mesures électriques en différences finies n'existait à notre connaissance lorsque ce travail a été entamé. C'est pourquoi

AIM4RES, un code de modélisation directe et inverse en différences finies 2.5D a été développé pour les besoins de cette étude (<https://github.com/Simoger/AIM4RES>). Le chapitre 2 détaille ce point. Grâce à des exemples synthétiques, notre code a montré sa capacité à : 1. reproduire la réponse analytique de modèles synthétiques simples (problème direct) et 2. caractériser ρ anisotrope dans le sous-sol (problème inverse). Dans le cas de modèles synthétiques simples, les erreurs de modélisation sont très faibles. Finalement, AIM4RES a été utilisé sur des données réelles, et ce dernier a montré sa capacité à mettre en évidence l'anisotropie dans un contexte complexe et bruité.

Il existe très peu d'études dans la littérature géophysique sur les effets de l'anisotropie sur la caractérisation électrique du sous-sol et la plupart des méthodes utilisées jusqu'à ce jour se limitent à des données de surface (Loke et al., 2013a; Yeboah-Forson et al., 2014; Pekşen et al., 2018). Cette thèse s'intéresse dans le chapitre 3 aux effets qu'engendre l'anisotropie sur les mesures et la production de modèle de ρ par inversion. Des phénomènes induits par l'anisotropie, tels que le paradoxe de l'anisotropie et le principe d'équivalence, impliquent que des mesures en puits et de surface sont nécessaires pour l'étude systématique de ρ anisotrope. En tirant alors profit de ses effets, plusieurs méthodes sont proposées pour vérifier la présence d'anisotropie dans un milieu donné. Cette étape ne permet cependant pas de quantifier l'anisotropie. Une étude synthétique est alors développée pour démontrer la capacité d'AIM4RES à reproduire l'état électrique du sous-sol de manière précise. Cette étude, conçue de manière à reproduire de manière réaliste le site d'étude, permet en particulier d'étudier la sensibilité des différentes configurations quadripolaires possibles, ce qui a permis de révéler que certaines de ces configurations ne sont peu ou pas du tout sensibles à l'anisotropie. Les mesures ainsi obtenues sont incapables de contribuer à l'inversion et doivent être exclues. L'étude du cas réel est ensuite effectuée, et a révélé une importante anisotropie de ρ sur le site de Saint-Lambert-de-Lauzon. Ce résultat constitue une avancée importante, car aucune étude n'a alors produit d'image précise de ρ anisotrope basée sur des mesures surface-forage.

5.2 Assimilation des données électriques et hydrauliques

La seconde étape de l'étude consiste à assimiler les méthodes géophysiques et hydrauliques dans le but de caractériser K anisotrope. Le lien théorique entre l'anisotropie de conductivité hydraulique et l'anisotropie de résistivité électrique est déjà connu (Tabbagh, 1995) et a été mis empiriquement en équation dans le but de caractériser K en tenant compte de l'anisotropie (Yeboah-Forson et al., 2014). Cependant, des essais en laboratoire sur des échantillons de roche granulaire ont permis de vérifier que l'anisotropie électrique est effectivement équivalente à l'anisotropie

hydraulique (Adams et al., 2016), et aucune vérification expérimentale de ce lien n'a encore été proposée *in situ*. Les chapitres 3 et 4 de cette thèse s'intéressent pour la première fois à une telle vérification. L'anisotropie électrique obtenue après l'inversion des mesures obtenues à SLdL est comparée à l'anisotropie hydraulique obtenue par Paradis et al. (2016a) sur le même terrain. La première montre d'importantes similitudes avec la seconde : les deux varient dans la même gamme d'amplitude et montrent des variations verticales rapides. De plus, les patrons d'anisotropie des deux propriétés sont très proches, confirmant le lien profond les unissant. Bien que certaines limitations comme la disparité de support numérique des modèles géophysique et hydraulique empêchent leur comparaison directe, par exemple en examinant leur corrélation, les deux anisotropies sont considérées comme équivalentes dans la suite de l'étude.

L'analyse statistique des mesures en puits de ρ_H et K_H enregistrées aux mêmes positions révèle une relation complexe et non linéaire. Cette dernière, ainsi que la covariance des données hydrauliques permettent de produire un ensemble de sections de K_H grâce à l'approche d'assimilation stochastique par simulation séquentielle bayésienne. Les méthodes conventionnelles ne permettent pas d'estimer ρ_V et K_V en puits. Toutefois, nous avons montré que l'anisotropie de K est équivalente à celle de ρ et est donc obtenue par inversion électrique. Pour compenser l'incertitude associée au processus d'inversion, plusieurs sections d'anisotropie sont considérées. La simulation et l'inversion permettent ainsi d'obtenir un grand nombre de sections de K anisotrope. Une phase d'optimisation est alors implémentée pour faire émerger le modèle de K optimal, c'est-à-dire reproduisant le mieux les mesures des charges hydrauliques observées lors d'essais de tomographie hydraulique entre puits (Paradis et al., 2016a). La tomographie hydraulique a l'avantage d'être très sensible à l'anisotropie de K ce qui en fait une méthode de choix pour optimiser et valider l'approche d'assimilation. Seule une partie (25 %) des mesures tomographiques sont utilisées dans la phase d'optimisation dans le but de démontrer son aptitude à estimer le modèle réaliste recherché sans lui introduire un trop grand nombre de contraintes *a priori*. Pour cela, une phase de validation permet de comparer l'ajustement des charges calculées avec les charges mesurées non utilisées (75 % des mesures tomographiques) dans le calcul d'optimisation. Cette vérification montre que le modèle optimisé reproduit un ajustement globalement bon, bien que de qualité variable selon les mesures considérées. Elle présente néanmoins un résultat très encourageant, incitant à la poursuite de travaux sur la caractérisation hydrogéophysique de la conductivité hydraulique anisotrope initié dans cette thèse.

