

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

DÉTERMINATION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE À SATURATION D'UN SOL  
NON SATURÉ PAR SUIVI D'INFILTRATION À L'AIDE DE LA TOMOGRAPHIE DE  
RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

TING-KUEI CHOU

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES  
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION  
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIAE DOCTOR  
(GÉNIE MINÉRAL)  
DÉCEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée :

DÉTERMINATION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE À SATURATION D'UN SOL  
NON SATURÉ PAR SUIVI D'INFILTRATION À L'AIDE DE LA TOMOGRAPHIE DE  
RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

présentée par : CHOU Ting-Kuei

en vue de l'obtention du diplôme de : Philosophiae Doctor

a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de :

M. PASQUIER Philippe, Ph. D., président

M. CHOUTEAU Michel, Ph. D., membre et directeur de recherche

M. DUBÉ Jean-Sébastien, Ph. D., membre et co-directeur de recherche

M. CHAPUIS Robert P., D.Sc.A., membre

M. NGUYEN Frédéric, Ph. D., membre externe

## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé tout au long de mes études doctorales. Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Dr. Michel Chouteau, et mon co-directeur, Dr. Jean-Sébastien Dubé, pour avoir accepté d'être mes mentors, pour leur patience, pour leurs conseils judicieux et pour leur support inconditionnel jusqu'à la fin de cette thèse. Je voudrais aussi remercier les professeurs Robert Chapuis, Philippe Pasquier et Frédéric Nguyen (Université de Liège) pour avoir accepté d'examiner cette thèse. J'étends aussi ma reconnaissance à mes collègues et amis pour leurs encouragements et leur support moral.

De plus, je tiens à remercier Carole Kaouane pour avoir, comme collègue de bureau, partagé les émotions des doctorants arrivant en fin de thèse. Fidèle Yrro et Charles Lafrenière-Bérubé pour les discussions animées et enrichissantes, et ma copine Katia Vlakancic pour son appui et ses commentaires bien appréciés sur ma thèse.

Je remercie grandement ma famille, ma mère, Grace Su-Jing Chang, et mon père, Tim Ching-Mou Chou, pour leur patience, et leur foi en moi. Je n'aurais jamais pu terminer mes recherches sans leur soutien indéfectible.

## RÉSUMÉ

Nous présentons le développement d'une nouvelle méthodologie qui permet d'estimer la conductivité hydraulique à saturation en utilisant la tomographie de résistivité électrique lors d'un suivi d'infiltration dans un sol non-saturé ainsi que le développement d'une nouvelle méthode de maillage pour le problème d'inversion en tomographie de résistivité électrique. Cette thèse inclut deux articles qui ont été soumis dans des revues scientifiques reconnues internationalement.

Nous présentons d'abord une méthode basée sur le suivi temporel en tomographie de résistivité électrique, puis une méthode basée sur des surfaces de niveau (level-set) pour estimer la conductivité hydraulique à saturation. La tomographie électrique est utilisée pour déterminer la position du front d'eau induit par une infiltration superficielle au temps initial  $t_0$ . En connaissant la position du front à un temps ultérieur  $t_1$  et en supposant que les lignes d'écoulement sont orientées perpendiculaires au front  $t_0$ , la conductivité hydraulique à saturation peut être estimée de façon itérative à partir d'un nouvel algorithme développé et nommé KES (Ks Estimation Scheme). Si la forme du front varie grandement entre  $t_0$  et  $t_1$ , la méthode des surfaces de niveau est utilisée pour créer un sous-ensemble de fronts entre les deux temps. Cette technique permet d'obtenir une meilleure reconstruction des lignes d'écoulement et d'éviter les erreurs topologiques pouvant se produire lors de la création de ces lignes.

Pour augmenter la vitesse de convergence dans la résolution du problème inverse hydrogéologique, un paramètre contrôlant le pas de convergence est incorporé dans l'algorithme KES. Par la suite, pour augmenter la résolution verticale de la méthode imagerie électrique, des électrodes horizontales en surface et verticales dans le sol ont été utilisées. Finalement, la formule de van Genuchten est utilisée pour définir la courbe de rétention d'eau dans un milieu non saturé. Nous proposons que les paramètres de van Genuchten soient obtenus à partir des données de teneur en eau et de succion, mesurées par les sondes TDR et des tensiomètres implantés dans le sol lors des essais d'infiltration.

Plusieurs modèles synthétiques simples et complexes sont utilisés pour valider l'algorithme KES et pour déterminer ses limitations. En général, l'algorithme KES permet une bonne reconstruction de la conductivité hydraulique à saturation. Les deux principales limitations sont liées au potentiel de la méthode géophysique à pouvoir déterminer la position du front, et à la détermination des paramètres de van Genuchten pour les différents lithofaciès.



Le suivi par tomographie de résistivité électrique est utilisé pour déterminer la position du front d'infiltration dans le temps. Pour minimiser les artefacts dans les modèles d'inversion électrique, un code d'inversion de monitoring électrique a été développé. Ce code est basé sur la technique développée par Kim *et coll.* (2005). Ce sont des données électriques spatiales et temporelles qui sont inversées simultanément dans l'espace et dans le temps, permettant ainsi de minimiser les artefacts dans l'espace et dans le temps.

Finalement, une nouvelle méthode de maillage intelligent basée sur l'autocorrélation des points dans une image est développée. Cette méthode permet d'optimiser le nombre d'éléments dans le modèle inverse et permet aussi la possibilité d'obtenir une meilleure reconstruction des propriétés physiques lors de l'inversion électrique, donc un meilleur positionnement du front d'infiltration. L'algorithme de Harris Corner And Edge Detection est utilisé pour déterminer les points d'intérêts. Ces points d'intérêts correspondent aux régions où le maillage doit être raffiné. Cette méthode de maillage comprend quatre étapes principales: 1) inverser les données électriques en utilisant un maillage grossier, 2) transformer le modèle d'inversion en une image en niveaux de gris, 3) appliquer l'algorithme d'Harris, et 4) raffiner le maillage dans les régions où les points d'intérêt se retrouvent.

Des essais avec des modèles synthétiques 2D et 3D ont été faits pour valider avec succès cette nouvelle méthode de maillage. Des données de terrain en tomographie électrique ont aussi été utilisées pour confirmer l'applicabilité de cette méthode avec des données réelles bruitées. Les données de terrain ont été acquises sur la pente de Mont-Royal et sur la plage de Sept-Îles.

Les apports principaux de cette méthode de maillage sont de réduire la taille du modèle inverse, de minimiser les ressources de calcul et d'obtenir une meilleure reconstruction du modèle de départ. Nous avons vu une très grande diminution dans la quantité d'éléments utilisée et, dans certains cas, une meilleure reconstruction des propriétés électriques.

## ABSTRACT

We present the development of a new methodology to estimate the saturated hydraulic conductivity using electrical resistivity tomography to monitor water infiltration in an unsaturated soil, and the development of a new intelligent meshing technique for electrical resistivity tomography inversion problems. This thesis includes two articles that were submitted to international refereed scientific journals.

We first present a method based on time-lapse electrical resistivity tomography (ERT) and the level-set method to estimate the saturated hydraulic conductivity. ERT is used to determine the position of the infiltration front induced by surface infiltration at initial time  $t_0$ . By knowing the position of the front at a subsequent time  $t_1$  and assuming that the flow lines are oriented perpendicular to the infiltration front  $t_0$ , the saturated hydraulic conductivity can be estimated iteratively from a newly developed algorithm, Ks Estimation Scheme (KES). If the shape of the infiltration front varies greatly between  $t_0$  and  $t_1$ , the level-set method is used to create a subset of fronts between the two monitoring times. This technique provides a better reconstruction of flow lines and prevents topological errors that may occur during the creation of these lines.

To increase the rate of convergence in solving the hydrogeological inversion problem, a parameter controlling the step size is incorporated into the KES algorithm. To increase the vertical resolution of the electrical imaging method, surface and vertical ERT profiles are used. Finally, the van Genuchten equations are used to define the water retention curve in an unsaturated medium. We propose that the van Genuchten parameters be obtained using the instantaneous profile method, where water content and suction data are measured by TDR probes and tensiometers implanted in the soil during infiltration tests.

Several simple and complex synthetic models are used to validate the KES algorithm and to determine its limitations. In general, the KES algorithm allows good reconstruction of the saturated hydraulic conductivity. The two main limitations are related to the ability of the geophysical method to determine the position of the front accurately, and the ability to determine the van Genuchten parameters for different lithofacies with both accuracy and precision.

Time-lapse ERT is used to determine the position of the infiltration front between monitoring times. To minimize artifacts in the resistivity inversion model, an electrical monitoring inversion

code was developed. This code is based on the technique developed by Kim et al. (2005). Time-lapse resistivity data are inverted simultaneously in space and time, thereby minimizing the creation of artifacts in both space and time.

Finally, a new intelligent meshing technique based on the auto-correlation of points in an image is developed. This method allows optimizing the number of elements used in the inverse model and also allows the possibility to obtain a better reconstruction of physical properties upon electrical inversion and therefore a better positioning of the infiltration front. The Harris corner and edge detection algorithm is used to determine the points of interest. These points of interest correspond to regions where the mesh needs to be refined. This meshing method includes four main steps:: 1) inverting of resistivity data using a coarse mesh, 2) transforming the inversion model into a gray scale image, 3) applying the Harris corner and edge detection algorithm, and 4) refining the mesh in regions where the points of interest are found.

Tests with 2D and 3D synthetic models are made to successfully validate this new meshing technique. The applicability and robustness of this method are tested and validated using actual field data containing noise. The field data were acquired on the slope of Mount Royal and on the beach of Sept-Îles.

The main contributions of this intelligent meshing method are to reduce the size of the inverse model, to minimize the required computational resources, and possibly to obtain a better reconstruction of the true model physical properties. We have seen a huge decrease in the amount of elements used, and in some cases, a better reconstruction of the electrical properties.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	III
RÉSUMÉ.....	IV
ABSTRACT .....	VI
TABLE DES MATIÈRES .....	VIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XII
LISTE DES FIGURES.....	XIV
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS .....	XXI
LISTE DES ANNEXES.....	XXIV
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Objectifs .....	2
1.2 Contributions.....	2
1.3 Plan de thèse.....	3
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE.....	5
2.1 Méthode de résistivité électrique.....	5
2.1.1 Résolution de la méthode .....	5
2.1.2 Données temporelles .....	7
2.2 Méthode des surfaces de niveau.....	8
2.3 Méthode hydrogéophysique .....	9
CHAPITRE 3 RÉSUMÉ DES ARTICLES .....	11
3.1 Premier Article (Chapitre 5).....	11
3.2 Deuxième Article (Chapitre 6).....	12
3.3 Liens entre les articles .....	13
CHAPITRE 4 LES EFFETS DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS LE SOL.....	14

4.1	Introduction .....	14
4.2	La conductivité hydraulique.....	14
4.3	L'hétérogénéité du sol.....	14
4.4	Processus d'écoulement.....	15
4.5	Processus d'infiltration .....	17
4.6	Phénomènes physiques et chimiques .....	18
4.7	Détermination du front d'infiltration par la tomographie électrique .....	19
CHAPITRE 5      ARTICLE 1: ELECTRICAL RESISTIVITY MONITORING OF WATER INFILTRATION TO ESTIMATE THE SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY.....		24
5.1	Abstract .....	24
5.2	Introduction .....	24
5.3	Theory .....	26
5.3.1	Saturated hydraulic conductivity estimation scheme .....	26
5.3.2	Resistivity method.....	27
5.3.3	Hydrogeological model .....	29
5.3.4	Level-Set method .....	30
5.4	KES estimation scheme algorithm .....	32
5.4.1	Part one: data acquisition and preparation .....	33
5.4.2	Part two: hydrology and imaging methods .....	34
5.4.3	Part three: saturated hydraulic conductivity estimation .....	35
5.5	Validations .....	36
5.5.1	Conductivity Estimation Scheme .....	37
5.5.2	Water Retention Model .....	39
5.6	2D synthetic hydrogeological model.....	42
5.7	Fluvioglacial synthetic model .....	44

5.7.1	Hydrogeological and geophysical modeling .....	46
5.7.2	Geophysical inversion .....	49
5.8	Discussion .....	55
5.9	Conclusion.....	57
5.10	References .....	58
CHAPITRE 6 ARTICLE 2: INTELLIGENT MESHING TECHNIQUE FOR RESISTIVITY INVERSE PROBLEMS .....		64
6.1	Abstract .....	64
6.2	Introduction .....	64
6.3	DC resistivity method.....	67
6.3.1	Forward problem .....	67
6.3.2	Inversion problem .....	69
6.4	Harris corner-and-edge detectors .....	71
6.5	Intelligent meshing scheme.....	74
6.6	Mesh discretization .....	76
6.7	Dipping dyke test .....	77
6.8	Case studies .....	80
6.9	3D SYNTHETIC MODEL.....	86
6.10	Discussion .....	89
6.11	Conclusion.....	90
6.12	Acknowledgments.....	90
6.13	References .....	91
CHAPITRE 7 PROCÉDURE À SUIVRE SUR L'UTILISATION DE LA MÉTHODE KES POUR UN PROBLÈME HYDROGÉOLOGIQUE 2D .....		94
7.1	Introduction .....	94

7.2	Objectif.....	94
7.3	Théorie .....	94
7.4	Méthodologie et exemple 1 .....	97
7.4.1	Étape 1: Localisation du front d'infiltration (mouillage).....	98
7.4.2	Étape 2: Interpolation du front et ligne d'écoulement .....	100
7.4.3	Étape 3: Implémentation de la méthode KES .....	102
7.5	Exemple 2.....	106
7.6	Résolution de la méthode KES.....	110
7.7	Discussion et conclusion .....	115
CHAPITRE 8      MAILLAGE INTELLIGENT APPLIQUÉ POUR UN MODÈLE DYKE SYNTHÉTIQUE (VERSION ÉTENDUE).....		116
8.1	Introduction .....	116
8.2	Objectif, méthodologie et exemple .....	116
8.3	Discussion et conclusion .....	118
8.4	Résultats .....	119
CHAPITRE 9      DISCUSSION GÉNÉRALE.....		126
CHAPITRE 10     CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS .....		128
10.1	Conclusion.....	128
10.2	Recommandations et travaux futurs .....	128
10.3	Autres recherches possibles sur la méthode KES .....	129
RÉFÉRENCES.....		131
ANNEXE .....		139

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1: Paramètres de van Genuchten. ....	17
Tableau 4.2: Classification des pores (Brewer, 1964). ....	18
Table 5.1: Synthetic model: van Genuchten parameters for various types of soil. ....	36
Table 5.2: Estimated Ks and statistics for various step regularization values. ....	38
Table 5.3: Estimated Ks and statistics using the developed variable step-sizing convergence technique. ....	39
Table 5.4: Estimates of van Genuchten parameters with 5% Gaussian error on data. *fixed parameters. ....	41
Table 5.5: Comparison between modeled and reconstructed water content with 0.17 % error. ....	41
Table 5.6: Estimates of van Genuchten parameters with related % error. Estimation with no data error and with 5% Gaussian error. Errors on estimates are shown within brackets. ....	42
Table 5.7: Van Genuchten properties for the different lithofacies. ....	46
Table 5.8: Archie's law parameters for different lithofacies. ....	48
Table 5.9: Recovered van Genuchten parameters from water content and suction data using quasi-Newton solver. ....	49
Table 6.1: Dipping dyke mesh parameters, model misfits and data misfits. ....	78
Table 6.2: Harris parameters with minimum and maximum meshing size. ....	81
Table 6.3: Case study: Inversion analysis and data misfits. ....	81
Table 6.4: 3D synthetic model: Harris parameters with minimum and maximum meshing size, inversion analysis and data misfits. ....	87
Tableau 7.1: Paramètres de van Genuchten. ....	98
Tableau 7.2: Conductivité hydraulique à saturation estimée pour chacune des lignes. ....	104
Tableau 7.3: Paramètres de van Genuchten utilisés pour tester les problèmes directs et inverses. ....	107



Tableau 7.4: Conductivité hydraulique à saturation estimée pour chacune des lignes. ....	108
Tableau 7.5: Paramètres de van Genuchten pour le modèle 1D avec des couches stratifiées. ....	110
Tableau 7.6: Résultats d'inversion pour les scénarios 1 et 2. ....	112
Tableau 7.7: Résultats d'inversion pour les scénarios 3 et 4. ....	113
Tableau 8.1: Erreurs associées aux données et aux modèles. ....	119
Table A.1: Number of iterations and elements for the Sept-îles case study. Numbers in bold and italic font correspond to the selected inversion models. ....	140
Table A.2: Number of iterations and elements for the Mont Royal case study. Numbers in bold and italic font correspond to the selected inversion models.....	140

## LISTE DES FIGURES

- Figure 4-1: Infiltration d'eau dans un sol non-saturé et hétérogène. L'hétérogénéité du sol est produit par a) le dépôt d'une couche de sable sur de l'argile et b) par le remblayage des matériaux de construction par du sable et du gravier. L'infiltration contourne les milieux peu perméables ou imperméables (faible conductivité), et favorise les régions qui ont une conductivité plus élevée. .... 15
- Figure 4-2: Loi de Darcy, l'écoulement d'eau à travers un milieu poreux et saturé (Kirsch, 2009). .... 16
- Figure 4-3: En bleu représente la courbe de rétention d'eau et en rouge, représente la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la charge de succion pour du loam limoneux "Silt Loam" (van Genuchten, 1980). .... 16
- Figure 4-4: Vitesse d'infiltration dans un silt sableux (Hornberger *et coll.*, 2014). Une simulation de pluie a débuté au temps 0 min. La courbe bleue représente la vitesse d'infiltration maximale du sol. La courbe noire représente la vitesse d'infiltration d'eau qui reste constante jusqu'à ce que le gradient hydraulique en surface est réduit par l'effet de mouillage (une augmentation de saturation à comme effet une réduction dans la succion). Le temps où la vitesse d'infiltration d'eau décroît correspond au temps où l'eau s'accumule à la surface. ... 18
- Figure 4-5: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans du loam limoneux "Silt Loam" défini par les paramètres de van Genuchten (Table 4.1). La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) La teneur en l'eau et b) la conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps  $t = 0$  et 6 jours. .... 20
- Figure 4-6: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans un milieu hétérogène où la teneur en eau résiduelle varie en fonction de la profondeur. La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) Teneur en l'eau et b) Conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps  $t = 0$  et 6 jours. .... 21
- Figure 4-7: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans du loam limoneux avec un contenu de sel qui varie en fonction de la profondeur.

La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) Teneur en l'eau et b) Conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps $t = 0$ et 6 jours.....	22
Figure 5-1: Flowchart for KES algorithm.....	33
Figure 5-2: Comparison of convergence rates with different regularization parameters $\lambda$ . Please see table 2 for parameter values $\lambda = 1$ (purple), 0.25 (red), 0.2 (green), 0.1 (blue), 0.0667 (gold), 0.05 (brown red) and 0.01 (charcoal). True saturated hydraulic conductivity value is $1.502e-6$ m/s (dashed line). .....	38
Figure 5-3: Convergence rate for different types of subsoil using a variable and increasing regularization term.: sandy loam (green), loamy sand (blue) and heavy clay (red).....	39
Figure 5-4: Model corresponding to a vertical contact. ....	42
Figure 5-5: Vertical contact in a porous and unsaturated medium. Modeled (a, b) and reconstructed (c, d) effective saturation at $t=0$ and $t=22.22$ h. Level-set interpolation with the position of the estimated flow lines at each interpolated flow fronts (e) and the estimated hydraulic conductivity (f). ....	44
Figure 5-6: Synthetic model of the glaciofluvial deposit. Gcm has a thickness of 0.15m and is composed of fine sands and 85% gravels. Gcm,b has a thickness of 0.65m and is composed of bimodal mixing of fine-medium sand and gravel. S-x is composed of well-sorted medium sand without the presence of silt or clay. Gc-,o is composed mainly of poorly to moderately sorted matrix-free gravels with less than 10% sands. ....	45
Figure 5-7: Process flow for the two hydrogeological and hydrogeophysical approaches.....	46
Figure 5-8: Effective saturation of soil before and during the infiltration test at four different times. ....	47
Figure 5-9: Location of surface and borehole vertical electrodes location for ERT survey. ....	49
Figure 5-10: Monitoring infiltration by ERT for model in Fig 6: a) to d) are resistivity models obtained by using Archie's law to the saturation model; e) to h) are robust ERT inversion models using surface and ground data. Red lines indicate location of the infiltration front..	51

- Figure 5-11: Saturated hydraulic conductivity for a) the synthetic model, b) reconstructed model based on effective saturation data, and c) reconstructed model based on resistivity inversion data. The mean percent error for each reconstructed model is shown for 3.49% in d) and 8.11% in e) respectively. ....52
- Figure 5-12: Modeled effective saturation obtained by the KES algorithm for fronts determined using hydrogeological data (a to d) and using geophysical data (e to f). ....53
- Figure 5-13: Percent error in modeled effective saturation obtained by the KES algorithm, for fronts determined using hydrogeological data (a to d) and fronts determined using geophysical data (e to f). ....54
- Figure 6-1: Comparison between the analytical and COMSOL 3D forward solutions for a pole-pole array with 1m electrode spacing. The first medium (left) has a resistivity of 10  $\Omega\text{m}$  and the second medium (right) has a resistivity of 500  $\Omega\text{m}$ . The plain blue line and the black dots are the apparent resistivity computed by COMSOL and analytical, in red, the resistivity model. ....69
- Figure 6-2: Models showing the resistivity in  $\log(\Omega\text{m})$ . Top: Synthetic model of the conductive body of 10  $\Omega\text{m}$  in a medium of 500  $\Omega\text{m}$ . Bottom: Inversion result. ....71
- Figure 6-3: Example of Harris corners and edges detections for a checkerboard (left). Corners and edges are marked respectively in red dots and dark red lines (right). ....73
- Figure 6-4: Intelligent meshing technique flow chart. ....74
- Figure 6-5: a) model: 1000  $\Omega\text{m}$  dipping dyke in a 300  $\Omega\text{m}$  medium. Dipole-Dipole resistivity inversion models resulting from using b) the finer conventional inversion mesh, c) the conventional inversion mesh and d) the intelligent inversion mesh. ....79
- Figure 6-6: Inversion of Sept-Iles data collected on the beach a) finer conventional inversion mesh with MPE = 5.4%, b) conventional inversion mesh with MRE = 4.6%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 4.9%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 5%; d) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE = 5.5%.....83
- Figure 6-7: Inversion of the Mont-Royal abandoned ski hill data a) finer conventional inversion mesh with MRE = 1.8%, b) conventional inversion mesh with MPE = 2.0%, c) intelligent

inversion mesh trial 1 with MRE 2.7%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 3.3%; e) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE 2.5 .....	84
Figure 6-8: 3D synthetic model of a conductive block of 50 $\Omega\text{m}$ in a 300 $\Omega\text{m}$ homogenous medium. Dipole-dipole array measurements are acquired along 3 profiles with electrodes located at $x = 5$ m to 25 m, and profiles located at $y = 4$ m, 5 m and 6 m. ....	87
Figure 6-9: Comparison between a) conventional meshing and b) intelligent meshing for ERT inverse problem. The conventional meshing has 19 869 tetrahedrons with a minimum and a maximum vertex length of respectively, 0.1 m and 1.5 m. The intelligent meshing has 2 723 tetrahedrons with a minimum and a maximum vertex length of respectively, 0.5 m and 5 m. ....	88
Figure 6-10: Comparison between a) true resistivity model and with inversion models produced using b) conventional meshing and c) intelligent meshing. Visualization using UBC Meshtools3D. ....	88
Figure 7-1: Distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation $K_s$ .....	97
Figure 7-2: Distribution spatiale de la saturation effective au temps $t = 0$ min. ....	98
Figure 7-3: Distribution spatiale de la saturation effective au temps $t = 35$ min. ....	99
Figure 7-4: Pourcentage de différence sur la saturation effective entre le temps $t = 0$ et 35 min. .	99
Figure 7-5: Position du front d'infiltration en utilisant les méthodes directe et par pourcentage de différence où $Se(t)$ correspond à la saturation effective au temps $t$ . ....	100
Figure 7-6: Comparaison des lignes d'écoulement produites par a) aucune interpolation, b) l'interpolation voisin naturel et c) interpolation des surfaces à niveau "Level-Set" successives. Les points de départ pour chacune des lignes sont identiques pour les 3 méthodes.....	101
Figure 7-7: Lignes vertes: fronts obtenus par la saturation effective, lignes rouges: fronts obtenus par sLSM, points noirs: nœuds correspondant à l'intersection entre les lignes et les fronts, et flèches multi couleurs: lignes d'écoulements. ....	102
Figure 7-8: Exemple d'interpolation de la conductivité hydraulique sur le domaine du modèle. a) L'algorithme itératif est utilisé pour calculer la valeur de $K_{i+1} = K_i + \lambda\Delta v$ . b) Une fois que la	

valeur  $K_{i+1}$  est calculée, des points de donnée  $K_{i+1}$  sont extraits pour chacune des lignes avec leur position respective. c) Une interpolation linéaire de  $K_{i+1}$  entre les lignes est faite au long des fronts pour reconstituer la forme des fronts. Des points de donnée sont aussi extraits avec leur position respective. d) En utilisant ces extractions, une interpolation linéaire est faite dans le domaine inscrit par les fronts et par les lignes. Les régions qui ne sont pas affectées par le front sont associées à une valeur de conductivité de  $10^{-15}$  m/s. ....103