5.3 Limitations identifiées et améliorations proposées

Cette section discute des améliorations possibles dans l'exécution de l'approche d'assimilation proposée, tel qu'identifiées tout au long de son développement.

Acquisition des données ERT

Les données ERT ont été acquises en surface et en forage. Dans ce dernier cas, les électrodes sont immergées dans deux puits d'environ 5 cm de diamètre crépinés sur toute leur longueur, permettant l'écoulement de l'eau et la circulation de l'électricité dans le milieu. Malgré cette installation, le courant électrique semble être en partie canalisé dans la direction du puits lors des mesures. Le court-circuit a une incidence sur la caractérisation électrique : les composantes du tenseur ρ sont mal estimées, surévaluant ρ_V au détriment de ρ_H , et l'anisotropie est artificiellement diminuée dans les environs des puits. L'analyse des données a montré que ce phénomène est exacerbé lorsque les deux électrodes de courant se trouvent dans le même forage, c'est pourquoi les mesures impliquant une telle disposition ont été éliminées. Ceci a permis de diminuer drastiquement l'effet délétère induit par le phénomène de court-circuit sans toutefois complètement l'annuler. Pour corriger cet effet, un système d'obturateurs pourrait être mis en place pour isoler les électrodes dans le puits, forçant ainsi le courant à circuler dans le milieu, et produisant ainsi une caractérisation plus réaliste.

De plus, la tomographie électrique a une sensibilité très faible dans la partie la plus profonde de la section de sous-sol investiguée, du fait de la faible couverture des mesures. La partie la plus profonde de la section de ρ anisotrope, beaucoup moins contrainte, est systématiquement moins bien caractérisée. Pour corriger ce problème et améliorer le résultat final, il est nécessaire de disposer d'un puits plus profond que la profondeur maximum de la zone investiguée. C'est pour cette raison, les charges hydrauliques observées les plus profondes sont mal ajustées lors de l'optimisation par déformation graduelle.

Modélisation électrique anisotrope

Les données ERT ont été inversées avec AIM4RES sous l'hypothèse forte mais réaliste d'une anisotropie horizontale/verticale. Néanmoins, l'inversion peut être effectuée sans cette contrainte. Une caractérisation plus réaliste pourrait alors être effectuée, en particulier autour des puits (dû à l'influence du court-circuit électrique supposé). Cependant, en passant de deux à trois propriétés

à inverser (ρ_H , ρ_V , angle d'anisotropie), la complexité du problème inverse et les risques de divergence ou de convergence vers un minimum local augmentent.

L'analyse de sensibilité des mesures a montré qu'il est difficile d'établir *a priori* un dispositif adapté, ce dernier dépendant fortement de la structure anisotrope du sous-sol. AIM4RES permet de pénaliser certaines mesures en fonction de leur sensibilité pour diminuer la trop grande influence des mesures les plus sensibles au détriment de mesures moins sensibles mais porteuses d'information. Cette analyse, qui n'a pu être effectuée pendant cette thèse, pourrait améliorer significativement la caractérisation électrique du milieu anisotrope.

Prise en compte de l'emmagasinement spécifique pendant l'optimisation par déformation graduelle

La phase d'optimisation par déformation graduelle a été effectuée en considérant les mesures de charges obtenues par tomographie hydraulique. Cette méthode fait intervenir le tenseur de conductivité K ainsi que l'emmagasinement spécifique S_S . L'approche proposée dans cette étude ne permet pas d'estimer l'emmagasinement, et ce paramètre possède une influence significative sur les charges (Paradis et al., 2013). Même si une valeur constante et représentative de l'aquifère (basée sur un essai de pompage) a été utilisée dans cette étude, de nouvelles expériences pourraient être mises en œuvre pour estimer l'effet de S_S sur l'étape d'optimisation. Sa distribution pourrait ainsi être extrapolée, par un gradient constant par exemple. En introduisant dans l'ensemble de sections simulées de K cette nouvelle information, l'optimisation pourrait produire un modèle final ajustant mieux les mesures de charges observées. Nous avons fait l'expérience de diminuer la valeur de S_S dans le modèle optimisé obtenu dans chapitre 4, pour comparer l'ajustement des courbes de charges hydrauliques du test t21-602. La figure 5.1 montre la variation de l'ajustement en fonction du paramètre d'emmagasinement. Notamment, la courbe de charge variant avec la plus grande amplitude est mieux ajustée, ce qui étaye le besoin d'étudier plus en profondeur l'effet de S_S .

Enfin, l'optimisation par la méthode de déformation graduelle a été effectuée en utilisant une formulation à trois réalisations. Des travaux ont montré qu'une formulation à quatre réalisations pourrait produire un meilleur ajustement (Rezaee et al., 2018), et pourrait par conséquent remplacer la formulation utilisée dans cette étude. D'autres méthodes d'optimisation pourraient être envisagées, telles que les filtres de Kalman d'ensemble. Ces derniers permettent d'estimer l'incertitude associée aux modèles optimisés.

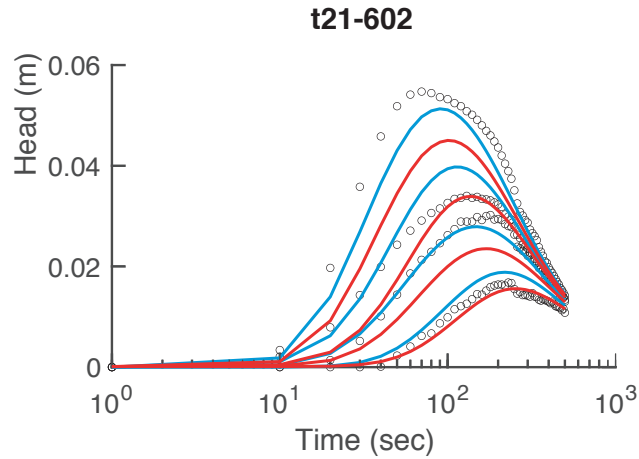


FIGURE 5.1 : Impact de l'emménagement spécifique sur la charge hydraulique

Comparaison entre les charges calculées (courbes rouges et bleues) et mesurées (symboles $\circ$ noirs) sur chaque intervalle d'observation de la tomographie hydraulique t21r17 ([chapitre 4](#)). Les courbes rouges sont les réponses (charges) du modèle anisotropiques auquel est associé une valeur de $S_S = 6.1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ ([figure 4.9](#)). Les courbes bleues sont les réponses du modèle anisotropiques auquel est associé une valeur de $S_S = 4 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$.

5.4 Résumé de l'étude hydrogéophysique et travaux futurs

La géophysique est une discipline dont les méthodes et les mesures peuvent contribuer pleinement à la caractérisation hydrogéologique approfondie. Nous avons montré dans cette étude que la diagraphie électrique, la tomographie de résistivité électrique et les données hydrogéologiques (K_H et charges hydrauliques) permettaient de quantifier convenablement l'anisotropie de conductivité hydraulique dans le sous-sol.

Cette étude prépare le terrain à de futures études de caractérisation hydraulique 3D à grande échelle. Si les méthodes hydrauliques nécessitent deux puits, la géophysique n'a besoin que d'un unique puits pour la caractérisation anisotrope. En introduisant des électrodes en forage et en déplaçant les électrodes de surface autour du puits, il serait alors aisé de faire l'acquisition d'un grand nombre de mesures dans une grande région dont le puits serait le point central. Une étape de calibration basée sur cette étude permettrait ensuite d'extrapoler les valeurs de K dans cette région.

RÉFÉRENCES

- Aaltonen J (2001) *Ground monitoring using resistivity measurements in glaciated terrains*. Thèse de doctorat, Institutionen för anläggning och miljö.
- Adams AL, Nordquist TJ, Germaine JT, Flemings PB (2016) Permeability anisotropy and resistivity anisotropy of mechanically compressed mudrocks. *Canadian Geotechnical Journal*, 53(9):1474–1482.
- Ahmed S, Marsily GD (1993) Cokriged estimation of aquifer transmissivity as an indirect solution of the inverse problem : A practical approach. *Water Resources Research*, 29(2):521–530. DOI :10.1029/92wr00226.
- Al-Hazaimay S, Huisman JA, Zimmermann E, Vereecken H (2016) Using electrical anisotropy for structural characterization of sediments : an experimental validation study. *Near Surface Geophysics*, 14(4):357–369.
- Amatyakul P, Vachiratienchai C, Siripunvaraporn W (2017) Wsjointinv2d-mt-dcr : An efficient joint two-dimensional magnetotelluric and direct current resistivity inversion. *Computers & Geosciences*, 102:100–108.
- Annan AP (2005) GPR methods for hydrogeological studies. *Hydrogeophysics*, Springer, pages 185–213.
- Archie GE (1942) The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Petroleum Technology*, (October):54–62.
- Asten M (1974) The influence of electrical anisotropy on mise a la masse surveys. *Geophysical Prospecting*, 22(2):238–245.
- Aster R (2013) *Parameter estimation and inverse problems*. Academic Press, Waltham, MA.
- Babin, A., Centre d'études en enseignement du Canada (1986) *L'InterAtlas : les ressources du Québec et du Canada*. Centre éducatif et culturel.
- Barry F, Ophori D, Hoffman J, Canace R (2009) Groundwater flow and capture zone analysis of the central Passaic river basin, New Jersey. *Environmental Geology*, 56:1593–1603. DOI :10.1007/s00254-008-1257-5.
- Bauman P (2005) 2-d resistivity surveying for hydrocarbons—a primer. *CSEG Recorder*, 30(4):25–33.
- 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*. Thèse de doctorat.
- Bing Z, Greenhalgh S (2000) Cross-hole resistivity tomography using different electrode configurations. *Geophysical prospecting*, 48(5):887–912.