Figure 7-9: Estimation de  $K_s$  après a) itération 0 et b) itération 8. c) Le pourcentage d'erreur lorsque les valeurs de  $K_s$  sont comparées avec celles du modèle numérique Figure 7-1. ....105

Figure 7-10: Haut: Distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ . Bas: La saturation effective au temps 36 min due à l'infiltration en surface qui a débutée au temps 1 min. ....107

Figure 7-11: Haut: Position du front d'infiltration en utilisant la méthode de pourcentage de différence où  $Se(t)$  correspond à la saturation effective au temps  $t$ . Bas: Interpolation des fronts avec la méthode des surfaces à niveau "Level-Set" successives. Les flèches sont les lignes d'écoulement et indiquent leur orientation. ....108

Figure 7-12: Estimation de  $K_s$  après a) itération 0 et b) itération 8. c) Le pourcentage d'erreur lorsque les valeurs de  $K_s$  sont comparées avec celles du modèle numérique illustré à la Figure 7-1. ....109

Figure 7-13: a) Modèle géologique stratifié et b) la teneur en eau au temps  $t = 0$  et 6 jours. La position du front se trouve à  $65 \pm 1$  cm et elle est indiquée par une flèche rouge. ....110

Figure 7-14: La teneur en eau obtenue à partir du problème inverse de  $K_s$  au temps  $t = 0$  et 10 jours, lorsque a) seules les propriétés du sol A sont utilisées et b) lorsque les propriétés du sol A et du sol B sont utilisées. ....112

Figure 7-15: Teneur en eau en fonction du temps obtenue par a) modélisation, b) inversion scénario 3, et c) inversion scénario 4. d) Conductivité hydraulique pour les modèles directs et inverses. ....114

Figure 8-1: Modèle électrique du dyke de  $1000 \Omega\text{m}$  dans un milieu homogène de  $300 \Omega\text{m}$ . ....116

Figure 8-2: **a)** Erreurs produites par les différents types de maille en fonction du numéro d'itération, et **b)** nombre d'éléments en fonction du numéro d'itération. ....119

Figure 8-3: Modèle d'inversion pour la 1<sup>ère</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0727% après 3 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération..... 120

Figure 8-4: Modèle d'inversion pour la deuxième itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0268% après 3 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération..... 121

Figure 8-5: Modèle d'inversion pour la 3<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0247% après 3 itérations. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération..... 122

Figure 8-6: Modèle d'inversion pour la 4<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0252% après 4 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération..... 123

Figure 8-7: Modèle d'inversion pour la 5<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0240% après 4 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. .... 124

Figure 8-8: Modèles électriques provenant d'inversions qui utilisent a) le maillage fin, b) le maillage conventionnel et c) le maillage intelligent..... 125

Figure A-1: Inversion of Sept-Iles data collected on the beach a) finer conventional inversion mesh with MPE = 5.4%, b) conventional inversion mesh with MRE = 4.6%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 4.9%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 5%; d) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE = 5.5%. Regions with low sensitivity are shaded..... 141

Figure A-2: Inversion of the Mont-Royal abandoned ski hill data a) finer conventional inversion mesh with MPE = 1.8%, b) conventional inversion mesh with MPE = 2.0%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 2.7%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 3.2%; e) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE 2.5. Regions with low sensitivity are shaded.....142



## LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

$\alpha$	Paramètre de van Genuchten contrôlant la pression
$\vec{\delta}$	Vecteur de différence dans la distance parcourue par les lignes d'écoulement en fonction du temps
$\Delta v$	Différence de vitesse
$\varepsilon$	Permittivité électrique
$\lambda$	Pas d'amortissement
$\mu_0$	Modèle de maillage initial
$\varphi(t)$	Une fonction lisse qui représente l'interface au temps $t$
$\rho$	Résistivité électrique
$\theta$	Teneur en eau
$\theta_r$	Teneur en eau résiduelle
$\theta_s$	Teneur en eau maximale (porosité)
$\sigma$	Conductivité électrique
$\sigma_r$	Conductivité électrique relative
$\sigma_s$	Conductivité électrique en surface
$\sigma_w$	Conductivité électrique d'eau
$\vec{\Gamma}$	Vecteur de différence entre les modèles temporels électriques
$a$	Paramètre de régularisation dans l'espace
$b$	Paramètre de régularisation dans le temps
$c$	Vitesse de la lumière ( $3 \times 10^8$ m/s)
$C$	Matrice de régularisation spatiale (rugosité ou de lissage)
$\vec{d}$	Vecteur des données
$D$	Matrice de pondération

$\overrightarrow{D}_{ab}$	Vecteur contenant la distance parcourue par les lignes d'écoulements au temps a à b
DMA	Drainage minier acide
DPT	Direct-Push Technology
EM	Électromagnétique
ERT	Electrical Resistivity Tomography (Tomographie de résistivité électrique)
F	Opérateur du problème direct
$F(\varphi,t)$	Le champ de vitesse
$\overrightarrow{F}_{ab}$	Vecteur contenant la position des fronts d'infiltrations au temps a à b
g	Accélération gravitationnelle
$H_p$	Charge de pression
H	Matrice du détecteur Harris
J	Matrice de sensibilité
K	Conductivité hydraulique
k	Facteur de sensibilité
$k_r$	Conductivité hydraulique relative
$K_s$	Conductivité hydraulique à saturation
kPa	Kilo Pascal
KES	$K_s$ estimation scheme
IRLS	Iteratively reweighted least squares method
$L_1$	Norme $L_1$
$L_2$	Norme $L_2$
$L_p$	Norme $L_p$
LSM	Level-Set method

I	Paramètre I de van Genuchten contrôlant la courbe de rétention d'eau
M	Matrice de contrainte dans le temps
MPE	Erreur pourcent moyenne (Mean Percent Error)
$m_{grayscale}$	Modèle niveau de gris
$m_{ref}$	Modèle de référence ou modèle a priori
n	Paramètre n de van Genuchten contrôlant la courbe de rétention d'eau
P	Pression
$P_{cut}$	Seuil de coupure pour le détecteur Harris
$\vec{P}$	Vecteur contenant les différents modèles électriques temporels
$R_{xy}$	Réponse d'autocorrélation du détecteur Harris
TDR	Réflectomètre temporel (Time Domain Reflectometer)
TRE	Tomographie de résistivité électrique
$S_e$	Saturation effective
sLSM	Simplified level-set method
$\vec{V}_{ab}$	Vecteur de vitesse pour les lignes d'écoulements au temps a à b
$v_{ob}$	Vitesse observée
$\vec{X}$	Vecteur du modèle

## **LISTE DES ANNEXES**

Annexe A	Modification à entreprendre sur l'article 2.....	139
----------	--	-----

## CHAPITRE 1 INTRODUCTION

L'eau est l'une des ressources les plus importantes pour toutes formes de vie sur terre. Depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle, l'humanité a vu une croissance exponentielle dans sa population et dans sa consommation des ressources naturelles (pétrole, gaz naturel, minéraux, eau et autres). Plus de la moitié de la population mondiale risque de connaître une pénurie d'eau et ceci même dans les pays développés. C'est le cas récemment en Californie, aux États-Unis, où une pénurie d'eau s'est produite lors des mois chauds de l'été 2014. Plusieurs rivières et cours d'eau importants se trouvent à un bas niveau record, ceci affectant grandement la faune aquatique, l'agriculture, les habitants et l'économie. À l'exception des villes qui se trouvent proches d'une source d'eau fiable et propre, la majorité de la production d'eau potable provient des puits. Il est donc très important d'avoir une bonne gestion des ressources en eau souterraine et de s'engager à sa protection et à sa préservation. Ceci peut se faire par la caractérisation hydrogéologique du sol et du sous-sol

La protection des ressources en eau souterraine, dans une éventuelle infiltration en eau de surface ou une décharge de contaminant, implique de connaître l'écoulement préférentiel des eaux pour analyser le risque de contamination dans la nappe phréatique. Pour un milieu homogène, il est généralement peu difficile d'analyser le comportement de l'infiltration de l'eau. Par contre, pour un milieu hétérogène, le niveau de difficulté augmente considérablement dans la compréhension de l'écoulement d'eau vu la non-linéarité des propriétés hydrogéologiques du milieu. Cette hétérogénéité peut être due à la composition géologique naturelle ou être causée par l'homme. Dans le milieu urbain, l'homme agit comme une source importante de production de sol hétérogène pouvant être remanié et contaminé de débris ou de résidus d'infrastructures. Cependant, la documentation de cette hétérogénéité est souvent absente, et le phénomène d'infiltration d'eau dans le sol hétérogène est rarement bien compris. Il y a donc une nécessité de développer de nouvelles méthodes ou techniques permettant de déterminer cette hétérogénéité et d'étudier l'écoulement préférentiel d'eau dans le sol. La connaissance de la conductivité hydraulique permet de déterminer les écoulements préférentiels dus à une éventuelle infiltration d'eau de surface ou de contribuer à l'estimation du transport d'un contaminant lors d'un déversement accidentel. La conductivité hydraulique est non linéaire en milieu non saturé car elle dépend de la pression qui évolue. Dans cette thèse, nous proposons une nouvelle méthode

hydrogéophysique permettant d'estimer la conductivité hydraulique à saturation dans la zone vadose d'un sol hétérogène.

## 1.1 Objectifs

Vu l'importance de protéger la nappe phréatique contre le risque de contamination, il est nécessaire de connaître l'écoulement préférentiel de l'eau. L'objectif de cette thèse est de développer une méthodologie qui permet de déterminer la conductivité hydraulique à saturation par des méthodes hydrogéophysiques. Le but est de caractériser un sol correspondant à celui d'un milieu urbain, donc hétérogène et non saturé. L'approche consiste donc à :

- Acquérir et inverser les données temporelles hydrogéophysiques (résistivité, pression et teneur en eau);
- Incorporer les données hydrogéologiques du sol dans le modèle électrique;
- Estimer la conductivité hydraulique à saturation avec la méthode des surfaces de niveau;
- Proposer un modèle hydrogéologique.

## 1.2 Contributions

Cette thèse contribue au développement d'une nouvelle méthodologie reconstituant la conductivité hydraulique à saturation pour un sol non saturé et hétérogène. Cette approche est basée sur des méthodes numériques, hydrogéologiques et géophysiques. Un essai d'infiltration est fait en surface, un suivi avec la tomographie électrique est fait pour estimer la position du front d'infiltration et la méthode des surfaces de niveau est utilisée pour interpoler le front entre deux temps de suivi. La résolution des problèmes hydrogéologiques de ce type, dit problème inverse, admet souvent plusieurs solutions possibles. Pour réduire la multiplicité des solutions, deux suppositions importantes ont été faites dans ce travail : [1] la propagation des lignes d'écoulement est perpendiculaire au front d'infiltration, et [2] la conductivité hydraulique  $K_s$  est assumée constante entre deux fronts le long de chaque ligne d'écoulement.

Pour représenter la complexité géométrique de la distribution des résistivités électriques, une nouvelle méthode de maillage intelligent pour un problème inverse en tomographie résistivité électrique a été conçue. Cette approche optimise la quantité d'éléments utilisée dans le modèle inverse, permet de réduire d'une façon significative la taille et le temps de calcul pour un

problème 3D, et peut potentiellement fournir une meilleure reconstruction des propriétés électriques du modèle. L'utilisation du maillage adaptatif ou intelligent, dans la résolution des problèmes directs n'est pas une idée récente (Jiao et Weill, 2013). Le maillage adaptatif est appliqué dans plusieurs domaines de recherche en mécanique des fluides numérique (MFN ou CFD en anglais), en astrophysique (Klein, 1999), en géophysique (Haber *et coll.*, 2007) et bien d'autres. Bien qu'il existe plusieurs méthodes de maillage adaptatif conçues pour des problèmes directs, à ma connaissance il n'existe pas dans la littérature une publication portant sur une méthode adaptative ou intelligente appliquée à la résolution d'un problème inverse en géophysique utilisant un maillage non-structuré.

### **1.3 Plan de thèse**

Cette thèse est divisée en neuf chapitres.

*Le Chapitre 1* contient une courte introduction avec l'exposé des problèmes et des difficultés, et décrit l'objectif de cette recherche, les contributions et le plan de cette thèse.

*Le Chapitre 2* présente la revue littérature touchant les points importants de cette thèse.

*Le Chapitre 3* donne un condensé des articles et décrit les liens qui les relient.

*Le Chapitre 4* donne un résumé des processus d'infiltration et d'écoulement d'eau dans le sol, ainsi que les phénomènes physiques et chimiques qui peuvent se produire.

*Le Chapitre 5* contient l'article 1 soumis à la revue *Vadose Zone Journal* intitulé "*Electrical Resistivity Monitoring Of Water Infiltration To Estimate The Saturated Hydraulic Conductivity*".

*Le Chapitre 6* contient l'article 2 soumis à la revue *Geophysics* intitulé "*Intelligent Meshing Technique For Resistivity Inverse Problems*".

*Le Chapitre 7* est un guide qui résume un par un les étapes de la méthode KES. Ce guide est accompagné de deux exemples qui consistent en des modèles hydrogéologiques synthétiques en 2D.

*Le Chapitre 8* est un guide qui résume un par un les étapes suivies par la méthode de maillage intelligent. Ce guide est accompagné du modèle de dyke présenté dans l'article 2, avec tous les résultats produits à la fin de chaque itération de maille.

*Le Chapitre 9* revient en conclusion sur les résultats importants de la thèse et débouche sur des recommandations pour de futures recherches découlant des travaux présentés.



## CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

Ce chapitre couvre les développements et les sujets reliés à l'inversion hydrogéophysique à travers trois sections. La première section traite la méthode électrique et du problème inverse en suivi par tomographie de résistivité électrique. Ensuite, la deuxième section concerne la méthode des surfaces de niveau et les applications récentes. Finalement, la troisième section traite les méthodes hydrogéophysiques utilisées pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation et pour estimer les propriétés hydrogéologiques des sols.

### 2.1 Méthode de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique est une méthode géophysique non destructive qui permet de déterminer la distribution spatiale des propriétés électriques du sol. Rückert *et coll.* (2006) et Loke (2011) présentent une revue exhaustive de la littérature concernant cette méthode et sa modélisation numérique. La méthode de résistivité électrique permet de déterminer la distribution des résistivités du sous-sol. Pour un matériau quelconque, cette résistivité dépend de la facilité ou de la difficulté du sol à transmettre un courant. Cette facilité est reliée à la propriété intrinsèque des grains du sol, à la porosité, à la saturation, à la salinité de l'eau et à la taille des grains du matériau. Pour déterminer cette résistivité, un courant est injecté directement dans le sol à partir de deux électrodes de courant, et la différence de potentiel développée par le passage du courant est mesurée par deux électrodes de potentiel. La profondeur d'investigation dépend de la configuration géométrique des électrodes. L'ensemble des mesures électriques d'un levé de résistivité électrique donne la distribution spatiale de la résistivité apparente du sol. Un modèle de résistivité vrai du sol est produit par inversion. Plusieurs méthodes d'inversion ont été développées, comme celle de Günther *et coll.* (2006) qui ont proposé une approche de maillage en trois paliers pour optimiser l'inversion des données sur des surfaces de sol complexes.

#### 2.1.1 Résolution de la méthode

La méthode de résistivité électrique appliquée pour la localisation du front d'infiltration est limitée par la résolution spatiale. La résolution verticale décroît avec la profondeur et la séparation entre les électrodes alors que la résolution horizontale dépend de la profondeur, de la configuration choisie d'électrodes et de l'espacement des électrodes. La pauvre résolution verticale pourrait être problématique dans la localisation du front d'infiltration. Avec l'emploi

d'électrodes verticalement distribuées dans le sol, la résolution verticale peut être améliorée considérablement pour atteindre des résolutions de l'ordre de l'espacement entre les électrodes verticales. Plusieurs travaux liés au suivi d'infiltration ou de drainage ont démontré l'amélioration apportée aux données électriques par l'ajout d'électrodes verticales (Pidlisecky, 2006; Pidlisecky *et coll.*, 2007; Clément *et coll.*, 2014). Dans le cadre de ce projet, des électrodes en surface et en profondeur ont été utilisées pour mieux déterminer le positionnement du front d'infiltration. Dans les travaux de Mwamba (2010), 24 électrodes ont été distribuées dans 4 trous forés et comblés (après installation des électrodes) avec un espacement de 25 cm entre les électrodes. Dans des sols complexes et hétérogènes, la création des trous de forage perturbe le sol. Les perturbations peuvent être plus ou moins intenses et touchent plus ou moins les diverses propriétés physiques, selon les méthodes de forage et la nature des sols. Pour minimiser cette perturbation, nous pouvons insérer dans le sol des électrodes verticalement distribuées le long de pénétrateurs, Direct-Push Technology (DPT), comme dans les travaux faits par Mawer *et coll.* (2013). Cette technique permet aussi d'obtenir un bon contact entre les électrodes et le sol non saturé.

Souvent, le modèle électrique reconstruit par l'inversion est lissé, c'est-à-dire que la valeur de la résistivité est moyennée sur le volume ou support intégré. Plusieurs méthodes numériques ont été proposées pour obtenir des valeurs de résistivité plus contrastées. L'inversion robuste avec une méthode d'optimisation de la norme  $L_1$  consiste à minimiser la variation de la résistivité dans le modèle d'inversion (Claerbout et Muir, 1973). Ceci est accompli en utilisant la méthode itérative repondérée des moindres carrés (iteratively reweighted least squares ou IRLS en anglais), dans la formulation du problème inverse (Wolke et Schwetlick, 1988). Une autre technique plus récente discriminant bien les interfaces entre les structures est celle de Ren et Tang (2010). Ils proposent une méthode adaptative à la base des éléments finis qui raffine les régions du modèle où l'erreur dans la récupération du gradient est grande. Elwaseif et Slater (2010) ont utilisé la segmentation par ligne de partage des eaux pour mieux déterminer les dimensions et la profondeur des corps ainsi que les frontières entre les différentes couches de sol. Par la suite, en utilisant l'approche d'inversion déconnectée qui permet de faire une série d'inversions avec la contrainte qu'aucun lissage n'est permis au long des frontières (Slater et Binley, 2006), les auteurs ont vu une meilleure reconstitution des propriétés physiques du sol et des corps. Elwaseif et Slater (2012) ont aussi déterminé une méthode qui améliore la résolution des problèmes inverses 3D. Au lieu

d'utiliser la segmentation par ligne de partage des eaux, ils appliquent la détection de contours de Roberts (1963) dans le modèle d'inversion pour déterminer les frontières des corps 3D. Avec ces informations, les matrices de pondération et de régularisation du problème inverse sont modifiées et l'approche d'inversion déconnectée est utilisée.

Dans les travaux publiés sur les problèmes inverses en géophysique, nous n'avons pas relevé de techniques de maillage qui peuvent être facilement intégrées dans les codes d'inversion existants, et qui permettent d'optimiser la taille du problème inverse, réduisant du même coup la mémoire et le calcul nécessaire. Pour optimiser la maille d'un problème inverse, il est important de connaître les propriétés physiques du sous-sol comme la position des frontières, la taille et la forme des structures. Généralement ces informations ne sont pas connues et il est donc impossible d'établir une distribution de maille a priori idéale. Chou *et coll.* (2015) ont soumis un article à la revue *Geophysics* qui propose une nouvelle approche à la base de traitement image. Ils utilisent la méthode de Harris corner pour déterminer l'emplacement des points d'intérêts dans le modèle d'inversion et ainsi mailler plus finement dans ces régions (Bhatia et Chhabra, 2011; Harris et Stephens, 1988). Ils ont démontré que cette méthode permet d'optimiser le nombre d'éléments dans le maillage, de réduire la taille du problème inverse et possiblement d'améliorer la reconstruction du modèle. Par la suite, en adaptant cette méthodologie à un problème 3D, Chou *et coll.* (2015) ont démontré une importante réduction dans le nombre d'éléments utilisés.

### **2.1.2 Données temporelles**

La méthode électrique est très bien adaptée pour faire des suivis temporels (appelé aussi « monitoring ») des propriétés électriques du sol (Miller *et coll.* 2008; Singha et Gorelick, 2005). Il est possible que les modèles d'inversion de résistivité contiennent des artefacts dus à des erreurs de mesure et au changement rapide des propriétés physiques du sol pendant l'acquisition des données. Ces artefacts peuvent alors nuire à la qualité du positionnement du front et mener à des fausses interprétations. Il existe des méthodes pour minimiser ces artefacts. Une des méthodes utilise le modèle inversé à un temps donné comme un modèle a priori utilisé pour l'inversion à un instant plus tard. Cette méthode est souvent utilisée, notamment par Labrecque et Yang (2001), et Loke (1999). Cependant cette méthode dépend fortement de la qualité du modèle a priori. Une autre méthode consiste à inverser la différence dans la résistivité apparente des données prises entre deux temps. Cette approche est favorisée et utilisée par plusieurs auteurs

(Kemna *et coll.*, 2000; Cassiani *et coll.*, 2007; Oldenborger *et coll.*, 2007) pour sa capacité d'éliminer le bruit cohérent présent dans les données. Cependant cette méthode est très sensible aux bruits incohérents et elle n'est pas recommandée dans ce cas-ci (Miller *et coll.*, 2008). Une nouvelle méthode d'inversion géophysique a été développée par Kim *et coll.* (2005) pour les données électriques temporelles. Cette méthode inverse simultanément les données électriques dans l'espace et dans le temps, et permet de minimiser la création des artefacts et de fournir une meilleure stabilité dans le problème inverse (Brooks *et coll.* 1999). Elle suppose aussi que le changement des propriétés électriques du milieu est linéaire dans le temps. Cette méthode a connu des améliorations considérables (Yi *et coll.*, 2009; Karaoulis *et coll.*, 2011). Par la suite, la méthode a été modifiée pour tenir compte d'une norme variable  $L_p$  dans la fonction objective, où  $p = 1$  ou  $2$ , est associé aux écarts des données, à la rugosité du domaine spatial et temporel du modèle d'inversion (Kim *et coll.*, 2012). La norme  $L_1$  est utilisée pour éviter un lissage excessif du modèle d'inversion, et la norme  $L_2$  est utilisée lorsque la variation spatiale des propriétés électriques est moins contrastée.

## 2.2 Méthode des surfaces de niveau

La méthode des surfaces de niveau, en anglais *Level-Set method*, est une technique numérique estimant la position d'une frontière ou d'une surface entre deux temps (Sethian et Osher, 1988). L'idée derrière cette méthode est de représenter implicitement la frontière comme l'ensemble d'une fonction de dimension supérieure de niveau zéro. L'évolution de la frontière se fait par le réglage du niveau zéro. De nombreux articles dans la littérature discutent de cette méthodologie (Li *et coll.*, 2005; Li *et coll.*, 2010; Osher et Fedkiw, 2000; Phillips, 1999; Sethian, 1999). Cette méthode a été appliquée en hydrogéologie pour discerner la forme spatiale pour une zone peu perméable (Lu et Robinson, 2006). La méthode a aussi permis de mieux discerner les frontières moins marquées par les méthodes géophysiques (Zheglova *et coll.*, 2013). La méthode des surfaces de niveau a été énormément appliquée dans le domaine biomédical en imagerie par résonance magnétique (Barman *et coll.*, 2011; Gharge et Bhatia, 2013; Jonasson *et coll.*, 2007; Li *et coll.*, 2011; Li *et coll.*, 2014;). Machacek et Danuser (2005) ont trouvé une application particulière dans le domaine de la biophysique. Ils utilisent la méthode des surfaces de niveau pour déterminer la distance et la vitesse parcourues par une cellule. Chou *et coll.* (2015) ont soumis un article à la revue *Vadose Zone Journal*, qui applique ce même principe pour estimer les

lignes d'écoulement et la vitesse de propagation du front d'infiltration d'eau. Ils ont remarqué que même si les lignes d'écoulement ne sont pas parfaites, la vitesse peut être très bien estimée. Par ailleurs, Machecek et Danuser (2005) ont fait le même constat. Peu importe la fonction utilisée et la trajectoire parcourue par le front, la différence dans les distances et vitesses estimées est faible.