- Binley A, Hubbard SS, Huisman JA, Revil A, Robinson DA, Singha K, Slater LD (2015) The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water resources research*, 51(6):3837–3866.
- Binley A, Kemna A (2005) DC resistivity and induced polarization methods. *Hydrogeophysics*, Springer, pages 129–156.
- Blouin M, Martel R, Gloaguen E (2012) Accounting for aquifer heterogeneity from geological data to management tools. *Ground Water*. DOI :10.1111/j.1745-6584.2012.00982.x.
- Bohling GC, Butler JJ (2001a) Ir2dinv : A finite-difference model for inverse analysis of two-dimensional linear or radial groundwater flow. *Computers & Geosciences*, 27(10):1147 – 1156. DOI :[https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00036-X](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00036-X).
- Bohling GC, Butler Jr JJ (2001b) Lr2dinv : A finite-difference model for inverse analysis of two-dimensional linear or radial groundwater flow. *Computers & Geosciences*, 27(10):1147–1156.
- Bolduc AM (2003) *Géologie des formations superficielles, Charny, Québec*. Commission géologique du Canada.
- Bouchedda A (2010) *Inversion conjointe des données électriques et de radar en forage*. Thèse de doctorat, Université de Montréal, École Polytechnique de Montréal.
- Burns Jr WA et al. (1969) New single-well test for determining vertical permeability. *Journal of petroleum technology*, 21(06):743–752.
- Butler JJ (2005) Hydrogeological methods for estimation of spatial variations in hydraulic conductivity. *Hydrogeophysics*, Springer, pages 23–58.
- Butler, J.J. MC (1995) *Well-testing Methodologies for Characterizing Heterogeneities in Alluvial-aquifer Systems : Final Technical Report. Report 95-75*.
- Cassiani G, Böhm G, Vesnaver A, Nicolich R (1998) A geostatistical framework for incorporating seismic tomography auxiliary data into hydraulic conductivity estimation. *Journal of Hydrology*, 206(1-2):58–74. DOI :10.1016/s0022-1694(98)00084-5.
- Cassiani G, Bruno V, Villa A, Fusi N, Binley AM (2006) A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 59(3):244 – 259. DOI :<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.10.007>.
- Cassiani G, Medina MA (1997) Incorporating auxiliary geophysical data into ground-water flow parameter estimation. *Ground Water*, 35(1):79–91.
- Chambers JE, Kuras O, Meldrum PI, Ogilvy RD, Hollands J (2006) Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, 71(6):B231–B239.
- Corwin DL, Lesch SM (2003) Application of soil electrical conductivity to precision agriculture. *Agronomy Journal*, 95(3):455. DOI :10.2134/agronj2003.0455.
- Dafflon B, Irving J, Holliger K (2010) Calibration of high-resolution geophysical data with tracer test measurements to improve hydrological predictions. *Advances in water resources*, 33(1):55–68.

RÉFÉRENCES

- Dagan G, Rubin Y (1988) Stochastic identification of recharge, transmissivity, and storativity in aquifer transient flow : A quasi-steady approach. *Water Resources Research*, 24(10):1698–1710. DOI :10.1029/wr024i010p01698.
- de Franco R, Biella G, Tosi L, Teatini P, Lozej A, Chiozzotto B, Giada M, Rizzetto F, Claude C, Mayer A, Bassan V, Gasparetto-Stori G (2009) Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography : The chioggia test site (venice lagoon, italy). *Journal of Applied Geophysics*, 69(3):117 – 130. DOI :https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.08.004.
- de Marsily G (2004) *Cours d'hydrogéologie*.
- de Marsily G, Delay F, Gonçalves J, Renard P, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal*, 13(1):161–183. DOI :10.1007/s10040-004-0432-3.
- Delhomme JP (1979) Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters : A geostatistical approach. *Water Resources Research*, 15(2):269–280. DOI :10.1029/wr015i002p00269.
- Demirel S, Irving J, Roubinet D (2018) Comparison of rev size and tensor characteristics for the electrical and hydraulic conductivities in fractured rock. *Geophysical Journal International*, 216(3):1953–1973.
- Desbarats AJ, Srivastava RM (1991) Geostatistical characterization of groundwater flow parameters in a simulated aquifer. *Water Resources Research*, 27(5):687–698. DOI :10.1029/90wr02705.
- Dey A, Morrison H (1979) Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27(1):106–136.
- Doetsch JA, Coscia I, Greenhalgh S, Linde N, Green A, Günther T (2010) The borehole-fluid effect in electrical resistivity imaging. *Geophysics*, 75(4):F107–F114.
- Doussan C, Ruy S (2009) Prediction of unsaturated soil hydraulic conductivity with electrical conductivity. *Water Resources Research*, 45(October 2015):1–12. DOI :10.1029/2008WR007309.
- Doyen PM (1988) Porosity from seismic data : A geostatistical approach. *Geophysics*, 53(10):1263–1275. DOI :10.1190/1.1442404.
- Doyen PM, Den Boer LD (1996) *Bayesian sequential Gaussian simulation of lithology with non-linear data*. US Patent 5,539,704.
- Dubreuil-Boisclair C (2009) *Estimation des propriétés hydrauliques d'un aquifère par simulation séquentielle gaussienne bayésienne*.
- 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(4):J13–J25.
- Ezzedine S, Rubin Y, Chen J (1999) Bayesian method for hydrogeological site characterization using borehole and geophysical survey data : Theory and application to the lawrence livermore national laboratory superfund site. *Water resources research*, 35(9):2671–2683.
- Falta RW, Basu N, Rao PS (2005) Assessing impacts of partial mass depletion in dnapi source zones : li. coupling source strength functions to plume evolution. *Journal of Contaminant Hydrology*, 79(1-2):45–66.