### 2.3 Méthode hydrogéophysique

La géophysique a connue beaucoup de succès dans l'inversion hydrogéophysique. Il existe plusieurs approches directes qui tendent à relier les propriétés électriques avec les propriétés hydrogéologiques (Kelly, 1977). La conductivité hydraulique  $K$  peut être estimée à partir de la conductivité électrique effective  $\sigma'$  qui dépend de la minéralogie, de la taille des grains et de la composition chimique du fluide (Purvanec et Andricevic, 2000; Huntely, 1986). La conductivité hydraulique peut aussi être déterminée à partir de la polarisation provoquée. Il existe une loi de puissance qui relie la partie imaginaire de la conductivité électrique  $\sigma''$  avec la surface spécifique par unité de volume de pore  $S_{pv}$  (Borner et Schon, 1996; Knight et Nur, 1987; Slater et Glaser, 2003; Slater *et coll.*, 2006).  $S_{pv}$  permet de déterminer la perméabilité à partir de l'équation de type Kozeny-Carman, et la valeur  $K$  peut être prédite en utilisant des équations de type Kozeny (Pape *et coll.*, 1982; Slater et Lesmes, 2002). Finalement, la valeur  $K$  peut être aussi estimée à partir de la polarisation provoquée dans le domaine spectral. En reliant la valeur de  $K$  avec le temps de relaxation moyen  $\tau_0$  de la formule de Cole-Cole, une relation linéaire a été établie dans le domaine log-log entre  $\tau_0$  et la taille des pores (Binley *et coll.*, 2005; Scott et Barker, 2005).

Il existe aussi des approches indirectes qui relient les propriétés électriques avec les propriétés hydrogéologiques. Hinnell *et coll.* (2010) utilisent une approche qui se base sur l'inversion conjointe entre les données électriques et les données hydrogéologiques. En utilisant la loi d'Archie (Archie, 1942), les données hydrogéologiques servent de contraintes au modèle électrique. Mawer *et coll.* (2011) incorporent les paramètres de Van Genuchten dans la fonction objective de l'inversion. Ils minimisent la différence entre la saturation effective  $S_e$  observée et calculée. La valeur  $S_e$  observée est obtenue en appliquant la loi d'Archie sur les données électriques provenant des pénétrètres statiques (CPT ou Direct-Push) localisés à différentes profondeurs du sol. Lochbuhler *et coll.* (2013) ont proposé une inversion conjointe entre les données de tomographie radar, les données de traceur et les essais de pompage entre les puits d'observations (slug test). Cette approche est basée sur le couplage des structures qui maximise la

semblance entre le modèle géophysique et le modèle hydrogéologique (Gallardo et Meju, 2004; Gallardo *et coll.*, 2012; Linde *et coll.*, 2006). En utilisant les données de tomographie hydrogéologique, le coefficient d'emménagement et la diffusivité hydrique sont déterminés, et par la suite, la conductivité hydraulique  $K$  peut être calculée (Bracuhler *et coll.*, 2011). À partir des résultats, Lochbuhler *et coll.* (2013) ont aussi déterminé une relation entre la vitesse radar et la conductivité hydraulique. Mais cette relation n'est pas unique et elle n'est pas facilement applicable en termes de relation pétrophysique pour différents types de sol.

Jusqu'à présent, les approches hydrogéophysiques ont été basées uniquement sur les relations pétrophysiques reliant les propriétés physiques du sol (conductivité électrique et vitesse) avec les propriétés intrinsèques du sol comme la porosité, le facteur de cimentation, le degré de saturation, etc. Cependant, ces relations ne sont jamais parfaites. Elles sont souvent confinées à la zone d'investigation et nécessitent la détermination de nombreux paramètres. Khalil et Monteiro Santos (2011) présentent un résumé sur la relation résistivité-conductivité hydraulique. Chou *et coll.* (2015) ont soumis un article à la revue *Vadose Zone Journal*, qui utilise une approche similaire à l'inversion couplée des structures entre les modèles géophysiques et hydrogéologiques. Ils n'utilisent pas de modèle pétrophysique a priori pour relier de façon déterministe la résistivité électrique et les propriétés hydrogéologiques. Ils se servent uniquement du modèle géophysique pour déterminer les lithofaciés du sol et la position du front d'infiltration. Le front déterminé par le modèle électrique sert de contrainte dans l'estimation de la conductivité hydraulique saturée  $K_s$ .

## CHAPITRE 3 RÉSUMÉ DES ARTICLES

### 3.1 Premier Article (Chapitre 5)

Titre: *Electrical Resistivity Monitoring Of Water Infiltration To Estimate The Saturated Hydraulic Conductivity*

Suivi:

- Article soumis à la revue *Vadoze Zone Journal* le 29 mai, 2015.
- Accusé de réception par les éditeurs le 29 mai, 2015.

Auteurs: Ting-Kuei Chou, Michel Chouteau et Jean-Sébastien Dubé.

Résumé: Une nouvelle approche à la base numérique et hydrogéophysique est présentée dans le but de caractériser la conductivité hydraulique à saturation  $K_S$  pour un sol non-saturé et hétérogène. Plusieurs outils hydrogéologiques et géophysiques ont été développés pour déterminer les propriétés physiques du sol, mais ces outils sont souvent limités par la faible quantité de données, par la capacité d'appliquer l'outil d'un site à un autre, et par la sous-estimation de la complexité du milieu. Nous présentons un algorithme estimant les conductivités hydrauliques à saturation basée sur des méthodes hydrogéophysiques et numériques. Le milieu applicable correspond à un sol non saturé et hétérogène, donc dans la zone vadose du sol. L'estimation sur la valeur  $K_S$  est faite en estimant la vitesse du front d'écoulement et la répartition des lignes de flux au cours d'un essai d'infiltration. Avec l'aide de la modélisation numérique, la valeur  $K_S$  est déterminée en minimisant la différence de vitesse entre les lignes d'écoulement estimées et les lignes d'écoulement modélisées. La méthode a été testée et validée en utilisant des données produites à partir de modèles simples et plus complexes à partir des études de cas publiées. Nous obtenons une bonne estimation de la conductivité hydraulique à saturation et de la saturation effective. Nous trouvons que l'erreur associée à la valeur  $K_S$  en échelle  $\log_{10}$  est généralement inférieure à 2,5 %. Cependant l'erreur est plus grande le long des frontières séparant les différentes lithofaciès.

### 3.2 Deuxième Article (Chapitre 6)

Titre: *Intelligent Meshing Technique For Resistivity Inverse Problems*

Suivi:

- Article soumis à la revue Geophysics le 16 mars, 2015.
- Accusé de réception par les éditeurs le 16 mars, 2015.
- Réponse de l'éditeur le 11 juin, 2015.
- Article révisé soumis le 6 août, 2015.

Auteurs: Ting-Kuei Chou, Michel Chouteau et Jean-Sébastien Dubé.

Résumé: Une nouvelle technique de maillage intelligent auto-adaptatif pour des éléments finis et non structurés a été développée pour résoudre les problèmes inverses en tomographie électrique. Cette approche utilise un algorithme d'autocorrélation nommée "Harris corner" pour déterminer les points d'intérêts qui correspondent aux forts contrastes de résistivité entre les cellules du modèle inverse. Les éléments autour de ces points d'intérêts sont par la suite maillés plus finement avant la prochaine itération d'inversion. Cette méthode est composée de quatre étapes:

- i. Inverser les données électriques avec un maillage initial grossier,
- ii. Déterminer les points d'intérêts avec la fonction Harris corner,
- iii. Raffiner la taille des éléments aux points d'intérêt,
- iv. Répéter les étapes i à iii jusqu'à ce que les critères d'arrêt soient respectés.

Cette technique de maillage permet d'optimiser la taille du problème inverse en raffinant les éléments dans les endroits où la variation de la structure physique est importante. Cette technique génère un maillage plus approprié et optimal pour le problème inverse, qui dépend du problème elle-même. Des tests sur des données modélisées ont démontré que cette technique de maillage intelligent peut réduire l'erreur sur l'ajustement des données, et peut produire une meilleure reconstruction des propriétés physiques et minimiser la taille du problème inverse. Des tests ont aussi été effectués sur les données de terrain à partir d'applications telles que la cartographie et la caractérisation des structures conductrices. L'effet de la topographie est aussi inclus dans l'inversion. Les résultats démontrent que cette nouvelle technique peut produire des solutions



comparables aux résultats produits par le maillage fin tout en minimisant la taille du problème inverse.

### **3.3 Liens entre les articles**

Le premier article présente le projet principal de cette thèse, soit de développer une nouvelle approche permettant d'estimer la conductivité hydraulique à saturation pour un milieu non-saturé et hétérogène. Cette approche dépend beaucoup de l'exactitude du modèle inverse en tomographie électrique pour reconstruire le positionnement du front d'infiltration. Lors de l'acquisition des données électriques durant un test d'infiltration, des artefacts peuvent être introduits et ressortis durant le processus d'inversion par des erreurs de mesure ou par le changement rapide des propriétés électriques du sol pendant l'acquisition des données. Il existe l'approche de l'inversion temporelle simultanée qui réduit les artefacts et cerne mieux les structures et les différentes interfaces géologiques. Ce code, basé sur les travaux de Kim *et coll.* (2007), a été développé dans le cadre de ce projet de doctorat. Le deuxième article propose une nouvelle approche qui optimise la taille du problème inverse en minimisant le nombre d'éléments utilisé. Cette approche permet de mieux cerner la position des structures et les interfaces et de mieux reproduire les propriétés électriques du sol, tout en optimisant la taille du problème inverse. La recherche menée dans le deuxième article vient à l'appui du premier article en ce qui a trait à la reconstruction du modèle inverse électrique.

## CHAPITRE 4 LES EFFETS DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS LE SOL

### 4.1 Introduction

Dans ce chapitre nous introduisons en premier la provenance d'hétérogénéité du sol et l'importance de déterminer la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ . Ensuite, les processus d'écoulement d'eau et d'infiltration d'eau dans le sol sont abordés. Par la suite, les phénomènes physiques et chimiques qui peuvent se produire lors d'une infiltration ou un écoulement sont examinés. Finalement, la détermination du front d'infiltration (mouillage) par la tomographie électrique est discutée.

### 4.2 La conductivité hydraulique

La préservation des nappes souterraines contre les contaminants est très importante, car elle touche les aspects économiques et sociaux. La pénurie d'eau dans des endroits comme la Californie ou le Texas sont des exemples d'impacts qui pourraient survenir lorsque la préservation des nappes est inadéquate ou absente (<http://www.usda.gov>). Lors d'un déversement accidentel, la vitesse de propagation de la solution est parmi les questions posées les plus importantes. Pour déterminer la vitesse de propagation, la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  doit être connue. Si la distribution spatiale de la conductivité  $K_s$  est connue, nous pouvons alors connaître les écoulements préférentiels dus à une éventuelle infiltration d'eau en surface ou à une décharge de contaminant. Ceci permettra d'établir des procédures qui aident à mieux contenir le problème et de minimiser les dommages.

### 4.3 L'hétérogénéité du sol

Dans la nature, le sol est généralement hétérogène et non saturé. Les événements géologiques (magmatisme, érosion, dépôt meuble et sédimentation) contribuent à la formation des sols composés de différents lithofaciès; ces lithofaciès ont des valeurs de conductivité hydraulique différentes (Figure 4-1a).

Dans les environnements marqués par la présence de l'homme, le sol pourrait être hétérogène par le remblayage et l'aménagement du milieu (sol remanié). Par exemple, le remblai pourrait être composé d'un mélange de différents types de sol, de matériaux naturels ou anthropiques (Figure 4-1b). Cependant même si le remblai utilisé pour le remblayage est uniforme, il se pourrait qu'il

ait des propriétés hydrogéologiques différentes à celles du milieu, et ceci donnant lieu à un milieu hétérogène.

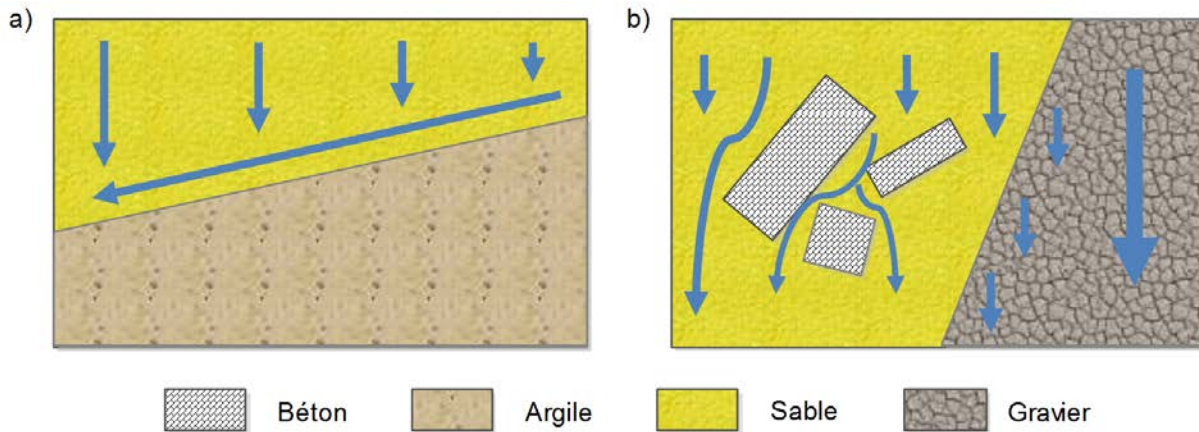


Figure 4-1: Infiltration d'eau dans un sol non-saturé et hétérogène. L'hétérogénéité du sol est produit par a) le dépôt d'une couche de sable sur de l'argile et b) par le remblayage des matériaux de construction par du sable et du gravier. L'infiltration contourne les milieux peu perméables ou imperméables (faible conductivité), et favorise les régions qui ont une conductivité plus élevée.

#### 4.4 Processus d'écoulement

L'eau circule dans le sol en suivant le gradient hydraulique. Elle tend dans la direction où le gradient hydraulique est plus important. Donc elle part toujours d'un milieu où la charge hydraulique est importante vers un milieu où la charge est moins importante. Ce processus est défini par la loi de Darcy. L'équation suivante décrit la loi Darcy pour un milieu poreux, isotrope et saturé (Figure 4-2),

$$q = -K_s \nabla h \quad [4.1]$$

où  $q$  est la vitesse de Darcy,  $\nabla h = \Delta h / \Delta L$  est le gradient hydraulique et  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation. Le signe négatif est mis pour indiquer que l'écoulement se fait dans la direction où la charge hydraulique est la plus faible.

La charge hydraulique  $h$  est définie par l'équation suivante,

$$h = \frac{P}{\rho_w g} + z + \frac{v^2}{2g} = H_p + z + H_{ce} \quad [4.2]$$

où  $H_p$  (m) est la charge de pression,  $z$  (m) est l'élévation,  $H_{ce}$  (m) est la charge d'énergie cinétique généralement négligeable,  $P$  (Pa) est la pression,  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) est la masse volumique de l'eau,  $g$  est

l'attraction gravitationnelle ( $m/s^2$ ), et  $v$  est la vitesse du fluide par rapport au solide qui la contient (m/s).

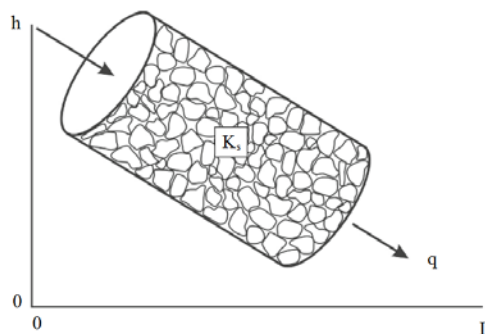


Figure 4-2: Loi de Darcy, l'écoulement d'eau à travers un milieu poreux et saturé (Kirsch, 2009). Pour un milieu non-saturé, les pores sont remplis partiellement avec de l'eau et de l'air. L'eau est principalement retenue par l'effet de la succion ( $H_p < 0$ : charge de succion). Dans cette situation, la conductivité hydraulique  $K$  dépend de la capacité du sol à retenir l'eau lorsque la pression est négative (succion). Cette capacité est représentée par la courbe de rétention d'eau (Figure 4-3). Lorsque le niveau de saturation du milieu augmente, la charge de succion tend vers 0 et la conductivité hydraulique  $K$  tend vers  $K_s$ . Une fois le milieu saturé,  $K = K_s$  et  $H_p > 0$ .

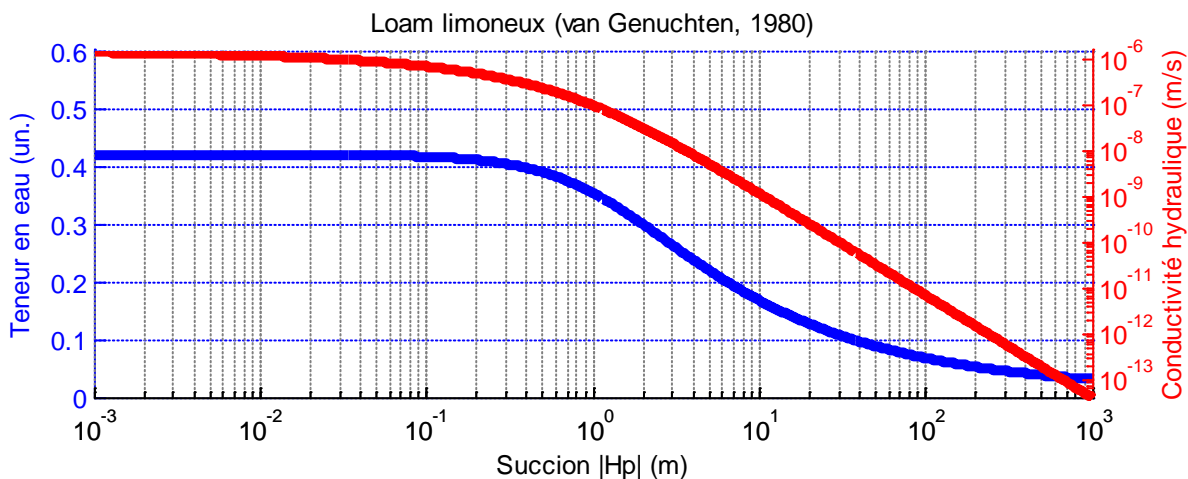


Figure 4-3: En bleu représente la courbe de rétention d'eau et en rouge, représente la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la charge de succion pour du loam limoneux "Silt Loam" (van Genuchten, 1980).

Il est possible de décrire les courbes de la Figure 4-3 par des équations qui relient la teneur en eau ou la conductivité hydraulique avec la charge de succion (Brooks et Corey, 1964; van Genuchten, 1980). Les paramètres de van Genuchten peuvent être estimés en utilisant un solveur de type

Newton. Pour du loam limoneux (Figure 4-3), ses paramètres de van Genuchten se trouvent dans le tableau suivant et ils sont tirés du tableau 1 de l'article de van Genuchten (1980).

Tableau 4.1: Paramètres de van Genuchten.

$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$l$	$K_s$ (10 <sup>-7</sup> m/s)
0.396	0.131	0.423	2.06	0.5	5.74

Dans cette thèse, nous utilisons la formule de van Genuchten définie par les équations suivantes,

$$Se = \begin{cases} \left[1 + |\alpha H_p|^n\right]^{-m} & H_p < 0 \\ 1 & H_p \geq 0 \end{cases} \quad [4.3]$$

$$\theta = \theta_r + Se(\theta_s - \theta_r) \quad [4.4]$$

$$k_r = Se^l \left[1 - (1 - Se^{-m})^m\right]^2 \quad [4.5]$$

$$K = K_s k_r \quad [4.6]$$

ou  $\alpha$  (m<sup>-1</sup>) est relié à la charge de succion,  $n$  et  $l$  sont des paramètres qui définissent la forme des courbes,  $m=1-n^{-1}$ ,  $Se$  est la saturation effective,  $\theta$  la teneur en eau volumique,  $\theta_s$  (m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>) est la porosité totale,  $\theta_r$  (m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>) est la teneur en eau volumique résiduelle,  $H_p$  (m) est la charge de pression,  $k_r$  est la perméabilité ou la conductivité relative, et  $K_s$  représente la conductivité hydraulique maximale ou la conductivité hydraulique à saturation.

#### 4.5 Processus d'infiltration

Le processus d'infiltration d'eau en surface dans un milieu non-saturé est similaire au processus d'écoulement d'eau dans le sol. Cependant, la vitesse d'infiltration dépend de la taille des pores, de la force gravitationnelle et de l'effet capillaire. Il existe cinq classifications de pore (Tableau 4.2).

Plus les pores sont petits, plus l'effet capillaire (succion) est important au début de l'infiltration. Dans le livre Elements of Physical Hydrology (Hornberger *et coll.*, 2014), un essai d'infiltration en surface est fait sur du silt sableux non saturé (Figure 4-4). Cet essai démontre que la vitesse d'infiltration est initialement beaucoup plus rapide que la valeur  $K_s$ . Ceci est l'effet du gradient

hydraulique (suction élevée) qui devient très important lorsque le milieu est non saturé et est constitué majoritairement de micropores (effet de capillarité). Cette vitesse décroît vers la valeur  $K_s$  avec l'augmentation de saturation.

Tableau 4.2: Classification des pores (Brewer, 1964).

Type	Effet capillaire	Taille minimale	Taille maximale
Macropore	faible	75 $\mu\text{m}$	-
Mésopore	moyen	30 $\mu\text{m}$	75 $\mu\text{m}$
Micropore	grand	5 $\mu\text{m}$	30 $\mu\text{m}$
Ultramicropores	grand	0.1 $\mu\text{m}$	5 $\mu\text{m}$
Cryptopores	grand	-	0.1 $\mu\text{m}$

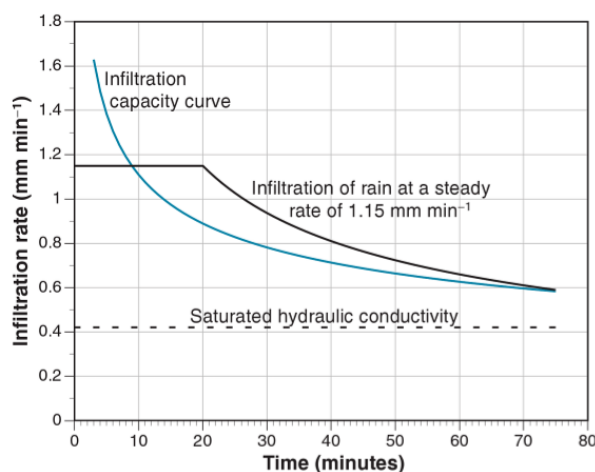


Figure 4-4: Vitesse d'infiltration dans un silt sableux (Hornberger *et coll.*, 2014). Une simulation de pluie a débuté au temps 0 min. La courbe bleue représente la vitesse d'infiltration maximale du sol. La courbe noire représente la vitesse d'infiltration d'eau qui reste constante jusqu'à ce que le gradient hydraulique en surface est réduit par l'effet de mouillage (une augmentation de saturation à comme effet une réduction dans la suction). Le temps où la vitesse d'infiltration d'eau décroît correspond au temps où l'eau s'accumule à la surface.

#### 4.6 Phénomènes physiques et chimiques

Phénomènes physiques: Lors d'une infiltration ou d'un écoulement, l'eau circule entre les pores selon les forces produites par le gradient hydraulique, par la suction et par l'attraction gravitationnelle. Plus la taille des pores est grande, plus l'eau circule avec facilité donc avec une conductivité hydraulique  $K$  plus élevée que si les pores étaient de taille plus petite. Lorsque le sol

est constitué de grains et de pores de différentes tailles, l'eau circulera dans la direction où l'effort requis est minimum, donc là où les forces externes sont importantes.

Phénomènes chimiques: L'eau provenant d'une averse ou d'un essai d'infiltration sans ajout de sel a généralement un taux de salinité inférieur à 20 mg/L. Durant le processus d'infiltration, l'eau peut dissoudre une certaine quantité de minéraux tels que le chlorure de sodium, des carbonates de calcium et d'autres solides (magnésium, sulfates, ...) qui se retrouvent dans le sol. Cette dissolution produit des ions qui augmentent la conductivité électrique de l'eau. Par exemple, pour une eau ayant une salinité de 450 mg/L, sa conductivité électrique  $\sigma$  est autour de 0.07 S/m à 25°C. Une relation a été établie entre le taux de salinité ou de solides dissous TDS (mg/L) et la conductivité électrique  $\sigma$  (S/m) à une température de 25°C.

$$TDS = b \sigma \quad [4.7]$$

Le facteur de corrélation  $b = 6400$  est généralement utilisé. Pour un mélange de solutions, la valeur  $b = 7350$  est suggérée, et  $b = 8000$  pour un sol où  $\sigma$  est supérieure à 0.5 S/m. Mais en général,  $b$  se trouvent entre 5500 et 8000 (Atekwana *et coll.*, 2004).