- Franssen HJH, Brunner P, Makobo P, Kinzelbach W (2008) Equally likely inverse solutions to a groundwater flow problem including pattern information from remote sensing images. *Water Resources Research*, 44(1). DOI :10.1029/2007wr006097.
- Gernez S, Bouchedda A, Gloaguen E, Paradis D (2019a) comparison between hydraulic conductivity anisotropy and electrical resistivity anisotropy from tomography inverse modeling. *Frontiers in Environmental Science*.
- Gernez S, Bouchedda A, Gloaguen E, Paradis D (2019b) aim4res, an open-source 2.5d finite differences matlab library for anisotropic electrical resistivity modelling.
- Gleick PH (1993) Water in crisis. *Pacific Institute for Studies in Dev., Environment & Security. Stockholm Env. Institute, Oxford Univ. Press.* 473p, 9.
- Gloaguen E, Chouteau M, Marcotte D, Chapuis R (2001) Estimation of hydraulic conductivity of an unconfined aquifer using cokriging of GPR and hydrostratigraphic data. *Journal of Applied Geophysics*, 47(2):135–152. DOI :10.1016/S0926-9851(01)00057-X.
- Goltz MN, Huang J, Close ME, Flintoft MJ, Pang L (2008) Use of tandem circulation wells to measure hydraulic conductivity without groundwater extraction. *Journal of contaminant hydrology*, 100(3-4):127–136.
- Gómez-Hernández JJ, Sahuquillo A, Capilla J (1997) Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data — i. theory. *Journal of Hydrology*, 203(1): 162–174.
- Goovaerts P (1997) *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press on Demand.
- Greenhalgh S, Wiese T, Marescot L (2010) Comparison of dc sensitivity patterns for anisotropic and isotropic media. *Journal of Applied Geophysics*, 70(2):103–112.
- Greenhalgh SA, Zhou B, Greenhalgh M, Marescot L, Wiese T (2009) Explicit expressions for the fréchet derivatives in 3d anisotropic resistivity inversion. *GEOPHYSICS*, 74(3):F31–F43.
- Günther T, Rücker C (2009) Advanced inversion strategies using a new geophysical inversion and modelling library. *Near Surface 2009 - 15th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, EAGE Publications BV.
- Hadamard J (1902) Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique. *Princeton university bulletin*, pages 49–52.
- Hart DJ, Bradbury KR, Feinstein DT (2006) The vertical hydraulic conductivity of an aquitard at two spatial scales. *Groundwater*, 44(2):201–211.
- Herckenrath D, Auken E, Christiansen L, Behroozmand AA, Bauer-Gottwein P (2012) Coupled hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing : Will it work in practice? *Water Resources Research*, 48(1).
- Herwanger JV, Pain CC, Binley A, De Oliveira CRE, Worthington MH (2004) Anisotropic resistivity tomography. *Geophysical Journal International*, 158(2):409–425. DOI :10.1111/j.1365-246X.2004.02314.x.

RÉFÉRENCES

- Hirasaki GJ et al. (1974) Pulse tests and other early transient pressure analyses for in-situ estimation of vertical permeability. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 14(01):75–90.
- Hoeksema RJ, Kitanidis PK (1984) An application of the geostatistical approach to the inverse problem in two-dimensional groundwater modeling. *Water Resources Research*, 20(7):1003–1020. DOI :10.1029/wr020i007p01003.
- Hu LY, Blanc G, Noetinger B (2001) Gradual deformation and iterative calibration of sequential stochastic simulations. *Mathematical Geology*, 33(4):475–489. DOI :10.1023/A :1011088913233.
- Hvilshøj S, Jensen K, Madsen B (2000) Single-well dipole flow tests : Parameter estimation and field testing. *Groundwater*, 38(1):53–62. DOI :10.1111/j.1745-6584.2000.tb00202.x.
- Hyndman DW, Harris JM (1996) Traveltime inversion for the geometry of aquifer lithologies. *Geophysics*, 61(6):1728–1737.
- Hyndman DW, Harris JM, Gorelick SM (1994) Coupled seismic and tracer test inversion for aquifer property characterization. *Water Resources Research*, 30(7):1965–1977.
- Ingeman-Nielsen T, Baumgartner F (2006) Cr1dmod : A matlab program to model 1d complex resistivity effects in electrical and electromagnetic surveys. *Computers & Geosciences*, 32(9): 1411–1419.
- Ismail A, Anderson NL, Rogers JD (2005) Hydrogeophysical investigation at luxor, southern egypt. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 10(1):35–49.
- Jardani A, Revil A (2009) Stochastic joint inversion of temperature and self-potential data. *Geophysical Journal International*, 179(1):640–654.
- Johnson TC, Hammond GE, Chen X (2017) Pflotran-e4d : A parallel open source pflotran module for simulating time-lapse electrical resistivity data. *Computers & geosciences*, 99:72–80.
- Kabala ZJ (1993) The dipole flow test : A new single-borehole test for aquifer characterization. *Water Resources Research*, 29(1):99–107. DOI :10.1029/92wr01820.
- Keller GV, Frischknecht FC (1966) Electrical methods in geophysical prospecting.
- Kemna A, Vanderborght J, Kulesa B, Vereecken H (2002) Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ert) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 267(3):125 – 146. DOI :https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00145-2.
- Kenkel J, Kemna A (2016) Sensitivity of 2-d complex resistivity measurements to subsurface anisotropy. *Geophysical Journal International*, 208(2):1043–1057. DOI :10.1093/gji/ggw353.
- Kleinecke D (1971) Use of linear programming for estimating geohydrologic parameters of groundwater basins. *Water Resources Research*, 7(2):367–374. DOI :10.1029/wr007i002p00367.
- Klute A, Dirksen C (1986) Hydraulic conductivity and diffusivity : Laboratory methods. *Methods of soil analysis : part 1—physical and mineralogical methods*, (methodsofsoilan1):687–734.
- Knochenmus LA, Robinson JL (1996) Descriptions of anisotropy and heterogeneity and their effect on ground-water flow and areas of contribution to public supply wells in a karst carbonate aquifer system. USGPO; US Geological Survey, Branch of Information Services [distributor],.