D'où viennent ces solides? Si nous prenons l'exemple du sel, lors d'une infiltration d'eau à travers un milieu sédimentaire (évaaporite), l'eau dissout le sel en place et s'infiltre jusqu'à ce qu'elle atteigne une couche peu perméable et s'accumule. Cette accumulation d'eau chargée de sel pourrait s'écouler latéralement et rejoindre la surface à une élévation plus basse. Finalement l'eau s'évapore en laissant le sel derrière. Lors d'une infiltration, l'eau chargée de sel peut aussi atteindre une couche plus perméable qui rejoint la surface plus loin et à la sortie, l'eau s'évapore et une accumulation de sel se produit (Halvorson et Black, 1974). Cette accumulation de sel est l'effet de salinisation, qui est généralement naturel, mais peut aussi être produit par l'homme (irrigation d'eau, fertilisant, etc.). La salinisation peut aussi se produire dans un milieu non saturé. L'eau chargée de sel peut remonter vers la surface par l'effet de capillarité, le sel est laissé derrière dans le sol durant l'absorption de l'eau par les plantes ou durant l'évaporation d'eau.

#### **4.7 Détermination du front d'infiltration par la tomographie électrique**

La tomographie électrique peut être utilisée pour déterminer les régions touchées par l'infiltration de l'eau en analysant les images de résistivité électrique. Une région correspondant à une faible

résistivité peut être reliée à la présence d'eau dans le sol, augmentant ainsi la conductivité électrique du milieu.

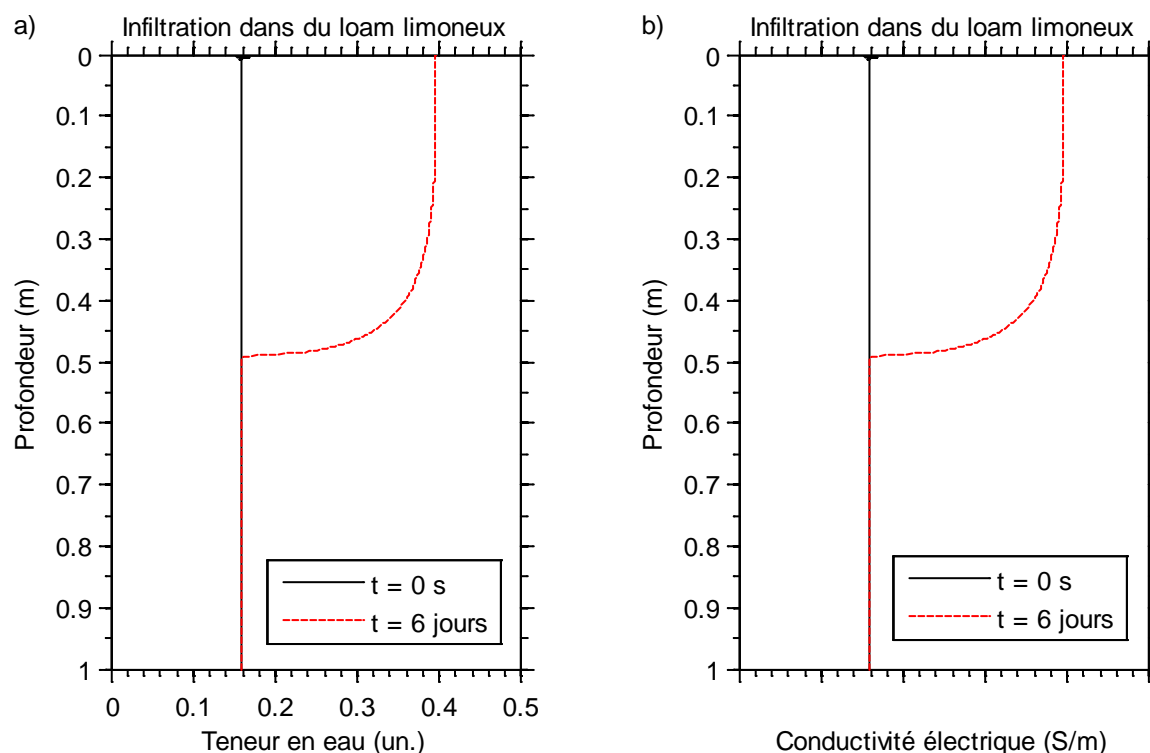


Figure 4-5: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans du loam limoneux "Silt Loam" défini par les paramètres de van Genuchten (Table 4.1). La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) La teneur en l'eau et b) la conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps  $t = 0$  et 6 jours.

Lors d'une infiltration dans un milieu homogène et non-saturé, le front d'infiltration n'est pas totalement saturé et il existe une variation de teneur en eau entre le milieu non-saturé et le milieu franchi par le front. Cette variation en teneur en eau (saturation) se traduit par une variation de résistivité électrique (Figure 4-5). De plus, nous remarquons qu'après 4 jours d'infiltration, le sol est seulement partiellement saturé. Dans ce cas, la conductivité hydraulique  $K$  n'est pas une valeur à saturation  $K_s$ , mais une valeur dite à saturation. Et dépendamment de la profondeur de la nappe phréatique, la teneur en eau peut être supérieure à la teneur en eau résiduelle avant le début de l'infiltration.



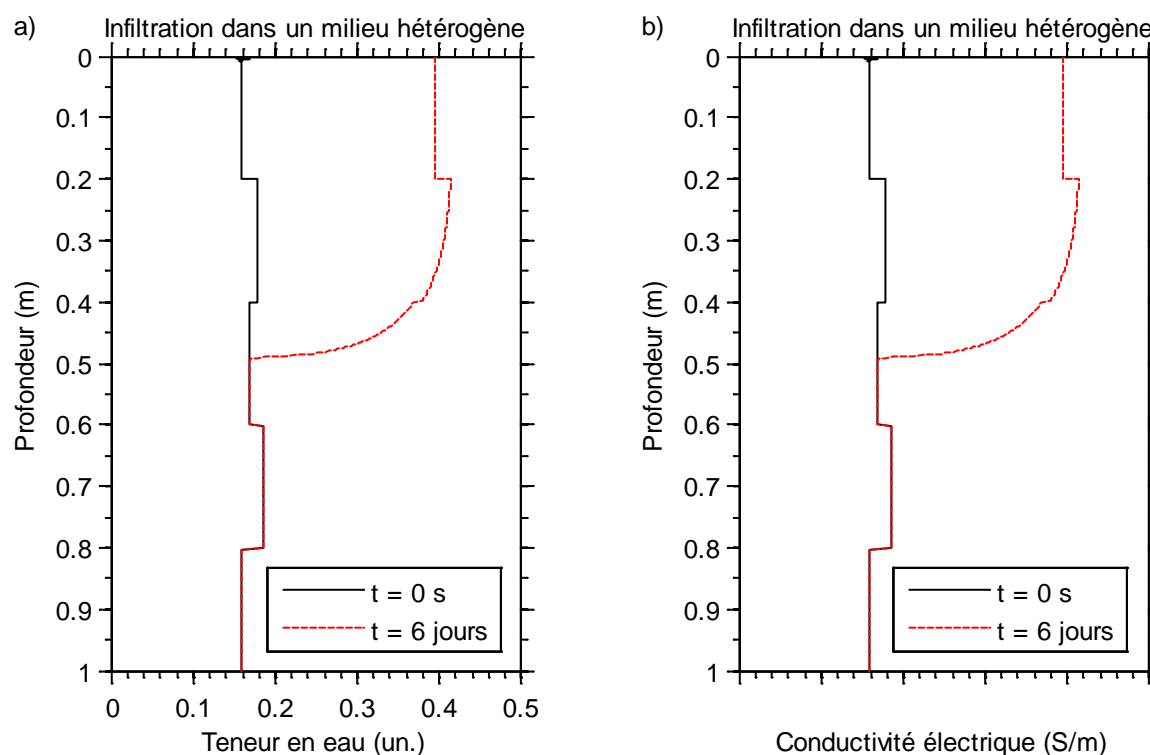


Figure 4-6: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans un milieu hétérogène où la teneur en eau résiduelle varie en fonction de la profondeur. La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) Teneur en l'eau et b) Conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps  $t = 0$  et 6 jours.

De plus, lorsque le milieu est hétérogène, les différents lithofaciès peuvent contenir des teneurs en eau variable. Les propriétés électriques vont aussi varier en fonction des propriétés intrinsèques des lithofaciès et de leur teneur en eau (Figure 4-6). Finalement, nous avons vu que le sol peut contenir du sel accumulé par la salinisation. La distribution du sel dans un milieu homogène (par exemple, un sol composé de loam limoneux) peut être variable. Durant l'infiltration d'eau, la conductivité électrique du sol peut augmenter ou diminuer, tout dépendamment de la distribution spatiale de la salinité, alors qu'au temps de départ, la conductivité électrique est uniforme (Figure 4-7).

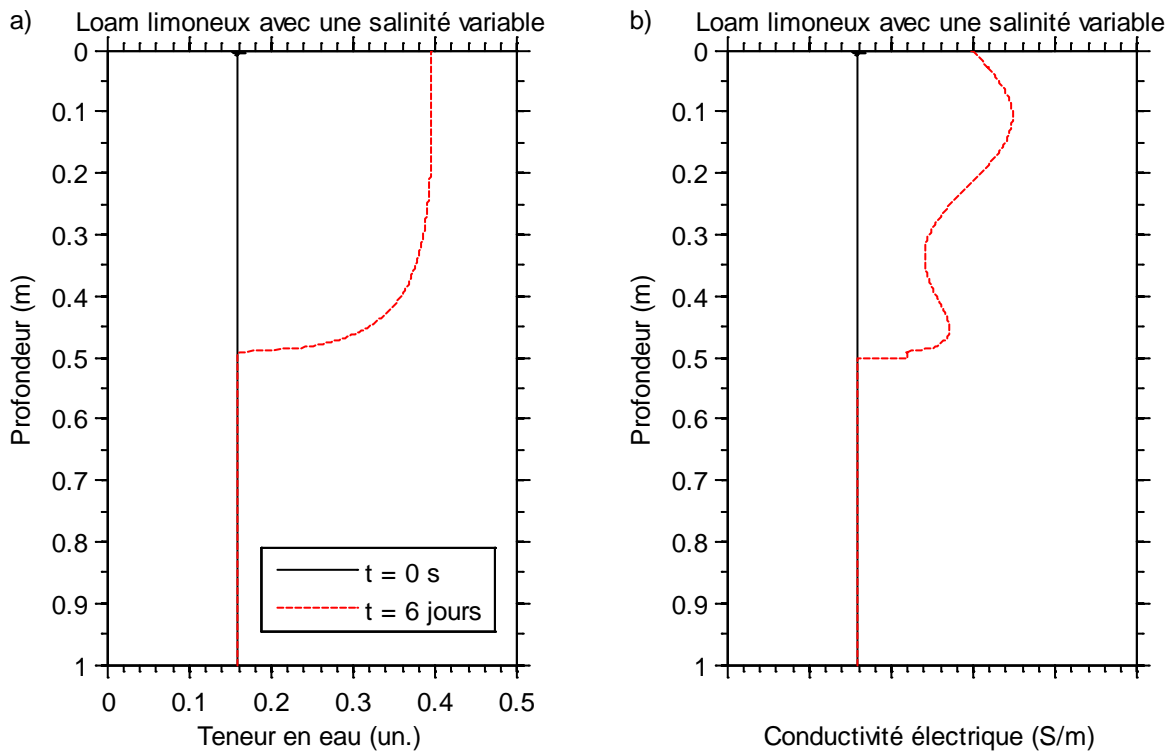


Figure 4-7: Caractéristique du profil hydrique lors d'un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m dans du loam limoneux avec un contenu de sel qui varie en fonction de la profondeur. La nappe se trouve à 20 m de profondeur et le sol est initialement en régime permanent. a) Teneur en l'eau et b) Conductivité électrique en fonction de la profondeur au temps  $t = 0$  et 6 jours.

Il existe deux méthodes pour déterminer la position du front d'infiltration. Pour un milieu homogène, nous pouvons définir la position du front d'infiltration là où la saturation effective ou la résistivité électrique est plus grande qu'une certaine valeur  $m$ . La saturation effective est définie par,

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} > m \quad [4.8]$$

Pour un milieu plus complexe où la teneur en eau varie selon les différentes lithofaciès et/ou la conductivité électrique varie selon la salinité du sol, la position du front peut être défini comme étant le contour d'un milieu où le pourcentage de variation en teneur en eau (saturation) ou la conductivité électrique  $\sigma$  est plus grand qu'une certaine valeur  $m$ .

$$\frac{\sigma_{t+1} - \sigma_t}{\sigma_t} > m \geq 0 \quad [4.9]$$

Finalement, il est important de savoir que les exemples ci-dessus sont des exemples idéalisés. En pratique, l'imagerie tomographie électrique possède une résolution qui dépend du type de dispositif utilisé et l'écartement des électrodes, s'ils sont appropriés pour le travail demandé. La configuration dipôle-dipôle fournit une bonne résolution horizontale, mais faible en verticale (sections 5.3.2 et 5.7.2). Les profils électriques verticaux (électrodes en profondeur) peuvent être utilisés pour obtenir une résolution verticale supérieure aux dispositifs en surface. Cependant, la sensibilité des mesures à la conductivité électrique décroît avec la distance des électrodes. De plus, les réponses électriques représentent une intégration des propriétés électriques sur un volume donné et donc il y aura un certain lissage sur le modèle d'inversion qui va influencer le positionnement du front.

## **CHAPITRE 5    ARTICLE 1: ELECTRICAL RESISTIVITY MONITORING OF WATER INFILTRATION TO ESTIMATE THE SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY**

### **5.1 Abstract**

Many hydrogeological and geophysical tools have been developed to determine subsoil properties, but they are often limited by sparse datasets, by the portability of the method from one site to another, and often underestimate the complexity of the medium. We present a saturated hydraulic conductivity  $K_s$  estimation scheme based on hydrogeophysical and numerical methods. The targeted medium of investigation corresponds to an unsaturated and heterogeneous soil. Estimation of  $K_s$  is accomplished by estimating the velocity of the flow front and the distribution of flow lines during an infiltration test. Using numerical modeling,  $K_s$  is determined by minimizing the velocity difference between the measured flow lines and the modeled flow lines. The method has been tested and validated using data produced from simple and more complex models from published case studies. We obtain good reconstruction of the saturated hydraulic conductivity and of the effective saturation. We have found that the estimated value of  $K_s$  (as  $\log_{10} K_s$ ) is usually within 2.5% of the actual value and is greater along the boundaries of different hydrofacies.

### **5.2 Introduction**

Water retention models, such as those of Van Genuchten (1980) and Brooks-Corey (1964), were developed as closed-form equations for determining the relative hydraulic conductivity ( $K_r$ ). In order to determine the true hydraulic conductivity as a function of the pressure head, the saturated hydraulic conductivity ( $K_s$ ) is needed. There are several hydrological techniques that determine the hydraulic conductivity. Laboratory methods such as the constant head or the falling head methods based on Darcy's law (Darcy, 1856; Klute and Dirksen, 1986) can be used. It has also been demonstrated with the use of permeability tests, that the Kozeny–Carman equation (Carman, 1937, 1956) can provide good predictions of the vertical hydraulic conductivity (Chapuis and Aubertin, 2003). One of the disadvantages in using laboratory testing is that the sample can be disturbed during sampling and transport. In situ methods of determining the hydraulic conductivity can consist of the auger hole method (Hooghoudt, 1934; van Bavel and

Kirkham, 1948) or one of the many existing permeability tests (Havlena and Stephens, 1991; Nimmo et al., 2009; Perroux and White, 1988; Stephen 1979). Methods or tests requiring the installation of observation wells can be very expensive and difficult to implement. However, the data obtained from these hydrogeological techniques are often limited to a few locations, which results in a limited spatial resolution of Ks estimates.

The successive flux estimation is a method used to reconstruct the hydraulic field (Pasquier and Marcotte, 2006). Universal kriging is applied to interpolate head data between observation wells. However, estimation errors can occur as the distance between measurements increases and can be unsuitable to interpolation when the underground hydrogeology is more complex than predicted.

To assist in increasing the spatial resolution, geophysical methods can be used to provide a greater coverage on the surface and at depth, and to produce models with very large spatial and temporal resolutions. Hinnell et al. (2010) used coupled hydrogeophysical inversion between electrical resistivity data and hydrological data. The electrical model serves as a constraint to the hydrological model through the use of Archie's law (Archie, 1942). In return, a significant reduction in the uncertainty of the hydrologic properties is observed. Mawer et al. (2013) used vertical electrical conductivity profiles to improve the spatial and temporal resolutions in a joint inversion between geophysical and hydrological data. They incorporated the Van Genuchten parameters ( $\alpha$ ,  $n$  and  $K_s$ ) into the objective function that minimizes the difference between the observed and the modeled effective saturation. They assumed that the porosity of the soil is known and is fixed throughout the inversion. The effective saturation is obtained by applying Archie's law to resistivity data points obtained at different depth using direct-push resistivity probes. Mawer et al. (2013) technique was successfully applied to an unsaturated aquifer recharge problem. Lochbühler et al. (2013) also proposed a joint inversion between crosshole radar, tracer data and slug tests. Their approach was based on a structural coupling that maximizes the likeness between the geophysical and hydrological models (Gallardo et Meju, 2004; Gallardo et al., 2012; Linde et al., 2006).

Moreover, there have been developments of empirical relationships between the electrical conductivity and the hydraulic conductivity (Kelly, 1977; Huntely, 1986; Purvance et Andricevic, 2000). The established relationships mostly depend on a relatively uniform aquifer and are limited to such. The formation factor  $F$  is the ratio between the resistivity of the mineral to that of

the water within the pores of the mineral.  $F$  can be related to the electric resistivity through established petrophysical laws such as Archie's law (Archie, 1942). For instance, Khalil et al. (2011) developed a petrophysical relationship using Archie's law to estimate porosities and hydraulic conductivities of a Nubian sandstone aquifer in southern Egypt through resistivity logs. They observed that the estimated values were in agreement with the measured values. However, the validity of their petrophysical relationship is limited to the study site. Therefore, a universal potential physical law that can accurately relate the resistivity to the hydraulic conductivity is still not available.

In this paper, we present a saturated hydraulic conductivity estimation scheme, named KES herein for brevity. We enhance the hydrogeophysical approach with numerical methods to allow the spatial discretization of the saturation front movement as a function of time. Geophysical and hydrogeophysical methods are used to determine the distinct lithologies and estimate their hydrogeological properties. ERT time-lapse inversion models coupled with a simplified level set method (sLSM for brevity) are used for estimating the position of the flow front at all times. Using the developed algorithm, KES estimates the spatial distribution of  $K_s$  within the infiltration zone.

First, we introduce the theory behind the hydrogeophysical and numerical methods. Then, we present the KES algorithm; validation is performed on 1D hydrogeological models and with the estimation of van Genuchten parameters. Finally, we validate the KES algorithm using 2D synthetic hydrogeological and resistivity models, including a model presenting lithological characteristics of a section of the fluvio-glacial deposits described and studied by Goutaland et al. (2008, 2013).

## **5.3 Theory**

### **5.3.1 Saturated hydraulic conductivity estimation scheme**

The KES method tracks the position of the flow front at each monitoring time to estimate the saturated hydraulic conductivity  $K_s$ . If the positions of the flow fronts  $z_1$  and  $z_2$  at time  $t_0$  and  $t_1$  respectively are known, the distance travelled by the flow lines can be determined by assuming that the flow lines are orthogonal to the flow fronts. For a 1D problem, the distance travelled by the flow lines is the same as the flow front. Knowing the time difference between each

monitoring time, the observed velocity of the flow lines ( $v_{ob}$ ) can be calculated (eq. 5.1). To solve the initial hydrogeological forward model,  $v_{ob}$  is used as an initial estimate  $K_0$  of  $K_S$ . The velocity difference ( $\Delta v$ ) between the observed and the modeled flow lines (eqs. 5.2 and 5.3) is then computed. If  $K_S$  is underestimated ( $K_i < K_S$ ), the term  $\Delta v$  will be positive because the modeled flow fronts and flow lines ( $v_i$ ) would have travelled at a lower velocity than the observed true velocity. Conversely, if  $K_S$  is overestimated, the term  $\Delta v$  will be negative. The convergence of the KES algorithm toward the solution is achieved by minimizing the velocity difference (eq. 5.4). These steps are repeated until the difference between the positions of the measured and the modeled flow fronts is minimized ( $\Delta v = 0$ ).

$$v_{ob} = \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{z_1 - z_0}{t_1 - t_0} \quad [5.1]$$

$$v_i = \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = \frac{z_1 - z_i}{t_1 - t_0} \quad [5.2]$$

$$\Delta v = v_{ob} - v_i \quad [5.3]$$

$$K_{i+1} = K_i + \Delta v \quad [5.4]$$

### 5.3.2 Resistivity method

The subsurface stratigraphy and structure can be determined through an initial ERT survey at a time when properties of the subsoil are static (water content, pressure and resistivity). During the infiltration test, time-lapse ERT is then used to monitor the change in subsurface electrical properties caused by moisture change. By determining, the difference between the time-lapse ERT inversion models and the initial static ERT inversion model, the position of the flow front can be determined. It is possible that the time-lapse resistivity inversion models contain artifacts due to measurement errors, rapid change in soil electrical property during measurement, etc. We can minimize these errors by using the simultaneous time-lapse inversion scheme proposed by Kim (2005) and Kim et al. (2009). Their approach incorporates a time regularization term into the standard ERT inversion scheme, such as

$$(J^T D^T D J + a C^T C + b M^T M) \overline{\Delta X} = J^T D^T (G(\overline{X}) - \overline{d}) + b M^T M \quad [5.5]$$

where  $J$  is the sensitivity matrix,  $D$  is the data weighting matrix,  $C$  is the space constraint matrix,  $M$  is the time constraint matrix,  $\overline{\Delta X}$  is the model vector update,  $G$  is the forward operator,  $\overline{X}$  is the model vector,  $\overline{d}$  is the data vector,  $a$  and  $b$  are the regularization terms for the space and time constraints. Another method for reducing artifacts created by the rapid change in soil electrical property during measurement is by minimizing the measurement acquisition time. This can be achieved by developing rapid acquisition systems for electrical tomography such as multi-channel systems (Inazaki et al., 2015) or new data transmission techniques along the electrodes power line (Imamura, 2013).

Kim et al. (2012) also proposed a norm minimization in the time and space domains of the time-lapse inversion process ( $L_p$ ). A  $L_1$  norm allows a smoother variation of the physical properties in space and time, while a  $L_2$  norm allows a greater contrast in the physical properties. Further developments have been made, such as including variable regularization terms throughout the model in order to minimize the effects of low sensitivity and data noises (Karaoulis et al., 2014). Using this approach, the changing physical properties of the subsoil can be better reconstructed during field monitoring tests.

Surface ERT shows very good horizontal resolution but poor vertical resolution. The accuracy of the estimated  $K_s$  depends largely on the correct positioning of the flow fronts. Tests have shown that, when the subsurface is unknown, a surface dipole-dipole array is a suitable surface configuration in terms of resolution and error (Clément et al., 2009). Borehole ERT or vertical ERT profile can provide the vertical resolution needed to determine the location of the infiltration front (Binley and Kemna, 2005; Loke, 2011; Pidlisecky, 2006; Slater et al., 2000; Zhou and Greenhalgh, 1997 and 2000). Borehole ERT and vertical ERT profile are useful in many near-surface applications. It has been used to monitor the changing subsurface resistivity during the construction of an underground tunnel (Bellmunt et al., 2012). Perri et al. (2012) used it to monitor a saline tracer test in a shallow aquifer and they demonstrated the benefits of using borehole ERT over surface ERT, in terms of vertical resolution and proper positioning of the tracer. A joint inversion code between borehole ERT and borehole GPR has also been developed (Bouchedda, 2010). In hydrogeology, advances have been made in the development of a technique for the characterization of a recharge pond and for monitoring infiltration through the



use of vertical ERT profiles (Mawer et al, 2013). Combined surface and borehole ERT measurements were also used to study an artificial tile drainage process (Clément et al, 2014).

### 5.3.3 Hydrogeological model

The hydrogeological modeling is done through the use of COMSOL Multiphysics by solving Richards equation for an unsaturated porous medium (Richards, 1931). The van Genuchten equation is used to define the water retention curve. For an unsaturated medium with negative pressure head (suction), the soil saturation, water content and soil relative permeability are defined by the following equations,

$$Se = \left[1 + |\alpha H_p|^n\right]^{-m} \quad [5.6]$$

$$\theta = \theta_r + Se(\theta_s - \theta_r) \quad [5.7]$$

$$k_r = Se^l \left[1 - (1 - Se^{-m})^m\right]^2 \quad [5.8]$$

where  $\alpha$  ( $m^{-1}$ ) is related to the inverse of suction,  $n$  and  $l$  are the curve shape parameters for the van Genuchten function,  $m=1-n^{-1}$ ,  $Se$  is the effective saturation,  $\theta$  is the water volume fraction at an instance,  $\theta_s$  ( $m^3m^{-3}$ ) is the maximum water volume fraction,  $\theta_r$  ( $m^3m^{-3}$ ) is the minimum water volume fraction, and  $H_p$  (m) is the pressure head. When the medium is saturated, the pressure head is positive and both  $Se$  and  $k_r$  are equal to 1. Based on the technique of instantaneous profile method that has been successfully applied in the field for determining the water retention curve for unsaturated soils (Baker, 1974; Hillel et al., 1972; Vachaud et al., 1978; Vachaud and Dane, 2002; Watson, 1995,1966), pressure and water content can be measured using the TDR probes and tensiometers during wetting and drying (Krisdani, 2009). For a water infiltration test, the density of water is  $1000 \text{ kg/m}^3$  and the pressure (Pa) can be converted into pressure head (m).

$$H_p = \frac{P}{gD} \quad [5.9]$$

where  $g$  is the gravitational force  $9.81 \text{ m/s}^2$  and  $D$  is the density of water in  $\text{kg/m}^3$ .

TDR probes measure the permittivity of the soil using electromagnetic (EM) wave propagation. By determining the velocity of the propagated EM wave, the relative permittivity of the medium

can be calculated using equation 5.10. Using the Topp equation (Topp et al., 1980), the water content (volumetric moisture content) of the medium can be estimated (equation 5.11).

$$\varepsilon = \left( \frac{c}{v} \right)^2 \quad [5.10]$$

$$\theta \approx -0.053 + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon - 55 \cdot 10^{-4} \varepsilon^2 + 4.3 \cdot 10^{-5} \varepsilon^3 \quad [5.11]$$

where  $C$  is the speed of light ( $3 \times 10^8$  m/s),  $v$  is the velocity of the EM wave propagation,  $\varepsilon$  is the relative permittivity and  $\theta$  is the water content.

High quality measurements of pressure and water content are important for an accurate estimation of the van Genuchten parameters. Guidelines given by Take et al. (2007) are useful for appropriate calibration of the TDR. Plotting water content as a function of pressure, the van Genuchten parameters can be determined using a numerical solver such as the quasi-Newton method (Press et al., 2007).

#### 5.3.4 Level-Set method

The accuracy of the KES algorithm depends on the quality of the estimated flow lines. For a 1D model, the direction in which flow lines propagate is known; hence the velocity of flow lines can be determined. This is not true for 2D and 3D problems as subsoil heterogeneities can lead to preferential flow in any directions. We assume in all cases that flow lines propagate orthogonally to the flow fronts at all times. If the position of the infiltration front can be determined at all infinitesimal amount of time, then each flow line can be precisely determined. A limitation with practical ERT surveys is that the acquisition time largely depends on the number of measurements (data quantity). The acquisition time is not instantaneous; therefore the flow front can't be determined at all times. In addition, when the change in subsoil is large between data acquisition times, topological violations can occur during the propagation of the flow lines from an irregular flow front at time  $t_i$  to another irregular flow front at time  $t_{i+1}$ . Lines could cross and intersect each other or diverge from each other leaving large gaps between flow lines.

We solve topological violations by using the same methodology utilized by Machacek and Danuser (2006) that allows tracking complex cell boundary movements and estimating valuable information such as distance travelled and velocity. Subsets of flow fronts are created between

the measured flow fronts at times  $t_i$  and  $t_{i+1}$  using the level-set method. The level-set method was originally developed by Sethian and Osher (1988) in order to determine the front propagation between two boundaries. This method has been successfully applied to non-geophysical and geophysical applications such as in the 2D reconstruction of sharp boundaries in cross-borehole tomography (Zheglova et al., 2013).

The level-set method converts a model into a regular structured grid and delimits the boundary along the zero region of the distance function  $\phi$ . The distance function is a regular grid that has the same dimension as the model, where the value at each squared region of the grid corresponds to the smallest distance between the squared region and the boundary (i.e. flow front). Squared regions that lie inside the boundary (i.e. saturated zone) have positive distance, and those that lie outside the boundary (i.e. unsaturated zone) have negative distance. If a squared region lies on the boundary (flow front), the distance will be zero. For an in-depth understanding of the level-set method, we refer the readers to the largely cited Li et al. (2005) paper which introduces a new formulation of the level-set function.

In this paper, we use a simplified level-set method (sLSM) that uses the signed distance function as the distance function gradient. For a two-dimensional model, the level-set function can be defined as an ordinary differential equation.

$$\frac{\partial \phi(t)}{\partial t} + F(\phi, t) |\nabla \phi(t)| = 0 \quad [5.12]$$

where  $\phi(t)$  is the distance function at time  $t$ ,  $F(\phi, t)$  is the speed function and  $\nabla \phi(t)$  is the gradient operator at time  $t$ . Using the first-order of the Taylor expansion with respect to the initial time  $t$ , the distance function can be approximated at a time  $t + \Delta t$  (Phillips, 1999).

$$\phi(t + \Delta t) = \phi(t) + \Delta t \frac{\partial \phi}{\partial t} = 0 \quad [5.13]$$

The simplest speed function is defined as the difference in the distance function at time  $t_1$  and  $t_2$ .

$$F(t_{12}) = \phi(t_1) - \phi(t_2) \quad [5.14]$$

The absolute value of the distance function gradient at time  $t$  is defined as the following,

$$|\nabla\phi| = \sqrt{\left(\frac{\partial\phi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)^2} \quad [5.15]$$

The distance function gradient can be represented implicitly as a signed distance function.

$$|\nabla\phi| = 1 \quad [5.16]$$

Substituting equations 5.14 and 5.16 into equation 5.12, and then into equation 5.13 yields the approximated level-set function that can be defined in the following simplified form.

$$\varphi(t) = \varphi(t_1) - \Delta t [\varphi(t_1) - \varphi(t_2)] \quad [5.17]$$

where

$$t = t_1 + \Delta t \quad [5.18]$$

The sLSM is re-initialized after every interpolation step. If the boundary (flow front) is determined at  $t_0$  and  $t_4$ , the following sLSM algorithm can be used to estimate the boundary  $C_1$ ,  $C_2$  and  $C_3$ , at time respectively  $t_1$ ,  $t_2$  and  $t_3$ . We assume the time intervals between each time are equally space.

```

nInterp = 3    % number of interpolated fronts
 $\varphi_4 = \varphi(t_4)$     % compute the distance function at  $t_4$ 

for i = 1:nInterp
     $\varphi_{n+1} = \dots$  % compute the distance function at  $t_{n+1}$ 
     $\varphi_n = \frac{\varphi_4 + \varphi_{n-1}(nInterp + 1 - i)}{nInterp + 2 - i}$  % estimate the distance function at  $t_n$ 
     $C_n = contour(\varphi_{n-1}, [0 \ 0])$  % determine the contour along the zero level at time  $t_n$ 
end

```

#### 5.4 KES estimation scheme algorithm

In previous sections, we discussed the theory behind the  $K_s$  scheme, the electrical method, the level-set method and the hydrogeological method. In this section, we apply them into the KES

algorithm that can be separated into three parts: data acquisition and preparation, flow lines determination, and saturated hydraulic conductivity estimation. The flowchart for the proposed estimation scheme algorithm can be viewed in the following figure.

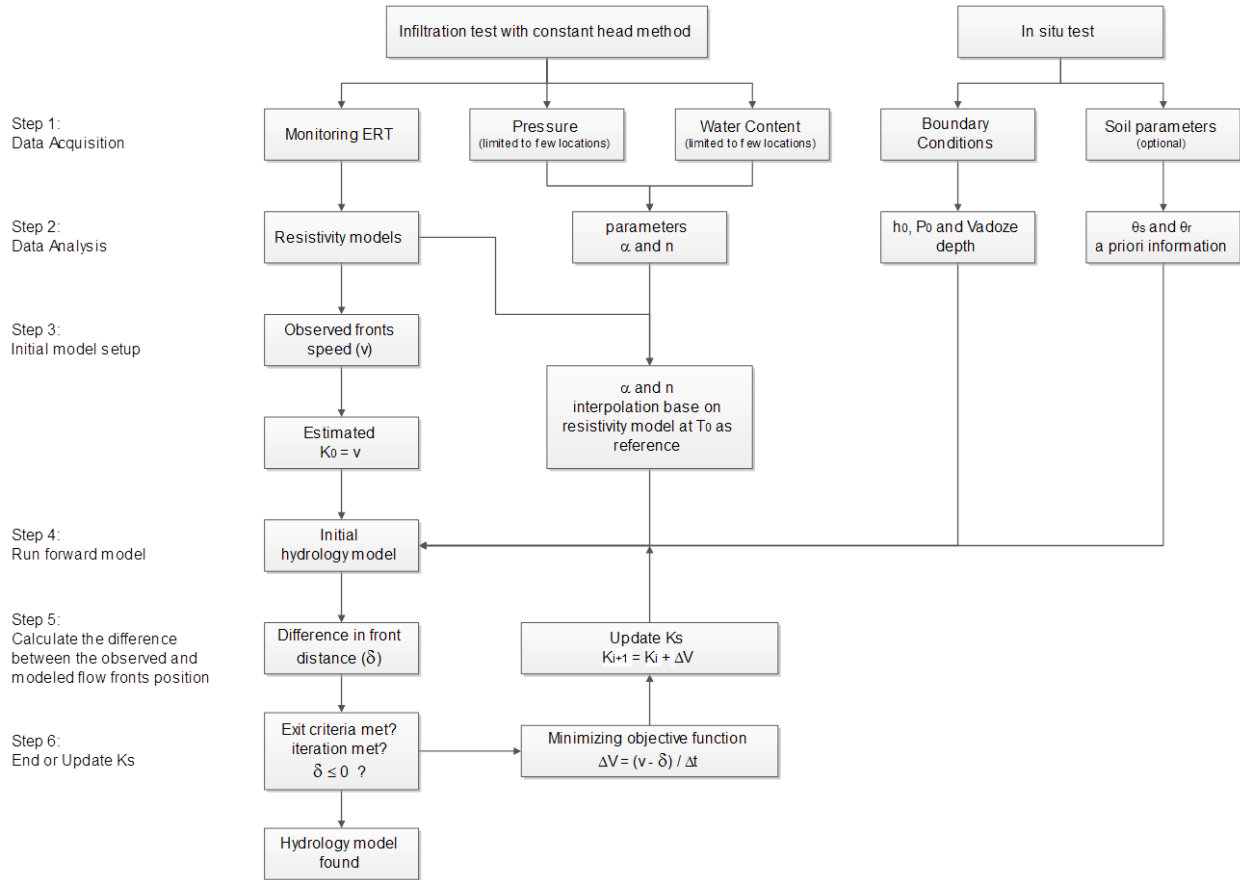


Figure 5-1: Flowchart for KES algorithm.

#### 5.4.1 Part one: data acquisition and preparation

The first part consists in acquiring hydrogeological measurements. An initial resistivity measurement over the investigation zone is carried out in order to determine the subsurface resistivity model. A set of TDR and tensiometers is placed optimally in each identifiable lithofacies (or hydrofacies). Continuous infiltration testing over the survey zone is done while resistivity data is acquired. Pressure and water content data are also measured in order to estimate the van Genuchten parameters for each lithofacies identified by the initial resistivity inversion model.

The time-lapse inversion scheme proposed by Kim et al. (2009) can be used to reconstruct the subsurface resistivity distribution at each monitoring time. The resistivity models can be defined as a model vector,

$$\vec{P} = [\rho_0, \rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n] \quad [5.19]$$

where  $\rho_n$  is the space model vector at time  $t_n$ ,  $\rho_0$  corresponds to the initial resistivity inversion model prior to the infiltration test, and  $n$  is the number of monitoring times. Assuming that the resistivity in inversion models only changes in areas where water content changes, the difference between the space model vector and  $\rho_0$  gives the location of the infiltration (equation 5.20).

$$\vec{\Gamma} = \rho_0 - [\rho_0, \rho_1, \dots, \rho_n] \quad [5.20]$$

$$\vec{\Gamma} = [\gamma_0, \gamma_1, \dots, \gamma_n] \quad [5.21]$$

The wetting front is located in areas where the difference in resistivity is greater than 0 or a certain pre-determined value.  $\vec{\Gamma}$  can be seen as the saturation model vector and  $Y_n$  is the saturation model at monitoring time  $n$ .

#### 5.4.2 Part two: hydrology and imaging methods

The second part consists of estimating the initial saturated hydraulic conductivity by determining the path of the flow lines and their velocity. The vector  $\vec{\Gamma}$  is mapped onto multiple regular grids the size of the mode  $Y_n$ , one grid per monitoring time. This can be done by converting  $Y_n$  into a grayscale image, where each grid cell consists of a pixel, and a value of 0 corresponds to an unsaturated region while a value of 1 is used for a saturated region. Using the sLSM, the distance function  $\phi$  is calculated for all monitoring time, and a subset of interpolated saturation models can be created between monitoring times. Using the interpolated saturation model, the flow front  $\tau_t$  from time  $a$  to time  $b$  can be determined and is defined by the following vector.

$$\vec{F}_{ab} = [\tau_a, \tau_1, \tau_2, \dots, \tau_b] \quad [5.22]$$

Markers are placed along the initial flow front  $\tau_a$  and they are propagated orthogonally to the flow front along the vector  $\overrightarrow{F_{ab}}$ . The distance travelled by each marker from time  $a$  to  $b$  can be determined and is defined by the following vector.

$$\overrightarrow{D_{ab}} = [d_1, \dots, d_l, \dots, d_m] \quad [5.23]$$

where  $d_i$  is the distance travelled by the flow line  $l$  and  $m$  is the total number of flow lines. Since times  $a$  and  $b$  are known, the speed can be calculated and is expressed as the following velocity vector.

$$\overrightarrow{v_i} = \frac{\overrightarrow{D_{ab}}}{a-b} \quad [5.24]$$

$$\overrightarrow{v_{ab}} = [v_1, \dots, v_l, \dots, v_m] \quad [5.25]$$

where  $v_l$  is the estimated flow velocity for the flow line  $l$ , and  $\overrightarrow{V_{ab}}$  is the velocity vector for all the flow lines between times  $a$  and  $b$ .

### 5.4.3 Part three: saturated hydraulic conductivity estimation

The final part of the KES algorithm is to estimate  $K_s$  through an iterative hydrogeological modeling scheme. The hydraulic conductivity in a porous medium is defined as,

$$K = K_s k_r \quad [5.26]$$

where  $K_s$  is the saturated hydraulic conductivity,  $k_r$  is the relative permeability and  $K$  is the hydraulic conductivity of the medium. The estimated flow line velocity  $\overrightarrow{v}$  is set as the initial saturated hydraulic conductivity  $\overrightarrow{K_0}$  for each flow line. In order to obtain a spatial distribution of  $K_s$ , linear interpolation is used for space between the flow lines and along the flow fronts. The forward hydrogeological model is then solved and the distance travelled by each flow lines is determined. The difference in distance travelled between the observed and modeled flow lines can be defined by the following vector,

$$\vec{\delta} = [\delta_1, \dots, \delta_l, \dots, \delta_m] \quad [5.27]$$

where  $\delta_l$  is the difference in the distance travelled for flow line  $l$  between the observed and the modeled saturation model. The difference in the flow line velocity is defined as,

$$\overline{\Delta v} = \frac{\overline{\delta_{ab}}}{a-b} \quad [5.28]$$

The iterative  $K_s$  is therefore defined as,

$$\overline{K}_{i+1} = \overline{K}_i + \overline{\Delta v} \quad [5.29]$$

The solution is found when  $\overline{\Delta v} = 0$ . Other types of stopping criteria can be set by the user such as if  $\overline{\Delta v}$  is less than a certain predefined value  $\beta$  or the change in  $\overline{\Delta v}$  after each iteration is below a certain level, and/or the maximum number of iterations has been reached.

## 5.5 Validations

Validation tests are done to verify the performance and robustness of the KES and van Genuchten parameters estimation technique. The hydrogeological modeling is done by solving a general form of Richard's equation that allows for time-dependent changes in a saturated and unsaturated medium (Bear 1972, 1979). Three different types of soil are used in this section. The van Genuchten parameters (Table 5.1) are taken from Wösten et al. (2001) and have been applied successfully in many situations, such as in De Jong van Lier et al. (2009). Wösten et al. (1999) built the Hydraulic Properties of European Soils HYPRES, a widely used soil database.

Table 5.1: Synthetic model: van Genuchten parameters for various types of soil.

Soil Type	$K_s$ ( $10^{-6}$ m/s)	$\text{Log}_{10}(K_s)$	$\theta_{\text{RESIDUAL}}$	$\theta_{\text{SATURATED}}$	$\alpha$ ( $\text{m}^{-1}$ )	$n$	$l$
Loamy Sand	1.785	-5.748	0.02	0.46	1.44	1.534	-0.215
Heavy Clay	0.524	-6.281	0.01	0.59	1.95	1.109	-5.901
Sandy Loam	1.502	-5.823	0.01	0.42	0.84	1.441	-1.497



### 5.5.1 Conductivity Estimation Scheme

In the first test, a 1D homogeneous and unsaturated medium is used to validate the iterative KES. The medium consists entirely of sandy loam. Since the problem is 1D, the infiltration front moves uniquely downward. The water table is located at a depth of 7 m below the surface. The infiltration is accomplished by fixing a constant hydraulic head of 0.2 m at the surface, which would correspond to ponding at the surface. The position of the flow front is measured at  $4 \times 10^4$  s and is found to have reached a depth of 0.18 m. The velocity of the flow front is therefore  $4.5 \times 10^{-6}$  m/s, three times greater than the true  $K_s$  value. This can be explained by the capillary effect in the unsaturated medium. At the beginning of the infiltration test, there is a large pressure gradient due to ponding at the surface and the capillary pressure in the medium. This causes the infiltration rate and, hence, the velocity of the flow front to be greater than  $K_s$  (Hornberger et al., 2014). By applying KES, the solution converges to  $1.508 \times 10^{-6}$  m/s with a mean percent error of 0.96% in linear-scale (Table 5.2). The mean percent error formula is defined as,

$$MPE = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_i - y_i}{x_i} \right| \quad [5.30]$$

where  $n$  is the number of data points,  $x_i$  is the observed data and  $y_i$  is the calculated data.

We notice that  $K_s$  can be overestimated and converges toward the solution from an initially overestimated value. For a 1D problem, the surplus distance travelled by the flow front can be easily determined and corrected. But for a 2D or 3D problem, the overextended flow lines can become very difficult to track and estimate. It is not impossible, but numerically challenging, resource consuming and not without additional errors. A step size parameter  $\lambda$  (where  $0 < \lambda < 1$ ) is added to eqs. 5.4 and 5.29 in order to damp the correction conductivity term  $\Delta \bar{v}$ .

$$\overline{K}_{i+1} = \overline{K}_i + \lambda \Delta \bar{v} \quad [5.31]$$

Testing with different step sizes shows that the problem converges toward the solution from below at a much slower convergence rate (Figure 5-2). The rate of convergence also depends highly on the size of the step parameter. A small step value will produce a slower convergence rate toward the solution but will also provide a solution of higher precision, while a larger step value can overestimate the solution and can produce a solution of lower precision. Since the exit

criteria used here is reached when the percent change between successive estimated  $K_s$  is less than 0.1%, the iteration stopped even when the error in  $K_s$  with respect to its true value is greater than 1% (table 5.2).

Table 5.2: Estimated  $K_s$  and statistics for various step regularization values.

<b>Lambda</b>	1	0.25	0.2	0.1	1/15	0.05	0.01
<b>Solution (<math>10^{-6}</math> m/s)</b>	1.51	1.48	1.48	1.47	1.45	1.44	1.12
<b># of iterations</b>	14	30	35	64	85	109	205
<b>% error</b>	0.96%	1.54%	1.71%	2.48%	3.56%	4.23%	25.54%

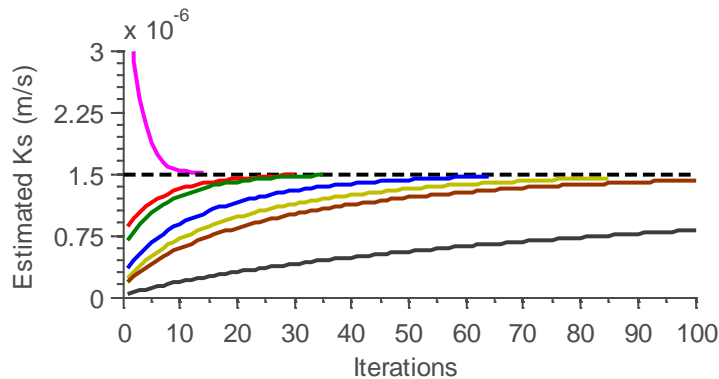


Figure 5-2: Comparison of convergence rates with different regularization parameters  $\lambda$ . Please see table 2 for parameter values  $\lambda = 1$  (purple), 0.25 (red), 0.2 (green), 0.1 (blue), 0.0667 (gold), 0.05 (brown red) and 0.01 (charcoal). True saturated hydraulic conductivity value is  $1.502e-6$  m/s (dashed line).

In order to increase the convergence rate and to force the convergence of the solution from an initial underestimated  $K_s$  value, a variable step size parameter is used. Initially, a small step value is used to avoid any overestimation of the initial estimate  $K_s$ . For successive iterations, the step value is increased by an integer factor. We found a multiple of 2 to be suitable for our problem. We ran 3 simulations using 3 different types of subsoil, while maintaining the same model conditions as the previous test (constant head at the surface of 0.2 m, no lateral flow along the boundary and the water table is located at 7 m below the surface). The tests start with a step value of 0.001 that increases by a factor of two after each iteration. The result is a fast and robust  $K_s$  estimation scheme (Figure 5-3 and Table 5.3).

Table 5.3: Estimated  $K_s$  and statistics using the developed variable step-sizing convergence technique.

Soil Type	Iteration	Estimated $K_s$ ( $10^{-6}$ m/s)	$K_s$ % error	Distance Travelled % error
Loamy Sand	15	1.744	2.29%	0.00%
Heavy Clay	11	0.506	3.42%	0.88%
Sandy Loam	11	1.512	0.66%	0.24%

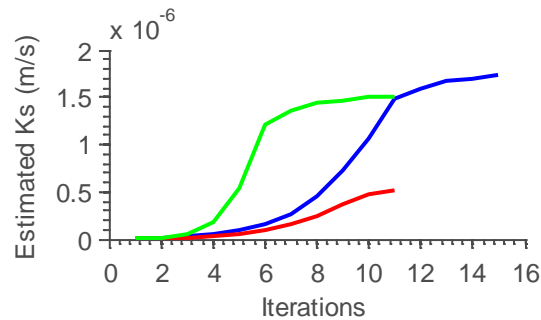


Figure 5-3: Convergence rate for different types of subsoil using a variable and increasing regularization term.: sandy loam (green), loamy sand (blue) and heavy clay (red).

### 5.5.2 Water Retention Model

To run the forward hydrogeological model, van Genuchten parameters ( $\alpha$ ,  $n$  and  $K_s$ ) are needed. The parameter  $l$  controls the hydraulic conductivity curve (eq. 5.8) and is related to the physical properties of the pores. This parameter is considered constant, with  $l = 0.5$ , as suggested by Goutaland et al. (2013), Mawer *et al.* (2013) and Mualem (1976). The van Genuchten parameters can be determined by the use of the instantaneous profile method (IPM), with which TDR probes and tensiometers to monitor the pressure and the water content of the soil during the infiltration test (Carter and Gregorich, 2007). IPM has being widely used and it is considered one of the most accurate techniques for determining the soil hydrogeological properties in the laboratory (Owsiany, 1995; Krisdani et al., 2009; Scheffler, 2011). While successful field studies have been performed with the IPM (Baker, 1974; Goering et al., 1996; Hillel et al., 1972; Schindler and Müller, 1998; Teixeira et al., 2005; Vachaud et al., 1978; Vachaud and Dane, 2002; Watson, 1995,1966), installation of TDR and tensiometers at various depths remains a difficult task. With the development of better probes (van der Ploeg et al., 2010) and newer techniques (Dahan et al.,

2006), it is possible that IPM can be more easily implemented in the near future. In addition to instrumental challenges, field IPM can be prone to higher data uncertainty near the wet end range (Adhanom et al., 2012). If IPM proves difficult to implement in the field, infiltrometry can be used to determine the soil hydrogeological properties (van Genuchten parameters) (Aiello et al., 2014; Johnson, 1963; Lassabatere et al., 2006; Mulani et al., 2014; Šimůnek and van Genuchten, 1996). However, infiltrometry techniques need to be performed from an exposed surface of the lithological unit to be characterized. Otherwise, soil samples can be extracted and the soil hydraulic properties determined in the laboratory from pressure plate apparatus and Tempe cells or using physicoempirical models (Arya and Paris, 1981; Tuller and Or, 2003; Siltecho et al., 2015). In cases where hydrogeological parameters cannot be estimated using field or laboratory techniques, van Genuchten parameters can be obtained from the literature as a last resort in order to be able to run the forward hydrogeological modelling. This is done in some cases where missing parameters are borrowed from the literature to fill in gaps in the data or to simulate an entire hydrogeological model (Goutaland et al. 2013; Mawer et al., 2013).