- Kruseman GP, Ridder NA et al. (1990) *Analysis and evaluation of pumping test data*. Numéro 47.
- LaBrecque DJ, Miletto M, Daily W, Ramirez A, Owen E (1996) The effects of noise on occam's inversion of resistivity tomography data. *GEOPHYSICS*, 61(2):538–548. DOI :10.1190/1.1443980.
- LaBrecque DJ, Yang X (2001) Difference inversion of ert data : A fast inversion method for 3-d in situ monitoring. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 6(2):83–89.
- Le Ravalec-Dupin M (2005) Inverse stochastic modeling of flow in porous media. *Editions Technip, Paris*.
- Lee KS, Cho IK, Kim YJ (2016) Borehole effect in 2.5 d crosshole resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 135:212–222.
- Lesmes DP, Friedman SP (2005) Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. *Hydrogeophysics*, Springer, pages 87–128.
- Li P, Uren NF (1998) Analytical solution for the electric potential due to a point source in an arbitrarily anisotropic half-space. *Journal of Engineering Mathematics*, 33(2):129–140.
- Li Y, Oldenburg DW (1996) Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*, Society of Exploration Geophysicists, pages 1142–1145.
- Linde N, Binley A, Tryggvason A, Pedersen LB, Reil A (2006) Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar traveltimes data. *Water Resources Research*, 42(12).
- Llopis-Albert C, Capilla J (2010) Stochastic inverse modelling of hydraulic conductivity fields taking into account independent stochastic structures : A 3d case study. *Journal of Hydrology*, 391(3-4):277–288. DOI :10.1016/j.jhydrol.2010.07.028.
- Lochbühler T, Doetsch J, Brauchler R, Linde N (2013) Structure-coupled joint inversion of geophysical and hydrological data. *Geophysics*, 78(3):ID1–ID14.
- Loke M, Chambers J, Rucker D, Kuras O, Wilkinson P (2013a) Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of applied geophysics*, 95:135–156.
- Loke M, Dahlin T, Rucker DF (2013b) Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3d resistivity surveys. *Near Surface Geophysics*, 12(1):5–24. DOI :10.3997/1873-0604.2013025.
- Loke MH (2008) *Constrained Time-Lapse Resistivity Imaging Inversion*.
- Lüling MG (2013) The paradox of anisotropy in electric logging : A simple proof and extensions to other physics domains. *GEOPHYSICS*, 78(1):W1–W8. DOI :10.1190/geo2012-0123.1.
- Lunne T, Robertson P, Powell J (1997) Cone penetration testing in geotechnical practice., 1997. *Blackie Academic and Professional, London*.
- Maillet R (1947) THE FUNDAMENTAL EQUATIONS OF ELECTRICAL PROSPECTING. *GEOPHYSICS*, 12(4):529–556. DOI :10.1190/1.1437342.
- Meerschaert MM, Dogan M, Van Dam RL, Hyndman DW, Benson DA (2013) Hydraulic conductivity fields : Gaussian or not? *Water resources research*, 49(8):4730–4737.

RÉFÉRENCES

- Menke W (1989) *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*.
- 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. Mémoire de maîtrise.
- Naudet V (2004) *The electrical resistivity and self-potential methods applied to the study of contaminated sites*. Thèses, Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III.
- Nelson RW (1960) In-place measurement of permeability in heterogeneous media : 1. theory of a proposed method. *J. Geophys. Res.*, 65(6):1753–1758. DOI :10.1029/jz065i006p01753.
- Neuman SP (1973) Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty. *Water Resources Research*, 9(4):1006–1021. DOI :10.1029/wr009i004p01006.
- Neyamadpour A, Taib S, Abdullah WW (2009) Using artificial neural networks to invert 2d dc resistivity imaging data for high resistivity contrast regions : A matlab application. *Computers & Geosciences*, 35(11):2268–2274.
- Onur M, Hegeman PS, Kuchuk FJ et al. (2002) Pressure-pressure convolution analysis of multiprobe and packer-probe wireline formation tester data. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, San Antonio, Texas*, Society of Petroleum Engineers.
- Paasche H, Tronicke J, Holliger K, Green AG, Maurer H (2006) Integration of diverse physical-property models : Subsurface zonation and petrophysical parameter estimation based on fuzzy c-means cluster analyses. *Geophysics*, 71(3):H33–H44.
- Pain CC, Herwanger JV, Saunders JH, Worthington MH, de Oliveira CR (2003) Anisotropic resistivity inversion. *Inverse Problems*, 19(5):1081.
- Palacky G (1988) Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1:53–129.
- Papadopoulos NG, Yi MJ, Kim JH, Tsourlos P, Tsokas GN (2010) Geophysical investigation of tumuli by means of surface 3d electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 70(3):192 – 205. DOI :<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.12.001>.
- Paradis D (2014) *Contributions au développement de la caractérisation de l'hétérogénéité hydraulique des aquifères*. Thèse de doctorat.
- Paradis D, Gloaguen E, Lefebvre R, Giroux B (2015a) Resolution analysis of tomographic slug test head data : Two-dimensional radial case. *Water Resources Research*, 51(4):2356–2376.
- Paradis D, Gloaguen E, Lefebvre R, Giroux B (2016a) A field proof-of-concept of tomographic slug tests in an anisotropic littoral aquifer. *Journal of Hydrology*.
- Paradis D, Lefebvre R (2013) Single-well interference slug tests to assess the vertical hydraulic conductivity of unconsolidated aquifers. *Journal of Hydrology*, 478:102–118.
- Paradis D, Lefebvre R, Gloaguen E, Giroux B (2015b) Assessment of test initiation method on hydraulic tomography resolution.
- Paradis D, Lefebvre R, Gloaguen E, Giroux B (2016b) Comparison of slug and pumping tests for hydraulic tomography experiments : a practical perspective. *Environmental Earth Sciences*, 75(16):1159.