In ideal conditions, pressure and water content measurements can be acquired continuously throughout the infiltration test. But TDR probes and tensiometers do not yield error free measurements. Proper reconstruction of the van Genuchten parameters may not be feasible due to low data quality and sparse measurements. This can be compensated by an increase in higher time sampling of water content and pressure since TDR probes and tensiometers can record data at a pace much faster than most ERT systems commonly used in the field. Therefore with enough data, the effect due to measurements error can be significantly reduced.

To demonstrate this, a test was performed comparing the modeled water content and the reconstructed water content for loamy sand (Table 5.5). When no error is added to the original data, the van Genuchten parameters are well reconstructed with a mean percent error of 0.17%. Even when the residual water volume fraction  $\theta_r$  is fixed at 0.01 instead of 0.02, the van Genuchten parameters are well estimated with  $n$  being the worst estimated parameter with a percent error of 1.6%. Seven trials with different Gaussian data errors are used to estimate the van Genuchten parameters. A  $\pm 5\%$  Gaussian error in water content data is added while a  $\pm 0.01$  m Gaussian error in pressure head data is added. Error in tensiometers varies from one manufacturer to another and in certain cases, the error can have a range that varies from  $\pm 0.1$  to  $\pm 0.5$  kPa. The results show that the estimated van Genuchten parameters correspond well to the

real values, but the parameter  $\alpha$  is more susceptible to error than the other parameters (Table 5.4). The error on parameter  $\alpha$  can be reduced if the porosity of the soil,  $\theta_s$  is known in advance. This technique can accurately estimate the van Genuchten and soil parameters if sufficient data with error less than 5% are collected.

Table 5.4: Estimates of van Genuchten parameters with 5% Gaussian error on data.  
\*fixed parameters.

	<b>Original</b>	<b>Trial 0</b>	<b>Trial 1</b>	<b>Trial 2</b>	<b>Trial 3</b>	<b>Trial 4</b>	<b>Trial 5</b>	<b>Trial 6</b>	<b>Trial 7</b>
$\theta_s$	0.46	0.46	0.43	0.44	0.44	0.44	0.44	0.43	0.45
$\theta_r^*$	0.02	0.01*	0.01*	0.01*	0.01*	0.01*	0.01*	0.01*	0.01*
$\alpha$	1.44	1.48	0.83	1.44	0.85	1.06	1.08	1.08	1.17
$N$	1.534	1.51	1.63	1.51	1.65	1.56	1.55	1.56	1.54
<b>% error on real curve</b>		0.17%	3.81%	3.69%	4.14%	2.00%	2.00%	2.16%	1.58%

Table 5.5: Comparison between modeled and reconstructed water content with 0.17 % error.

<b>Pressure head (m)</b>	<b>Modeled Effective Saturation</b>	<b>Modeled Water Content</b>	<b>Reconstructed Water Content</b>
-10	0.239	0.125	0.125
-9	0.253	0.131	0.131
-8	0.269	0.138	0.138
-7	0.288	0.147	0.147
-6	0.312	0.157	0.158
-5	0.343	0.171	0.171
-4	0.384	0.189	0.189
-3	0.442	0.214	0.215
-2	0.534	0.255	0.256
-1	0.703	0.329	0.329
-0.9	0.728	0.340	0.340
-0.8	0.755	0.352	0.352
-0.7	0.784	0.365	0.365
-0.6	0.815	0.379	0.378
-0.5	0.848	0.393	0.393
-0.4	0.883	0.409	0.408
-0.3	0.919	0.424	0.424
-0.2	0.953	0.439	0.440
-0.1	0.983	0.452	0.453
0	1.000	0.460	0.462

## 5.6 2D synthetic hydrogeological model

In this section, we demonstrate the use of the KES scheme with a simple 2D synthetic model. The model consists of a vertical contact that simulates a hydrogeophysical survey perpendicular to a building where the vertical contact is delimited by a backfilling of loamy sand between a concrete foundation wall and natural unexcavated subsoil consisting of heavy clay (Figure 5-4). Hydrogeological properties of these soils can be found in Table 5.1.

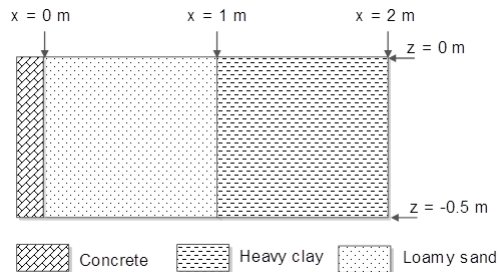


Figure 5-4: Model corresponding to a vertical contact.

The infiltration test consists of keeping a constant hydraulic head of 0.2 m at the ground surface. The water table is located 7 meters below the surface and corresponds to the initial state for the unsaturated soil. Surface infiltration is supposed to extend well beyond the survey zone so that there is no horizontal flow along the vertical boundaries of the model. The concrete wall is impermeable. Pressure and water content data are obtained at every 8 min interval at two locations (Table 5.6). The van Genuchten parameters are estimated using quasi-Newton method and they are associated with each respective lithofacies (Table 5.6). It appears again that the parameter  $\alpha$  is more susceptible to error.

Table 5.6: Estimates of van Genuchten parameters with related % error. Estimation with no data error and with 5% Gaussian error. Errors on estimates are shown within brackets.

		<b>Probe 1</b>	<b>Probe 2</b>
<b>Coordinates (m)</b>		(0.5, -0.1)	(1.5, -0.01)
<b>No error</b>	$\theta_s$	0.460 (0.05)	0.574 (2.68)
	$\alpha$ ( $\text{m}^{-1}$ )	1.473 (2.32)	1.433 (26.5)
	$n$	1.511 (1.53)	1.111 (0.22)
<b>5% error</b>	$\theta_s$	0.456 (0.93)	0.561 (4.85)
	$\alpha$ ( $\text{m}^{-1}$ )	1.320 (8.35)	1.313 (32.7)
	$n$	1.534 (0.03)	1.103 (0.48)

At  $t = 0$  h, the medium is in an unsaturated equilibrium state. The infiltration test started at  $t = 0$  h and the saturation level is observed at  $t = 0$  and 22.22h (Figures 4-5a and b). The effective saturation level is used to delimit the flow front in areas where the variation in effective saturation is greater than 0.01 ( $\Delta S_e > 0.01$ ). Using the simplified level-set method, flow fronts are interpolated between monitoring times and flow lines are propagated in the direction orthogonal to the flow front (Figure 5-5e). The gray scale background represents the distance function at time 0h and is added purely for visual purposes. The KES algorithm is applied and the final results of the modeled water saturation at each observed time are shown (Figure 5-5c and d). The reconstructed (modeled) water saturation is very similar to the observed water saturation with a mean percent error in saturation level of 7.78% and 4.21% for times  $t = 0$  and 22.22 h respectively. The flow front is also well replicated and the KES algorithm successfully estimated the saturated hydraulic conductivity with a mean percent error of 1.23% in log-scale (Figure 5-5f).

Regions where  $K_s$  is poorly estimated are located near the vertical contact separating the loamy sand and the heavy clay. Since the estimated  $K_s$  is interpolated linearly between flow lines, there is a gradient in  $K_s$  between the two media and between the flow lines. As discussed in sections 5.3.1 and 5.4.3, the KES algorithm minimizes the distance travelled by the interpolated flow lines between the observed and the modeled saturation model. Therefore, areas where the interpolated flow lines do not cross, are susceptible to false reconstruction in  $K_s$ , in saturation and in infiltration front.

Another region where there is a discrepancy in water saturation is at the lower right corner of the infiltration front in loamy sand medium. Compared to the observed infiltration front, the modeled infiltration front is smoother due to lack of flow lines in this region to constrain the modeled infiltration front. The KES algorithm only verifies if the distance travelled by each flow line is respected, and does not verify if the entire infiltration front is well constructed. This can be resolved by increasing the density flow lines in this region. However, adding too many flow lines which are best guesses by definition, can result in a more irregular distribution of  $K_s$  and sharper spatial contrast between  $K_s$  values. Nevertheless, the saturated hydraulic conductivity is well estimated in respect to true value and error can be reduced if observational time between each monitoring time is shortened.

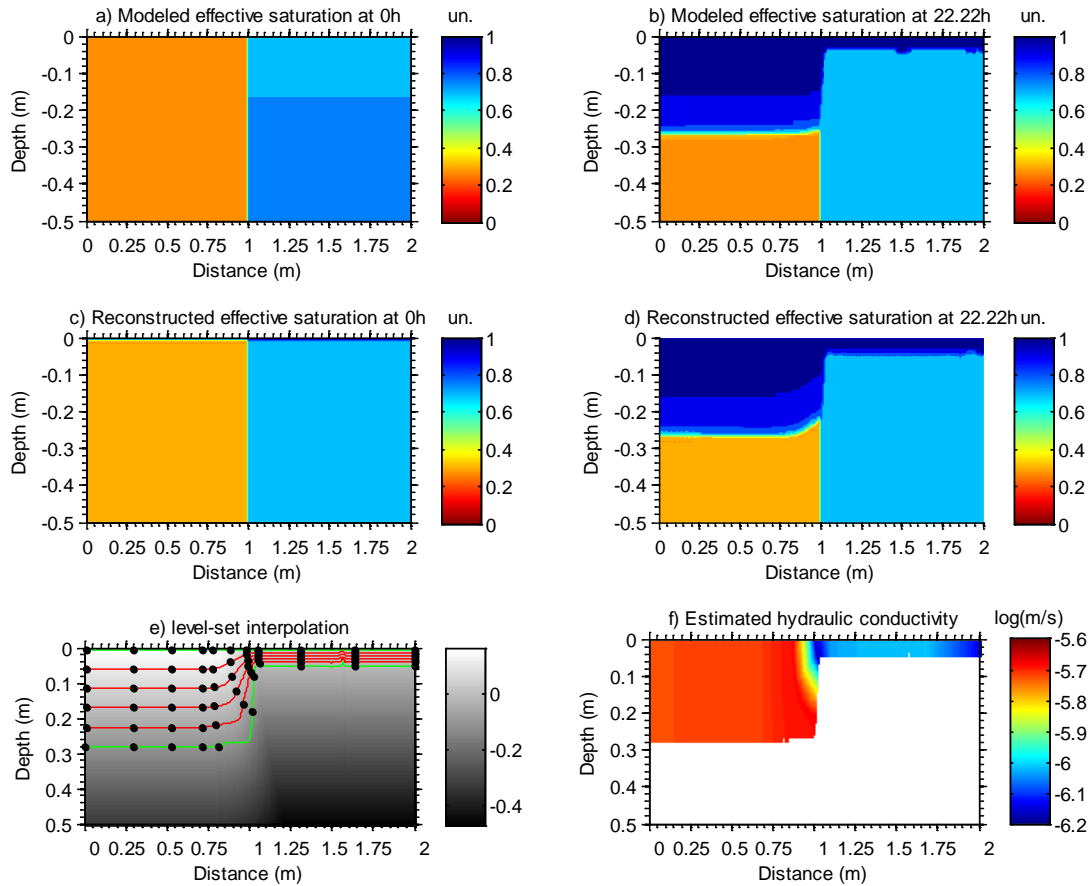


Figure 5-5: Vertical contact in a porous and unsaturated medium. Modeled (a, b) and reconstructed (c, d) effective saturation at  $t=0$  and  $t=22.22\text{h}$ . Level-set interpolation with the position of the estimated flow lines at each interpolated flow fronts (e) and the estimated hydraulic conductivity (f).

## 5.7 Fluvioglacial synthetic model

In this section, the KES algorithm is applied to a synthetic model representing characteristic lithofacies of fluviglacial deposits at the bottom of a storm water infiltration basin described in Goutaland et al. (2008, 2013). The model was inspired by the lithology along the face of a trench dug into the fluviglacial deposit at the bottom of the infiltration basin. The model reproduces the main characteristics of the trench face. It has a length of 13.5 m and a depth of 2.5 m. It consists of 4 distinct lithofacies, identified as S-x, Gcm, Gcm,b, and Gc-o. For a detailed lithological description of the trench face refer to Goutaland et al. (2008, 2013).



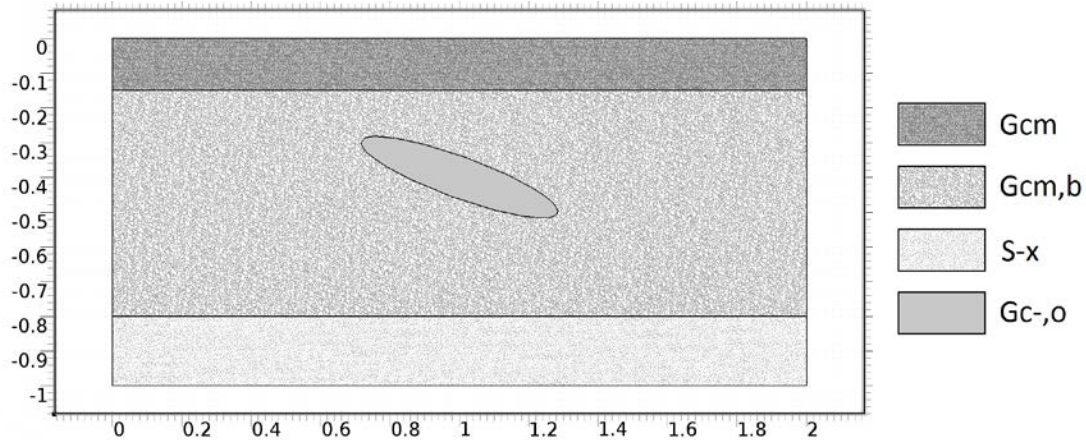


Figure 5-6: Synthetic model of the glaciofluvial deposit. Gcm has a thickness of 0.15m and is composed of fine sands and 85% gravels. Gcm,b has a thickness of 0.65m and is composed of bimodal mixing of fine-medium sand and gravel. S-x is composed of well-sorted medium sand without the presence of silt or clay. Gc-,o is composed mainly of poorly to moderately sorted matrix-free gravels with less than 10% sands.

KES is an iterative algorithm and 2D hydrogeological modeling of unsaturated and heterogeneous subsoil, such as the glaciofluvial deposit described by Goutaland et al. (2008, 2013), can be resource intensive and time consuming. In order to reduce the computation time, the geometry of the model was simplified, while maintaining the lithological characteristics of the deposit which had a significant influence on preferential flow and water content heterogeneity through capillary barrier effects, i.e. the Gc-,o lithofacies which consisted mainly of matrix-free, poorly to moderately sorted gravel. Moreover, the van Genuchten parameters of the Gcm lithofacies were modified to allow a faster water infiltration in the first layer (Figure 5-6 and Table 5.7). The modified van Genuchten parameters ( $\alpha$  and  $n$ ) were taken from Wösten et al. (2001). In the original glaciofluvial deposit, the water table is located at 13 m beneath the surface and the Gc-,o lithofacies have an average thickness of 0.05 m with a variable dipping angle. The synthetic model reproduced these main characteristics, with architecture of three horizontal units and a water table located 10 m beneath the surface. The first unit consists of the Gcm lithofacies, the second unit of a Gcm,b lithofacies with a Gc- o lithofacies at a  $20^\circ$  dip and a thickness of 0.15 m, and the third unit of a S-x lithofacies.

Table 5.7: Van Genuchten properties for the different lithofacies.

Lithofacies	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (1/m)	$n$	$K_s$ (m/s)	Thickness (m)	
						Goutaland et al. (2013)	Synthetic Model
Gcm	0.037	0.274	2.22	1.24	$1.53 \times 10^{-4}$	0.2-0.3	0.15
Gcm.b	0.032	0.226	0.84	2.71	$1.20 \times 10^{-5}$	1-2	0.65
S-x	0.013	0.337	20.50	2.92	$9.78 \times 10^{-4}$	1	0.2-depth
Gcg.o	0.020	0.360	111.60	2.70	$1.00 \times 10^{-1}$	variable	0.15

### 5.7.1 Hydrogeological and geophysical modeling

Two different approaches are used to test the robustness of the KES algorithm. The first approach uses the observed effective saturation during a simulated infiltration test to determine the flow fronts, and uses the real van Genuchten parameters for solving the forward hydrogeological model (Table 5.7). The second approach estimates the flow fronts from the resistivity inversion models obtained through ERT modeling. The accuracy and resolution of the reconstructed flow fronts depend on the geophysical method.

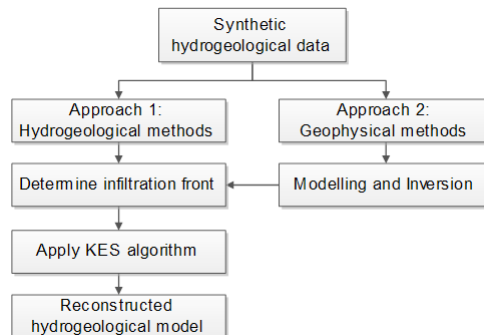


Figure 5-7: Process flow for the two hydrogeological and hydrogeophysical approaches.

This numerical simulation infiltration test consists in keeping a constant hydraulic head of 0.2 m on the surface. No horizontal flow is constrained along the vertical boundaries. Since the water table is located at 10 m below the surface, the initial hydraulic head of the model, i.e. at  $t = 0$  h, is -10 m (unsaturated state). At  $t > 0$ h, water infiltration occurs and the effective saturation is measured at time 2h, 5h and 10h (Figure 5-8). Using the first approach, flow fronts are extracted directly from the effective saturation models and the KES algorithm is used to estimate the saturated hydraulic conductivity (as seen in section 5.6). The results are presented in section 5.7.3.

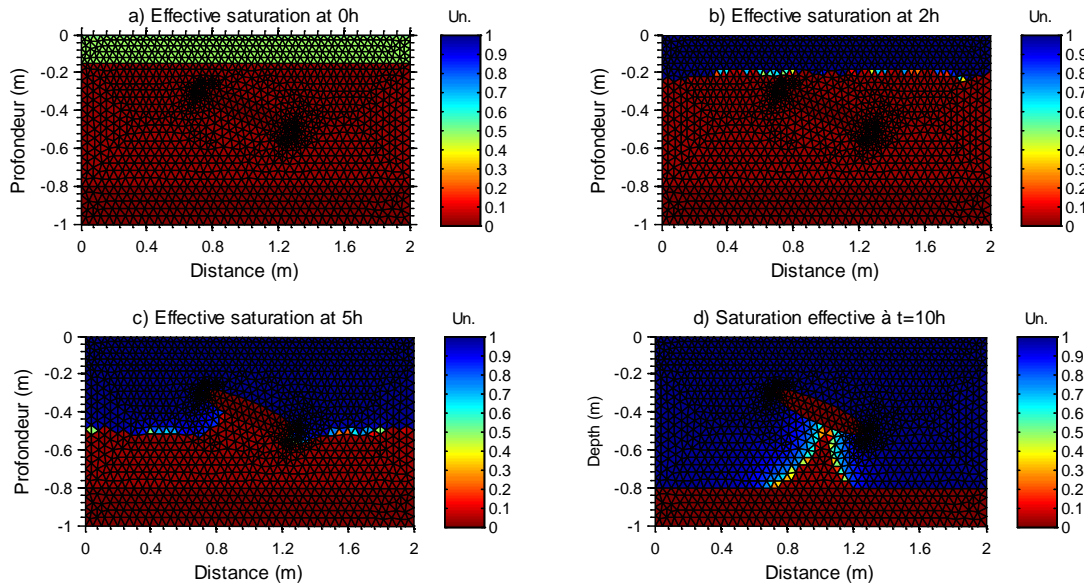


Figure 5-8: Effective saturation of soil before and during the infiltration test at four different times.

For the second approach, the van Genuchten parameters must be estimated for different lithofacies and the flow fronts are determined from the electrical inversion models. In order to extract the flow fronts from the electrical inversion model, the initial models are created by converting the hydrogeological models into resistivity models. The modified Archie's equation given by Keller and Frischknecht (1966) is used.

$$\sigma = \sigma_w a^{-1} \theta_s^m S_w^n \quad [5.32]$$

where  $\theta_s$  is the total porosity,  $S_w = \theta_w / \theta_s$  is the water saturation,  $\theta_w$  is the total water fraction,  $a$ ,  $m$  and  $n$  are empirical parameters that are related to the pore geometry and grain texture (tortuosity factor), pore cementation exponent and the saturation exponent, respectively. To avoid an electrical conductivity of 0 (infinite electrical resistivity) when saturation is zero, a constant representing the surface conductivity  $\sigma_s$  of the material matrix is added to Archie's equation (Waxmen and Smits, 1968; Sen et al., 1988; Sen and Goode, 1992).

$$\sigma = \sigma_w a^{-1} \theta_s^m S_w^n + \sigma_s \quad [5.33]$$

For each type of lithofacies, a unique set of Archie parameters is used to define the petrophysical relationship described by eq. 33 (see Table 5.8). The resistivity models are shown in Figures 4-10a to 4-10d. It is important to note that we used Archie's law to convert hydrogeological data into electrical conductivity data for the purpose of demonstrating the capability of the approach to recover the flow fronts and then the hydraulic conductivity. However, it does not mean that this effective electrical conductivity model should be used in general to recover the hydraulic properties of the subsurface. In a recent paper, Mawer et al (2015) show that relative hydraulic conductivity could be expressed as relative electrical conductivity to a power law exponent,  $\beta$ . A  $\beta$  value of 2.1 reproduced relative hydraulic conductivity from relative electrical conductivity with little error.

Table 5.8: Archie's law parameters for different lithofacies.

	<b>Gcm</b>	<b>Gcm.b</b>	<b>S-x</b>	<b>Gcg.o</b>
K (m/s)	$1.53 \times 10^{-4}$	$1.20 \times 10^{-5}$	$9.7810^{-4}$	$1.00 \times 10^{-1}$
$\theta_s$	0.274	0.226	0.337	0.360
$\theta_r$	0.037	0.032	0.013	0.020
a	1.2	1.4	1.0	1.0
n	2	2	2	2
m	1.3	1.3	1.4	1.2
$\sigma_D$ (S/m)	0.00185	0.0016	0.00031	0.0002
$\sigma_w$ (S/m)	0.5	0.5	0.5	0.5

During the simulation of an infiltration test, pressure and water content data were noted at every 10 min for the lithofacies Gcm and Gcm.b. No data were determined in lithofacies Gcg.o and Sx because they cannot be clearly observed in the initial ERT inversion model at  $t = 0$  h (see Figure 5-10e in section 5.7.2). These hydrological data allow the estimation of the van Genuchten parameters by solving equations 5.5 and 5.6 using a numerical solver (results shown in Table 5.9; see section 5.5.2). The parameter  $\alpha$  is again more susceptible to error, as has been observed in Mawer et al. (2013) and in previous tests (section 5.5.2). The largest error is on the residual porosity  $\theta_r$  with a magnitude greater than 17%. While this percent error seems important, it corresponds to a small difference in absolute value, i.e. 0.042 instead of 0.037 (Tables 5.7 and 5.9) and has a negligible impact on the hydrodynamics of the subsoil compared to the errors associated with estimated parameters  $\alpha$  and n.

Table 5.9: Recovered van Genuchten parameters from water content and suction data using quasi-Newton solver.

Parameters	Gcm	% Error	Gcm.b	% Error
$\theta_s$	0.27	0.06	0.23	0.05
$\theta_r$	0.043	17.41	0.031	1.76
$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	2.19	1.51	0.79	5.67
n	1.25	0.89	2.72	0.22

### 5.7.2 Geophysical inversion

In the second approach, surface and vertical ERT data are modeled to augment the horizontal and vertical resolution, and to improve the localization of the infiltration fronts. Surface electrodes have a minimum spacing of 0.1 m and a maximum spacing of 0.5m in a dipole-dipole configuration (Figure 5-9: Location of surface and borehole vertical electrodes location for ERT survey., green and blue dots). Two vertical electrical conductivity profiles are placed at various depths at position  $x = 0.4\text{m}$  and  $1.6\text{m}$  with an electrode spacing of 0.1m (Figure 5-9, red dots). The array configuration consists of bipole-bipole, bipole-dipole and dipole-dipole. The combination of surface and vertical electrodes configuration allows a maximum coverage using the available electrodes.

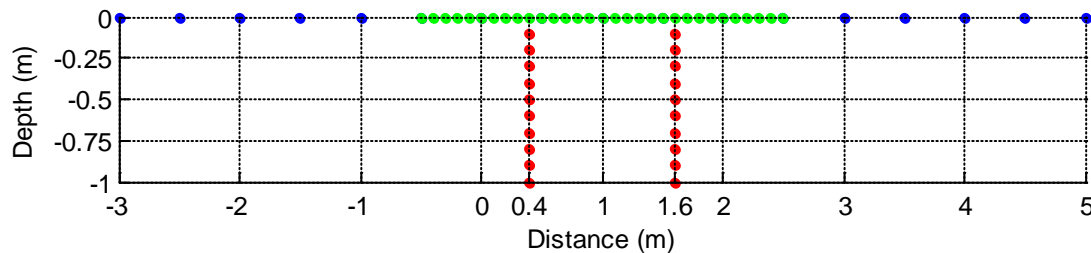


Figure 5-9: Location of surface and borehole vertical electrodes location for ERT survey.