- Paradis D, Lefebvre R, Gloaguen E, Rivera A (2015c) Predicting hydrofacies and hydraulic conductivity from direct-push data using a data-driven relevance vector machine approach : Motivations, algorithms, and application. *Water Resources Research*, 51(1):481–505.
- Paradis D, Lefebvre R, Morin RH, Gloaguen E (2011) Permeability profiles in granular aquifers using flowmeters in direct-push wells. *Groundwater*, 49(4):534–547.
- Paradis D, Tremblay L, Lefebvre R, Gloaguen E, Rivera A, Parent M, Ballard JM, Michaud Y, Brunet P (2014) Field characterization and data integration to define the hydraulic heterogeneity of a shallow granular aquifer at a sub-watershed scale. *Environ Earth Sci*, 72(5):1325–1348.
- Pekşen E, Yas T (2018) Resistivity inversion of transversely isotropic media. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27(2):152–166.
- Peltoniemi M (1996) Environmental geophysics in finland : state of the art. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1996*, Society of Exploration Geophysicists, pages 963–969.
- Pidlisecky A, Knight R (2008) Fw2_5d : A matlab 2.5-d electrical resistivity modeling code. *Computers & Geosciences*, 34(12):1645–1654.
- Pidlisecky A, Knight R, Haber E (2006) Cone-based electrical resistivity tomography. *GEOPHYSICS*, 71(4):G157–G167. DOI :10.1190/1.2213205.
- Polydorides N, Lionheart WR (2002) A matlab toolkit for three-dimensional electrical impedance tomography : a contribution to the electrical impedance and diffuse optical reconstruction software project. *Measurement science and technology*, 13(12):1871.
- Rahman A, Tsai FTC, White CD, Carlson DA, Willson CS (2006) Geophysical data integration and conditional uncertainty analysis on hydraulic conductivity estimation. *World Environmental and Water Resource Congress 2006*, American Society of Civil Engineers (ASCE).
- Rezaee H, Marcotte D (2018) Calibration of categorical simulations by evolutionary gradual deformation method. *Computational Geosciences*, 22(2):587–605.
- Robinson D, Binley A, Crook N, Day-Lewis F, Ferré T, Grauch V, Knight R, Knoll M, Lakshmi V, Miller R et al. (2008) Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics : A vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(18):3604–3635.
- Roggero F, Hu L et al. (1998) Gradual deformation of continuous geostatistical models for history matching. *SPE annual technical conference and exhibition*, Society of Petroleum Engineers.
- Rubin Y, Hubbard S (2005) Stochastic forward and inverse modeling : the “hydrogeophysical” challenge. *Hydrogeophysics*, Springer, pages 487–511.
- Rubin Y, Hubbard SS (2006a) *Hydrogeophysics*. volume 50. Springer Science & Business Media.
- Rubin Y, Hubbard SS (2006b) *Hydrogeophysics*. volume 50. Springer Science & Business Media.
- Ruggeri P, Gloaguen E, Lefebvre R, Irving J, Holliger K (2014) Integration of hydrological and geophysical data beyond the local scale : Application of bayesian sequential simulation to field data from the saint-lambert-de-lauzon site, québec, canada. *Journal of Hydrology*, 514:271–280.