Robust inversion is used to allow a greater resistivity contrast between the saturated and unsaturated medium. Time-lapse inversion is not used because the ERT data are obtained through ERT modelling, therefore the subsoil electrical properties can be considered as static and non-changing during data acquisition. Resistivity models and inversions results are shown in Figure 5-10. The vertical position of the flow front is accurately identified along the profiles where vertical electrodes are located. There is a loss of resolution in the position of the flow front

beneath  $G_{c-,o}$ . This is due to the principle of equivalence. Since the resistivity of the  $G_{c-,o}$  is underestimated, the resistivity of medium located beneath it is overestimated masking any infiltration beneath it. Moreover, due to the way the geometry and the properties of the model are defined,  $G_{c-,o}$  cannot be observed by the ERT method at any time (Figure 5-10). Its existence can only be seen by the decrease in conductivity in the  $G_{c-,o}$  region versus the saturated region. The flow front can be extracted by assuming that it is located at the contact between the lowest log-resistivity value and all other values.

The KES algorithm is then used to reconstruct the saturated hydraulic conductivity (as seen in section 5.6). Estimated van Genuchten parameters are used to solve the hydraulic conductivity (Table 5.9). The results are shown in the following pages follow by the discussions in section 5.8.

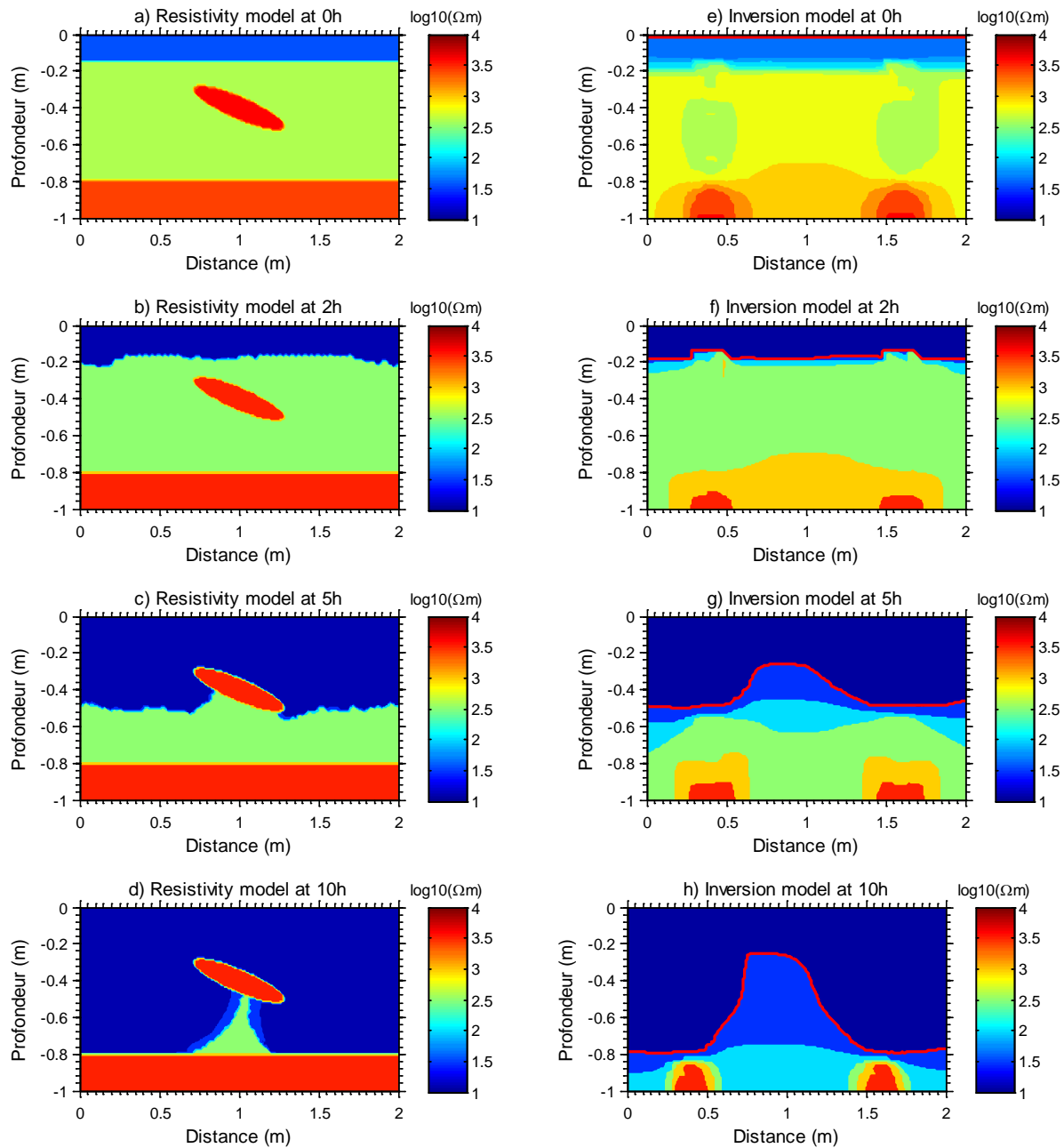


Figure 5-10: Monitoring infiltration by ERT for model in Fig 6: a) to d) are resistivity models obtained by using Archie's law to the saturation model; e) to h) are robust ERT inversion models using surface and ground data. Red lines indicate location of the infiltration front.

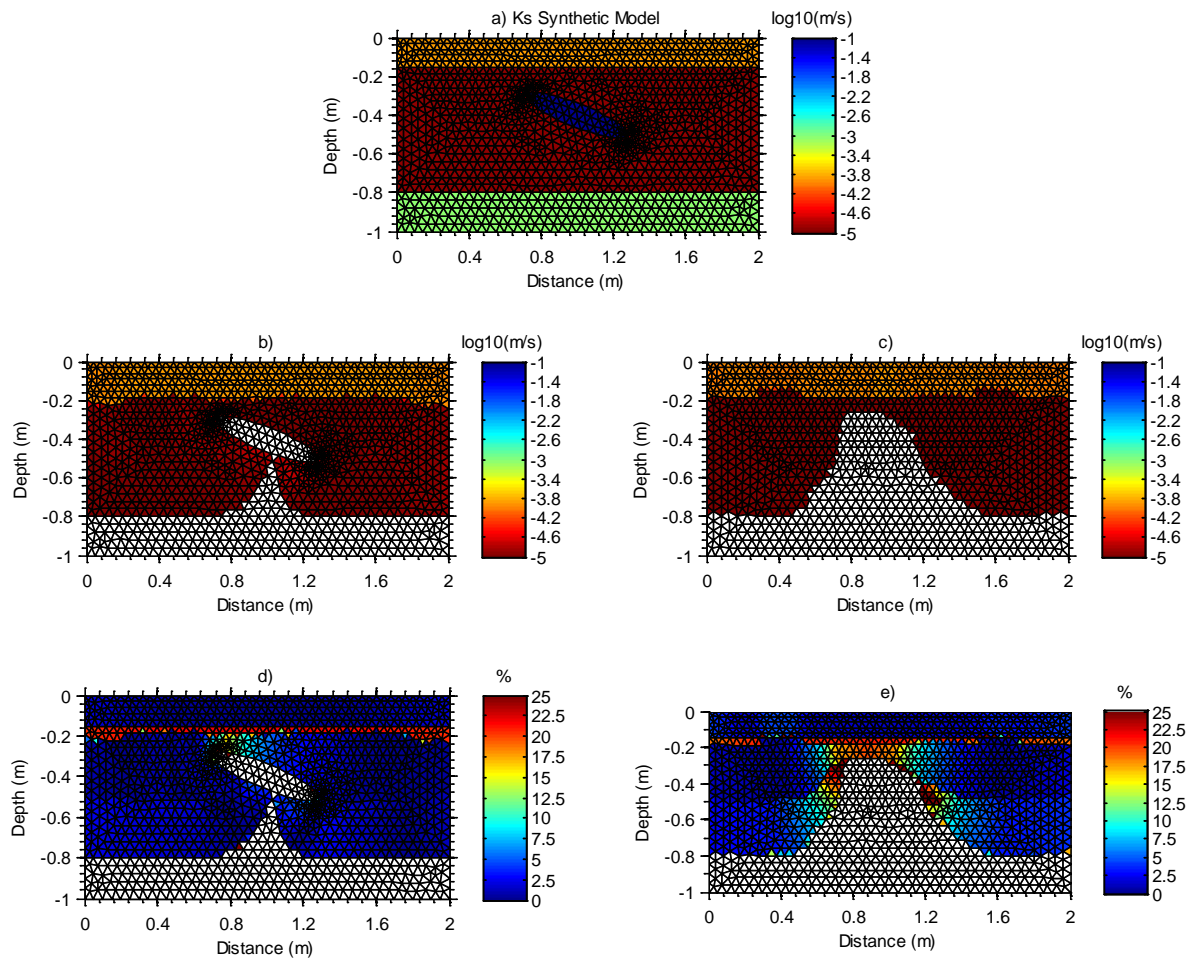


Figure 5-11: Saturated hydraulic conductivity for a) the synthetic model, b) reconstructed model based on effective saturation data, and c) reconstructed model based on resistivity inversion data. The mean percent error for each reconstructed model is shown for 3.49% in d) and 8.11% in e) respectively.



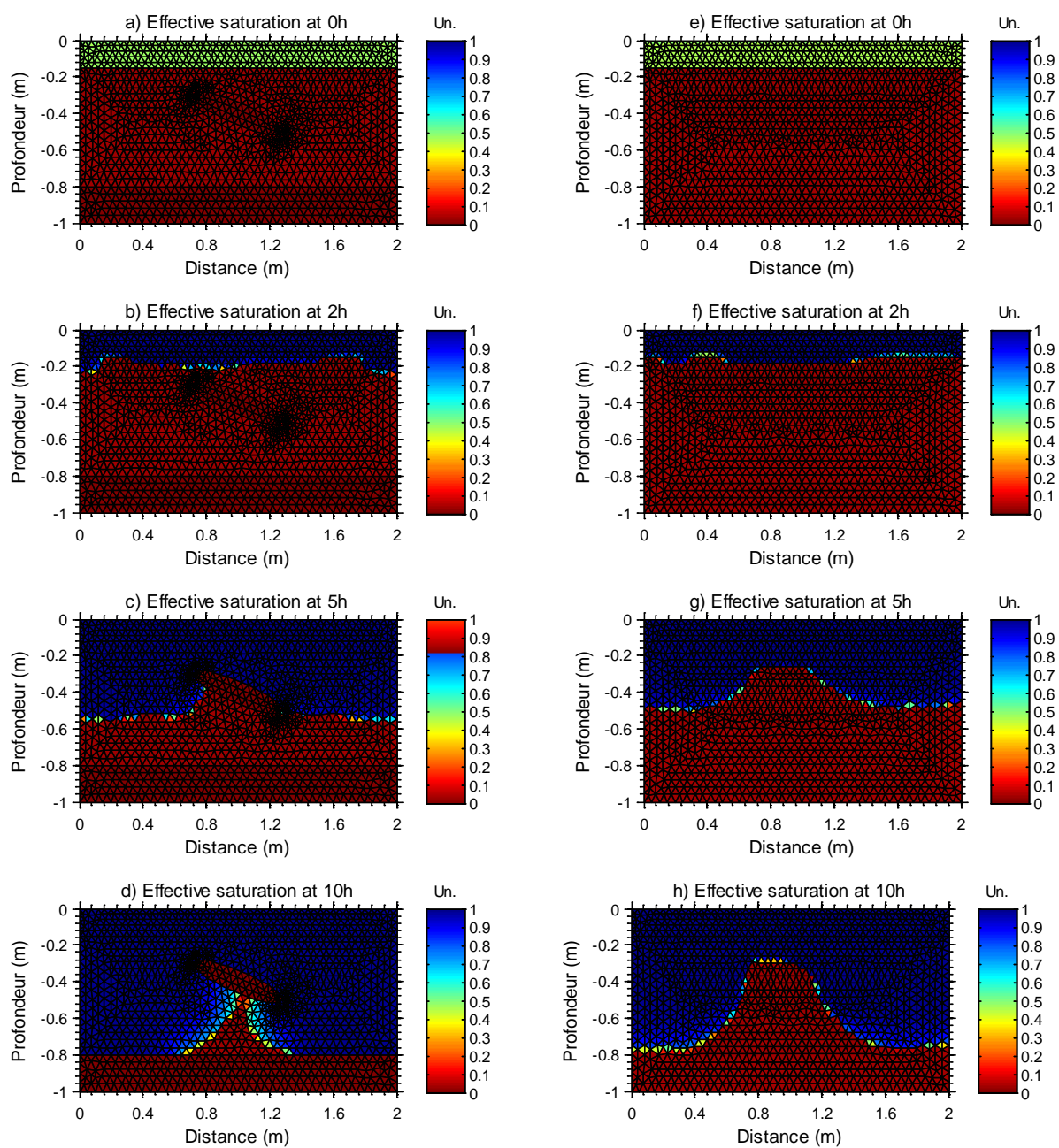


Figure 5-12: Modeled effective saturation obtained by the KES algorithm for fronts determined using hydrogeological data (a to d) and using geophysical data (e to f).

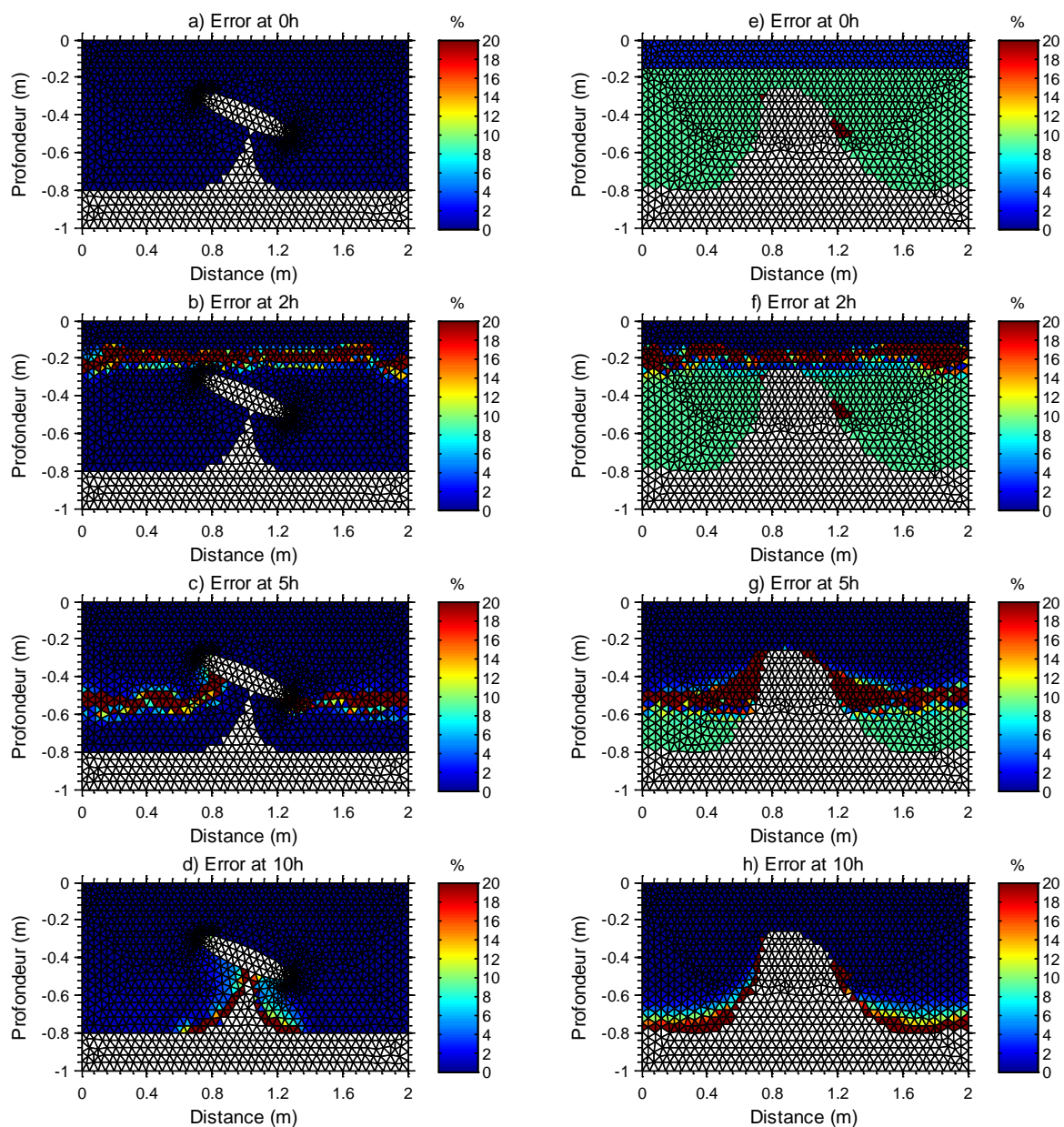


Figure 5-13: Percent error in modeled effective saturation obtained by the KES algorithm, for fronts determined using hydrogeological data (a to d) and fronts determined using geophysical data (e to f).

## 5.8 Discussion

In sections 5.5 and 5.6, the saturated hydraulic conductivity estimation scheme is validated using 1D and 2D synthetic models. Difficulties arise when the model is multidimensional and negative corrective terms ( $\Delta v < 0$ ) are no longer ideal. This is solved by adding a step sizing parameter that increases after every iteration. The tests and the results are positive, and they have demonstrated the robustness of the KES algorithm by recovering the saturated hydraulic conductivity  $K_s$  with a small percent error (less than 10%).

In section 5.7, the KES algorithm was applied on a synthetic model having lithological and hydraulic characteristics of fluvio-glacial deposits from a real case study. Two approaches are used to locate the infiltration front. The first approach uses the effective saturation to determine the flow fronts, and the KES algorithm was able to estimate the hydraulic conductivity with an error of 3.49% in log-scale (Figure 5-11b and d). The second approach uses surface and vertical electrodes for resistivity measurements to locate the infiltration front and to identify the different lithofacies. In this approach, the limitation of KES algorithm is also tested when the position of the flow front is not correctly positioned. The results are a good estimation and reconstruction of the hydraulic conductivity with an error of 8.11% in log-scale (Figure 5-11c and e).

For both approaches, the KES algorithm properly reconstructed the respective flow front at all times (Figure 5-12). The error in the conductivity is larger in the area where the flow lines intersect the Gc-,o. The error in the reconstruction of the effective saturation is very small in most regions. At  $t = 0h$ , the error in saturation is larger for the model based on the ERT method because of the error in the estimated residual saturation parameter (Table 5.9). Similarly, the error is also larger beneath the reconstructed flow front for each respective time due to poor soil parameter estimation and poor determination of the flow front. Observation shows that most errors are caused by the following:

1. When the infiltration front passes through two media from  $t_t$  to  $t_{t+1}$ , the estimated hydraulic conductivity is the arithmetic average of the hydraulic conductivities of the two media. At  $t=2h$ , the front has reached beyond the boundary of the upper lithofacies Gcm and into some part of the lithofacies Gcm,b. Since the distance travelled within Gcm is greater than Gcm,b, the estimated hydraulic conductivity is closer to Gcm than Gcm,b. In order to minimize this averaging effect, the time interval between each monitoring time

must be minimized. This can be done by utilizing a multi-channel ERT system to speed up the acquisition of data or by reducing the number of electrode measurements.

2. The hydraulic conductivity is usually underestimated in areas where the infiltration front intersects an impermeable or low permeability interface. In Figure 5-12, the areas with the largest error are located above and around the Gc-,o lithofacies. This low conductivity can be used as an indication of region where water infiltration is limited or restricted due to low permeability or impermeable region. According to Goutaland et al. (2013), this low conductivity is due to a capillary barrier effect between Gcm,b and Gc-,o. The latter drains rapidly and thus maintains a small water content. This creates a sharp decrease in hydraulic conductivity at the interface between the two lithofacies.

The application of the ERT method has also brought forth several new challenges (Figure 5-10).

1. Robust inversion is used to produce resistivity models with sharper contrast. This allows a better distinction between the saturated and the unsaturated zones.
2. In an unsaturated medium, the lithofacies can share similar resistivity values so that they might not be easily distinguishable from one to another. The ERT method properly distinguishes 2 lithofacies (Gcm and Gcm,b) and a 3rd with difficulty (S-x). It failed in identifying the Gc-,o.
3. The thin top layer of subsoil can be more conductive than the rest of the medium. Therefore it can potentially mask any small conductive or resistive body beneath it.
4. The vertical resolution of the ERT method can be greatly improved by introducing vertical electrical conductivity profiles. The improved resolution is limited to the immediate region around the vertical profiles.

Using the KES algorithm, the water saturation and saturated hydraulic conductivity can be well reconstructed, despite having errors in the van Genuchten parameters and in the positioning of the flow fronts. It is important to remember that the interpolated sLSM flow fronts are best estimates and could differ from the real flow fronts. Therefore, there will always be some error associated with the modeled water saturation level and the estimated hydraulic conductivity  $K_S$ . A larger error will be found in the results when the flow fronts are estimated using ERT models and sLSM, than when the true positioning of the flow fronts are used.

## 5.9 Conclusion

We have demonstrated the potential and the capabilities in using numerical and hydrogeophysical methods to estimate the saturated hydraulic conductivity in the vadose zone. Tests have shown a good reconstruction of the saturated hydraulic conductivity and of the hydrogeological model. The limitation of the KES algorithm has been discussed. It is dependent upon the resolution of the ERT method and on the quality of the hydrogeological data. There will always be some errors in estimating the hydraulic conductivity due to improper positioning of the flow front, incorrect propagation of flow lines, erroneous van Genuchten parameters, or unknown subsurface structures or anomalies. However, in most cases, if the objective is to determine the preferential flow of water in the subsoil, the KES algorithm can properly estimate saturated hydraulic conductivity and provide information regarding flow heterogeneity.

## 5.10 References

- Adhanom, G.T., Strizaker, R.J., Lorentz, S.A., Annandale, J.G. and Steyn, J.M. 2012. Comparison of methods for determining unsaturated hydraulic conductivity in the wet range to evaluate the sensitivity of wetting front detectors. *Water SA*. 38:67-75.
- Aiello, R., Bagarello, V., Barbagallo, S., Consoli, S., Di Prima, S., Giordano, G. and Iovino, M. 2014. An assessment of the Beerkan method for determining the hydraulic properties of a sandy loam soil. *Geoderma*. 235-236:300-307.
- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. American Institute of Mineral and Metal Engineering, Technical Publication, 1442:8-13.
- Arya, L.M. and Paris, J.F. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk-density data. *Soil Science Society American Journal*. 45:1023-1030.
- Baker, F. G., Veneman, P. L. M. and Bouma, J. 1974. Limitations of the Instantaneous Profile Method for Field Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity. *Soil Science Society of America Journal*. 38:885-888. doi:10.2136/sssaj1974.03615995003800060017x
- Bear, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier Scientific Publishing Co.
- Bear, J. 1979. *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill.
- Bellmont, F., Marcuello, A., Ledo, J., Queralt, P., Falgas, E., Benjumea, B., Velasco, V. et Vazquez-Sune, E. 2012. Time-lapse cross-hole electrical resistivity tomography monitoring effects of an urban tunnel. *Journal of Applied Geophysics*: 87:60-70.
- Binley, A.M. and Kemna, A. 2005. DC resistivity and induced polarization methods. In: Rubin Y. and Hubbard S.S. (ed.).
- Brooks, R.H., and Corey, A.T. 1964. *Hydraulic Properties of Porous Media*. Hydrology Papers, Colorado State University, Fort Collins.
- Bouchedda, A. 2010. Inversion conjointe des données électriques et de radar en forage. (In French.). PhD Dissertation, Department of Civil, Geological and Mining Engineering, École Polytechnique de Montréal.
- Carman, P.C. 1937. Fluid flow through granular beds. *Transactions, Institution of Chemical Engineers, London*, 15: 150–166.
- Carman, P.C. 1956. *Flow of gases through porous media*. Butterworths, London.
- Carter, M.R. and Gregorich, E.G. 2007. *Soil sampling and methods of analysis* 2nd edition. CRC Press. Page 902.
- Chapuis, R.P. and Aubertin, M. 2003. On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(3): 616–628. doi:10.1139/t03-013.
- Clément, R., Descloîtres, M., Gunther, T. and Oxarango, L. 2009. Comparison of three arrays in time-lapse ERT: Simulation of a leachate injection experiment. *ArchéoSciences*. 33:275-278.