RÉFÉRENCES

- Ruggeri P, Irving J, Gloaguen E, Holliger K (2013) Regional-scale integration of multiresolution hydrological and geophysical data using a two-step bayesian sequential simulation approach. *Geophysical Journal International*, 194(1):289–303.
- Santarato G, Ranieri G, Occhi M, Morelli G, Fischanger F, Gualerzi D (2011) Three-dimensional electrical resistivity tomography to control the injection of expanding resins for the treatment and stabilization of foundation soils. *Engineering Geology*, 119(1-2):18–30. DOI :10.1016/j.enggeo.2011.01.009.
- Sheng JJ (2009) A new technique to determine horizontal and vertical permeabilities from the time-delayed response of a vertical interference test. *Transport in porous media*, 77(3):507–527.
- Shinn JD, Timian Da, Morey RM, Mitchell G, Antle CL, Hull R (1998) Development of a CPT deployed probe for in situ measurement of volumetric soil moisture content and electrical resistivity. *Field Analytical Chemistry and Technology*, 2(2):103–109.
- Silverman B (1986) *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman & Hall/CRC Monographs on Statistics & Applied Probability. Taylor & Francis.
- Singh K, B Singh K, Lokhande R, Prakash A (2004) Multielectrode resistivity imaging technique for the study of coal seam. *Journal of Scientific and Industrial Research*, 63.
- Singh UK, Tiwari R, Singh S (2005) One-dimensional inversion of geo-electrical resistivity sounding data using artificial neural networks—a case study. *Computers & Geosciences*, 31(1):99–108.
- Singha K, Gorelick SM (2005) Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography : Field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*, 41(5).
- Slater L, Binley A, Daily W, Johnson R (2000) Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of applied geophysics*, 44(2-3):85–102.
- Stienstra P, Van Deen J (1994) Field data collection techniques—unconventional sounding and sampling methods. *Engineering geology of quaternary sediments*, pages 41–55.
- Sudicky E, Illman W, Goltz I, Adams J, McLaren R (2010) Heterogeneity in hydraulic conductivity and its role on the macroscale transport of a solute plume : From measurements to a practical application of stochastic flow and transport theory. *Water Resources Research*, 46(1).
- Sutton D, Kabala Z, Schaad D, Ruud N (2000) The dipole-flow test with a tracer : a new single-borehole tracer test for aquifer characterization. *Journal of Contaminant Hydrology*, 44(1):71 – 101. DOI :[https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(00\)00083-8](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(00)00083-8).
- Tabbagh A (1995) Méthodes électriques et électromagnétiques appliquées à l'archéologie et à l'étude de l'environnement. pages 161–192.
- Tarantola A (2005) *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. siam.
- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE (1990) *Applied geophysics*. volume 1. Cambridge university press.
- Tikhonov AN, Arsenin VY (1977) *Solutions of Ill-Posed Problems*. V. H. Winston & Sons, Washington, D.C. : John Wiley & Sons, New York,.

- Tremblay L, Lefebvre R, Paradis D, Gloaguen E (2014) Conceptual model of leachate migration in a granular aquifer derived from the integration of multi-source characterization data (st-lambert, canada). *Hydrogeology Journal*, 22(3):587–608. DOI :10.1007/s10040-013-1065-1.
- van Es B, Koren B, de Blank HJ (2014) Finite-difference schemes for anisotropic diffusion. *Journal of Computational Physics*, 272:526–549.
- VanDecar JC, Snieder R (1994) Obtaining smooth solutions to large, linear, inverse problems. *Geophysics*, 59(5):818–829.
- Wagner FM, Bergmann P, Rücker C, Wiese B, Labitzke T, Schmidt-Hattenberger C, Maurer H (2015) Impact and mitigation of borehole related effects in permanent crosshole resistivity imaging : An example from the ketzin co2 storage site. *Journal of Applied Geophysics*, 123:102–111.
- Wenzel LK, Fishel VC (1942) Methods for determining permeability of water-bearing materials, with special reference to discharging-well methods, with a section on direct laboratory methods and bibliography on permeability and laminar flow.
- Wiese T, Greenhalgh S, Marescot L (2009) DC resistivity sensitivity patterns for tilted transversely isotropic media. *Near Surface Geophysics*, 7(347). DOI :10.3997/1873-0604.2009003.
- Xiang J, Kabala Z (1997) Performance of the steady-state dipole flow test in layered aquifers. *Hydrological Processes*, 11(12):1595–1605.
- Xu B, Noel M (1991) Archaeological investigation by electrical resistivity tomography : a preliminary study. *Geophysical Journal International*, 107(1):95–102.
- Yeboah-Forson A, Whitman D (2014) Electrical resistivity characterization of anisotropy in the biscayne aquifer. *Groundwater*, 52(5):728–736.
- Ying Z, Gomez-Hernandez J (2000) An improved deformation algorithm for automatic history matching.
- Yrro BJB (2018) *Intégration de données électromagnétiques transitoires au sol et héliportées en Montérégie-Est par déformation graduelle*. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal.
- Zhou B, Greenhalgh M, Greenhalgh SA (2009) 2.5-d/3-d resistivity modelling in anisotropic media using gaussian quadrature grids. *Geophysical Journal International*, 176(1):63–80. DOI :10.1111/j.1365-246x.2008.03950.x.
- Zlotnik V, Ledder G (1996) Theory of dipole flow in uniform anisotropic aquifers. *Water Resources Research*, 32(4):1119–1128.
- Zlotnik VA, Zurbuchen BR (1998) Dipole probe : Design and field applications of a single-borehole device for measurements of vertical variations of hydraulic conductivity. *Groundwater*, 36(6):884–893. DOI :10.1111/j.1745-6584.1998.tb02095.x.
- Zlotnik VA, Zurbuchen BR, Ptak T (2001) The steady-state dipole-flow test for characterization of hydraulic conductivity statistics in a highly permeable aquifer : Horkheimer insel site, germany. *Groundwater*, 39(4):504–516. DOI :10.1111/j.1745-6584.2001.tb02339.x.
- Zuber J (1999) *Estimation non paramétrique d'une fonction de densité*.