- Clément, R., Moreau, S., Henine, H., Guérin, A., Chaumont, C. and Tournebize J. 2014. On the value of combining surface and cross-borehole ERT measurements to study artificial tile drainage processes. *Near Surface Geophysics*, 12:763-775.
- Dahan, O., Rimon, Y., Tatarsky, B. and Talby, R. 2006. Deep Vadose Zone Monitoring System. Proceeding TDR 2006, Purdue University. <https://engineering.purdue.edu/TDR/Papers>
- Darcy, H. 1856. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. (In French.) Dalmont, Paris.
- De Jong van Lier, Q., Neto, D.D. and Metselaar, K. 2009. Modeling of transpiration reduction in van Genuchten-Mualem type soils. *Water Resources Research*. 45(2009). p. W02422. doi.org/10.1029/2008WR006938
- Gallardo, L.A. and Meju, M.A. 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research*. 109:B03311.
- Gallardo, L. A., Fontes, S., Meju, M., Buonora, M. and de Lugao, P. 2012. Robust geophysical integration through structure-coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: Example from Santos Basin, offshore Brazil. *Geophysics*. 77:B237-B251.
- Goering, T.J., McVey, M.D., Strong, W.R. and Peace, J.L. 1996. Analysis of instantaneous profile test data from soils near the mixed waste landfill, technical area 3, Sandia National Laboratories, New Mexico.
- Goutaland, D., Winiarski, T., Dubé, J.S., Bièvre, G., Buoncristiani, J.F., Chouteau, M. and Giroux, B. 2008. Hydrostratigraphic characterization of glaciofluvial deposits underlying an infiltration basin using ground penetrating radar. *Vadose Zone Journal*. 7(1). doi:10.2136/vzj2007.0003.
- Goutaland, D., Winiarski, T., Lassabatere, L., Dubé, J.S. and Angulo-Jaramillo, R. 2013. Sedimentary and hydraulic characterization of a heterogeneous glaciofluvial deposit: Application to the modeling of unsaturated flow. *Engineering Geology*. 166:127-139.
- Hillel, D., Krentos, V.D. and Stylianou, Y. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*. 114:395-400.
- Hinnell, A.C., Ferré, T.P.A., Vrugt, J.A., Huisman, J.A., Moysey, S., Rings, J. and Kowalsky, M.B. 2010. Improved extraction of hydrologic information from geophysical data through coupled hydrogeophysical inversion. *Water Resources Research*. 46:W00D40. doi:10.1029/2008WR007060.
- Hooghoudt, S.B. 1934. In Dutch: Bijdrage tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond. *Verslagen Landbouwkundig Onderzoek*. 40B: 215-345.
- Hornberger, G.M., Wilberg, P.L., Raffensperger, J.P. and D'Odorico, P. 2014. *Elements of Physical Hydrology 2nd edition: Water in the unsaturated zone*. Johns Hopkins University Press. 392 pages.
- Huntley, D. 1986. Relation between permeability and electrical resistivity in granular aquifer. *Ground Water*. 24:466-475.
- Inazaki, T., Imamura, S. and Sakanishi, K. (2015). A 4D ERT monitoring of water infiltration in the vadose zone by means of a high-speed resistivity measurement tool. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2015*.

- Johnson, A. I., 1963. A Field Method for Measurement of Infiltration. U.S. Geological Survey Water Supply Paper. 1544-F.
- Karaoulis, M., Tsourlos, P., Kim, J.H. and Revil, A. 2014. 4D time-lapse ERT inversion: introducing combined time and space constraints. *Near Surface Geophysics*. 12(1):25-34.
- Kelly, W.E. 1977. Geoelectric Sounding for Estimating Aquifer Hydraulic Conductivity. *Ground Water*. 15(6):420-425.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C. 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon, London.
- Khalil, M.A., and Monteiro Santos, F.A. 2011. Influence of Degree of Saturation in the Electric Resistivity-Hydraulic Conductivity Relationship. *Developments in Hydraulic Conductivity Research*. 49-70. DOI: 10.5772/15667.
- Khalil, M.A., Ramalho, E.C., and, Monteiro Santo, F.A. 2011. Using resistivity logs to estimate hydraulic conductivity of a Nubian sandstone aquifer in southern Egypt. *Near Surface Geophysics*. 9(4):349-355.
- Kim, J.-H. 2005. Four dimensional inversion of dc resistivity monitoring data. *Proceedings of Near Surface 2005, the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. A006.
- Kim, J.-H., Yi, M.-Y., Park, S.-G., and Kim, J.G. 2009. 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model, *Journal of Applied Geophysics*. 68:522-532.
- Kim, J.-H., Supper, R., Tsourlos, P. and Yi, M.-J. 2012. 4D Inversion of Resistivity Monitoring Data through Lp Norm Minimizations. *Extended Abstract of Near Surface Geoscience 2012 - 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Klute, A. and Dirksen, C. 1986. Hydraulic conductivity and diff usivity, laboratory methods. p. 687–732. In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. SSSA, Madison, WI.
- Krisdani, H., Rahardjo, H. and Leong, E.-G. 2009. Use of instantaneous profile and statistical methods to determine permeability functions of unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal*. 46:869-874.
- Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J.M., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R. 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST. *Soil science Society American Journal*. 70:521-532.
- Li, C., Xu, C., Gui, C. and Fox, M.D. 2005. Level Set Evolution Without Re-initialization: A New Variational Formulation, *Proceedings of the 2005 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and PAttern Recognition*. 1:430-436.
- Linde, N., Binley, A., Tryggvason, A., Pedersen, L. B. and Revil, A. 2006. Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground-penetrating radar travel time data. *Water Resources Research*. 42:W04410.
- Lochbühler, T., Doetsch, J., Brauchler, R. et Linde1, N. 2013. Structure-coupled joint inversion of geophysical and hydrological data. *Geophysics*. 78(3):ID1-ID14.
- Loke, M.H. 2011. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [www.goelectrical.com](http://www.goelectrical.com).



- Machacek, M. and Danuser, G. 2006. Morphodynamic Profiling of Protrusion Phenotypes. *Biophysical Journal*. 90:1439-1452.
- Mawer, C., Kitanidis, P., Pidlisecky, A. et Knight, R. 2013. Electrical resistivity for characterization and infiltration monitoring beneath a managed aquifer recharge pond. *Vadose Zone Journal*. 12(1). doi:10.2136/vzj2011.0203.
- Mawer, C., Knight, R., and Kitanidis, P. 2015. Relating relative hydraulic and electrical conductivity in the unsaturated zone. *Water Resources Research*. 51:599-618. doi:10.1002/2014WR015658.
- Mualem, Y. 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- Mulani, A.H., Khasiya, R.B. and Patel, J.N. 2014. Determination of infiltration rate: Case study of Bhimrad area of Surat district. *Indian journal of applied research*. 4(9):227-229.
- Nimmo, J.R., Schmidt, K.M., Perkins, K.S. and Stock J.D. 2009. Rapid measurement of field-saturated hydraulic conductivity for areal characterization. *Vadose Zone Journal*. 8(1):142-149.
- Osher, S., and Sethian, J.A. 1988. Fronts propagating with curvature-dependent speed: algorithms based on Hamilton-Jacobi formulations. *Journal of Computational Physics*. 79(1):12-49.
- Owsiany, J.A. 1995. Characterization of unsaturated stony vadose zones using standard physical methods. Master thesis of Science in Hydrology. New Mexico Institute of Mining and Technology.
- Pasquier, P. and Marcotte, D. 2006. Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation. *Advances in Water Resources*. 29(12):1934-1952.
- Perri, M.T., Cassiani, G., Gervasio, I., Deiana, R. and Binley, A. 2012. A saline tracer test monitored via both surface and cross-borehole electrical resistivity tomography: Comparison of time-lapse results. *Journal of Applied Geophysics*. 79:6-16.
- Pidlisecky, A. 2006. Cone-based electrical resistivity tomography. PhD Dissertation, Department of Geophysics of Stanford University.
- Phillips, C.L. 1999. The Level-Set Method. *MIT Undergraduate Journal of Mathematics*. 1:155-164.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and Flannery, B.P. 2007. *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing* (3rd ed.). New York: Cambridge University Press.
- Purvance, D.T. and Andricevic, R. 2000. On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water resources research*. 36:2905-2913.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*. 1(5): 318-333.
- Scheffler, G.A. 2011. Application of instantaneous profile measurement of moisture content and moisture potential in porous materials. *Materials and Structures*. 44:1517-1536.
- Schindler, U. and Müller, L. 1998. Calculating deep seepage from water content and tension measurements in the vadose zone at sandy and loamy soils in north-east Germany. *Arch. Acker-Pfl. Boden*. 43:233-243.

- Sen, P. N. and Goode, P. A. 1992. Influence of Temperature on Electrical Conductivity of Shaly Sands. *Geophysics*. 57: 89–96.
- Sen, P. N., Goode, P. A., and Sibbit, A. 1988. Electrical Conduction in Clay Bearing Sandstones at Low and High Salinities. *Journal of Applied Physics*. 63: 4832–4840.
- Šimůnek, J. and van Genuchten M.T. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water resources research*. 32(9):2683-2696.
- Siltecho, S., Hammecker, C., Sriboonlue, V., Clermont-Dauphon, C., Trelo-ges, V., Antonino, A.C.D. and Angulo-Jaramillo, R. 2015. Use of field and laboratory methods for estimating unsaturated hydraulic properties under different land uses. *Hydrology and Earth System Sciences*. 19:1193-1207.
- Slater, L., Binley, A.M., Daily, W. and Johnson, R. 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics*. 44:85-102.
- Take, W.A., Arnepalli, D.N., Brachman, R.W.I., and Rowe, R.K. 2007. Laboratory and field calibration of TDR probes for water content measurement. *OttawaGeo2007*. 1865-1871.
- Teixeira, C.F.A., Moraes, S.O. and Simonete, M.A. 2005. Performance of a tensiometer, TDR and neutron probe for determining soil water and soil hydraulic conductivity. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 29:161-168.
- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16(3):574-582.
- Tuller, M. and Or, D. 2003. Soil water characteristic: Retention of water in soil and the soil water characteristic curve. Department of Civil & Environmental Engineering School of Engineering. University of Connecticut.
- Vachaud, G., Dancette, C. Sonko, S. and Thony, J.L. 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Annales agronomiques*. 29:1–36.
- Vachaud, G. and Dane, J.H. 2002. *Methods of Soil Analysis: Part 4 - Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI. 937-945.
- van Bavel, C.H.M. and Kirkham, D. 1948. Field measurement of soil permeability using auger holes. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc* 13:90-96.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*. 44:892-898.
- Watson, K.K., 1965. Some Operating Characteristics of a Rapid Response Tensiometer System. *Water Resources Research*. 1(4): 577-586.
- Watson, K.K. 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resources Research*. 2(4):709-715.
- Waxman, M. H. and Smits, L. J. M. 1968. Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*. 8:107–122.
- Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A. and Le Bas, C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. 90:169-185.

Wösten, J. H. M., Veerman, G. J., de Groot, W. J. M. and Stolte, J. 2001. Water retention and hydraulic conductivity characteristics of top and subsoils of the Netherlands: the starting-series. (In Dutch.) ALTERRA report no 153, Alterra, Wageningen.

Zheglova, P., Farquharson, C.G., and Hurich, C.A. 2013. 2-D reconstruction of boundaries with level set inversion of travel times. *Geophysical Journal International*. 192:688-698.

Zhou, B. and Greenhalgh, S.A. 1997. A synthetic study on cross-hole resistivity imaging with different electrode arrays. *Exploration Geophysics*. 28:1-5.

Zhou, B. and Greenhalgh, S.A. 2000. Cross-hole resistivity tomography using different electrode configurations. *Geophysical Prospecting*. 48:887-912.

## CHAPITRE 6    ARTICLE 2: INTELLIGENT MESHING TECHNIQUE FOR RESISTIVITY INVERSE PROBLEMS

### 6.1 Abstract

A new intelligent self-adaptive unstructured finite element meshing technique for electrical resistivity tomography inverse problems is presented. This new approach uses the Harris corner-and-edge detectors that are based on the local autocorrelation function of 2D distribution of pixels. This meshing technique optimizes the size of the inverse problem by refining areas where variation in physical structure are sensed to be important. This meshing technique also generates a more appropriate and optimum mesh for the inverse problem that is dependent on the problem itself. Tests on modeled data have demonstrated that the proposed intelligent meshing technique can reduce data misfit, produce a better reconstruction of the true physical properties and minimized the size of the inverse problem. Tests have been done on survey data from applications such as ground water-saltwater mapping and characterization of the subsurface conductive structure with topography included. The results indicate that the new meshing technique can produce solutions that are comparable to standard meshing and fine meshing technique while optimizing the size of the inverse problem.

### 6.2 Introduction

Geophysical forward and inversion problems have improved extensively as higher computational power becomes more available and more affordable. In the forward and inverse problems, an initial mesh is needed before the solution can be calculated and the problem can be solved. The meshing properties between the two problems share certain common elements such as the dimensionality of the model, the discretization type (finite difference or finite element method) and the complexity (structured or unstructured meshes). Meshing technique for forward problems has seen many developments such as adaptive meshing techniques and intelligent mesh scissoring (Freitag and Ollivier-Gooch, 1997). Criteria for a good mesh generator are the following: minimum amount of input data, complete automation, good size distribution, good mesh quality and computational efficiency (Lee and Hobbs, 1999). It is now a custom to choose finite element method (FEM) over the finite difference method, as FEM presents major advantages when it comes to calculating the solution for complex models and structures of

irregular shapes as discussed and reviewed by Thomée (1999). Most importantly, the FEM is not constrained to rectangular shaped models and mesh structures. Elements in FEM consist of triangles for 2D models and tetrahedrons for 3D models.

In geophysical forward problems, a good mesh generation will produce an accurate solution and will improve the convergence of the problem. The quality of the mesh depends on the number of generated elements and the distribution of elements within the model. Too many elements can lead to lengthy computational time, while too few elements can lead to inaccurate results. A good mesh requires an optimum balance between the number of elements and the accuracy of the results. Rücker et al. (2006) provide an excellent reference on 3D ERT modeling, where different grid types can be used for forward modelling (orthogonal cuboid, non-orthogonal hexahedral and unstructured tetrahedral grid). Mesh refinement can be done by using unstructured tetrahedral grid with coarse meshes and by calculating the secondary potential. Günther et al. (2006) is another excellent reference on ERT inversion method. They demonstrated the use of triple-grid inversion approach where fine mesh combined with primary and secondary potentials is used to obtain accurate forward results; a coarser parameter mesh is used for inversion. One of the methods is the finite volume approach with variable grid and centered meshes by Haber et al. (2000). This was successfully applied in a ERT synthetic field experiment of a saline tracer done by Pidlisecky et al. (2007). Another proposed technique is the orthogonal finite difference Octree that refines elements in areas where higher resolution is needed. The Octree mesh discretization technique allows the model to maintain all the benefits that a structured model has in term of simplicity while optimizing the size of the problem and minimizing the computational time. This technique was applied successfully in a electromagnetic forward and inverse problem (Haber et al., 2007) and on 3D magnetic inverse problem (Davis et Li, 2013). Ren and Tang (2010) introduced another technique using the Finite-Element method. This adaptively refined mesh technique discretizes elements in areas where the error between the numerical potential gradient and the recovered gradient is high. The feasibility of this technique was applied successfully in 3D forward resistivity problem with unstructured FEM meshes.

It has also been shown that a good alignment of the inverse model structure with the internal geometry of the true model structure can improve the reconstruction of the true model. For example Goksel et al. (2013) demonstrated a significant improvement in the elasticity reconstruction using adaptive meshing. The solution was to generate problem-specific FEM

meshes from a combined axial and axial-shear strain image. Testing was done using synthetic and real data on elasticity reconstruction problems, and significant improvement in both error and model errors was observed.

These new techniques have demonstrated the advantage of the adaptive meshing technique in forward and inverse problems. In the orthogonal finite difference approach, Haber et al. (2007) and Davis and Li (2013) use the adaptive finite volume in their strategy that shares the same principle as the finite difference method. Although this type of mesh discretization is easier to manipulate than the FEM, it is not able of representing complex geometrical shapes as well as FEM. As demonstrated by the axial and strain approach in Goksel et al. (2013), a bad alignment between the inversion elements and the model structure can result in discretization errors. Therefore, a FEM approach is more suitable for a inverse problem when the underlying structure geometry is unknown. Also when using the orthogonal finite difference method the element count will also be higher than the Finite-Element method in order to achieve the same level of discretization. This approach will also never fully isolate areas of low interest without increasing the number of Octree level structure and increasing the complexity of the problem. As for the adaptively refined mesh technique by Ren and Tang (2010), while improvement in solution accuracy is observed the number of elements also increased by at least an order of magnitude. For the spherical example, the number of elements increased from 19,210 to 410,039 elements. For the example of two vertical layers and a cube, the number of elements increased from 41,990 to 895,044 elements. Without further development, this technique might not be suitable for large model size if computational time is important and resources are limited.

Finally, recent use of image processing methods has led to the development of tools that aid in recovering discrete bodies. Elwaseif and Slater (2010) use watershed algorithms to estimate the geometry of archeological structures and, by using disconnect inversion (Slater and Binley, 2006), they managed to better reconstruct the physical properties of the model. Elwaseif and Slater (2012) extend this concept further by replacing the watershed algorithm with the Robert's cross-gradient operator (Robert, 1963) to discern discrete object boundary on a 3D electrical inversion trial model. Advance technique using artificial neural networks (ANN) is later being applied to the watershed technique, with results superior to those produced by standard L1 norm inversion or by watershed technique without ANN (Elwaseif and Slater, 2013). Zhou and al. (2014) have developed a structural-constrained inversion method, where structural information is

obtained from other geophysical methods such as ground penetrating radar GPR. This is accomplished by using the image-guided technique developed by Hale (2009).

In geophysical inverse problems, we are not aware of a meshing technique that can be easily integrated into existing inverse code, possibly improving the solution accuracy, optimizing the size of the inverse problem and reducing the computational resource required. The problem with meshing for an inverse problem is the lack of a priori information regarding the sub-surface structures properties such as boundaries, dimensions and shape. Without these pieces of information, it is not possible to establish an a priori ideal mesh distribution. This paper presents a new intelligent meshing technique for geophysical inverse problems that meets the above requirements. It uses a combination of unstructured FEM and the Harris corner-and-edge detectors for mesh refinement. Mesh elements are refined in areas where structure boundaries appear to be located. The mesh is said to be self-adaptive due to its adaptation to the change in the inversion model at the end of every series of inversion. The proposed meshing technique provides a good reconstruction of the real model while minimizing the complexity of the inverse problem. It also provides a good data fit between the calculated and the observed data. The performance of the proposed meshing technique is demonstrated by numerical experiments using modeled data and surveyed data.

### **6.3 DC resistivity method**

DC resistivity techniques in forward and inverse solutions have being extensively discussed (Rücker et al., 2006; Günther et al., 2006). Many works involving ERT modeling and inversion were successfully done in the past decades. To name a few, Pidlisecky and al. (2007) develop a 3D resistivity inversion technique using finite difference method, Kim et al. (2009) introduce a 3D time-lapse ERT inversion using finite element method, Karaoulis et al. (2013) extend the technique to 2D/3D time-lapse tomography IP inversion. This section will expose the theory and focuses mainly on validating the modeling and inversion codes developed for this research.

#### **6.3.1 Forward problem**

COMSOL Multiphysics 4.3 software was used for calculating the potential field generated by point sources. It has already been shown that the computed solution for a classical ERT forward problem in COMSOL Multiphysics is very accurate and that it is comparable to the analytical

solution (COMSOL, 2012). The potential is obtained by solving the following Poisson equation, where  $\rho$  is the resistivity of the medium,  $V$  the potential,  $I_s$  the electrical current, and  $\delta(r-r_s)$  the Dirac delta function for a point source located at position  $r_s$ .

$$\nabla \cdot \left( \frac{1}{\rho} \nabla V \right) = -I_s \delta(r-r_s) \quad [6.1]$$

The air layer over the surface of the model acts as an electrical insulation and the electrical flux normal to the surface is null. Therefore a Neumann boundary condition is defined at the surface by the following equation.

$$n \cdot J = 0 \quad [6.2]$$

As distance between the point source  $r_s$  and the boundary increases, the potential tends to 0. A Dirichlet boundary condition (equation 6.3) is used for the remaining boundaries by supposing the potential is null at those boundaries.

$$\delta V = 0 \quad [6.3]$$

The mean percent error (MPE) is calculated according to equation 6.4 and used throughout the paper when errors are estimated.

$$MPE = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_i - y_i}{x_i} \right| \quad [6.4]$$

where  $n$  is the number of data,  $x_i$  is the observed data and  $y_i$  is the calculated data.

The percent error is less than 1 % at the point source and less than 0.1% elsewhere. An independent test was done using the same synthetic model as used by Karaoulis et al. (2013) to validate their 2D/3D ERT code. This test validates the accuracy of the COMSOL 3D forward solution. The model consists of a 2D model with a vertical contact located at  $x = 48$  m (Figure 5-1). We use a pole-pole array with an electrode spacing of 1 m,  $n = 1$  and with electrodes located between 40 m and 60 m. Model elements are finer around the electrodes and gradually increase in size with increasing distance from the point sources. A good fit to the analytical solution is observed with a maximum error of 3.24 %. It is known that the accuracy of the numerical results



is affected by the extension of the boundaries and by the distribution of elements within the model. A larger model with a larger number of elements can also improve the accuracy of the results. Therefore a compromise must be reached between the size of the problem and the accepted accuracy of the solution.

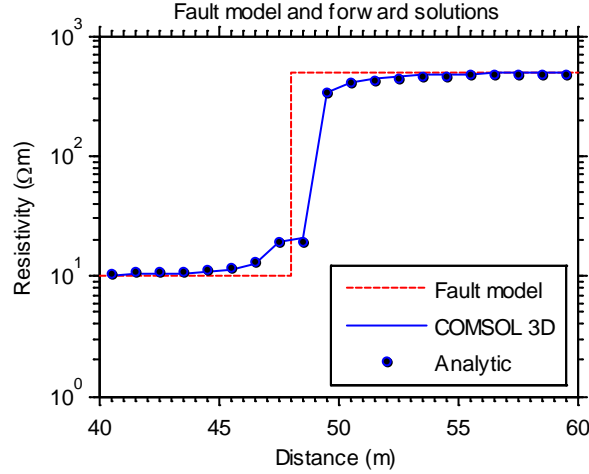


Figure 6-1: Comparison between the analytical and COMSOL 3D forward solutions for a pole-pole array with 1m electrode spacing. The first medium (left) has a resistivity of 10  $\Omega\text{m}$  and the second medium (right) has a resistivity of 500  $\Omega\text{m}$ . The plain blue line and the black dots are the apparent resistivity computed by COMSOL and analytical, in red, the resistivity model.

### 6.3.2 Inversion problem

The algorithm for the geophysical inversion consists in minimizing the well-known  $L_2$ -norm objective function using the Gauss-Newton algorithm.

$$\phi = \|D(G(m) - d_0)\|^2 + a^2 \|Cm\|^2 \quad [6.5]$$

$$\Delta m_i = (S^T D^T D S + a C^T C)^{-1} [S^T D^T D (d - d_0) + a C^T C (m_i - m_{ref})] \quad [6.6]$$

$$m_{i+1} = m_i + \lambda \Delta m_i \quad [6.7]$$

where  $G$  is the model forward operator,  $S$  is the sensitivity matrix,  $D$  is the data weighting matrix,  $\lambda$  is the space regularization factor,  $C$  is the space constraint matrix,  $d$  is the calculated

data for model  $G(m_i)$ ,  $d_0$  is the observed data,  $m_{ref}$  is a reference model and  $\alpha$  is the model step size. The sensitivity matrix, also known as the Jacobian matrix, is calculated using the reciprocity theorem (Geselowitz, 1971). The space constraint matrix for finite elements is obtained using a similar procedure as described in Pinheiro et al. (1999), but instead of using the smoothness radius approach, the number of immediate neighbor is counted and an "-1/n" value is assigned. Other approaches in calculating the constraint matrix can be used such as common triangle faces weighting technique (Günther et al., 2006). Another technique is to fit a linear trend in a small neighborhood around each cell and by calculating the gradient of the linear trend at the centroid of each cell the space, the matrix  $C$  can be constructed (Lelièvre et Farquharson, 2012). Equation 6.5 is formed explicitly and is solved using the preconditioned conjugate gradients PCG method with a tolerance in relative residual of  $10^{-12}$  (Barrett et al., 1994). A synthetic model consisting of a conductive body of dimension 2 m by 0.5 m (width x height) with a resistivity of 50  $\Omega\text{m}$  in a homogenous medium of 500  $\Omega\text{m}$  is used to validate the developed inversion code. The conductive body is centered at coordinate (10.00 m, -0.75 m). The resistivity data is computed for a dipole-dipole array with electrodes located between 5.25 m and 14.75 m, an electrode spacing of 0.5 m and  $n = 1$  to 10. No reference model  $m_{ref}$  is used during the inversion. The space regularization factor is set at 0.5 for the first inversion iteration; the factor is then divided by 2 after each subsequent iteration and reaches a fixed minimum of 0.023 after 6 iterations. The optimal model step size is determined for each iteration by using a line search based on a quadratic convergence. The stopping criterion is when the line search reach a local minimum. An error of 0.54 % in data misfit is observed between the modeled data and the computed response from the inverted model (Figure 5-2).

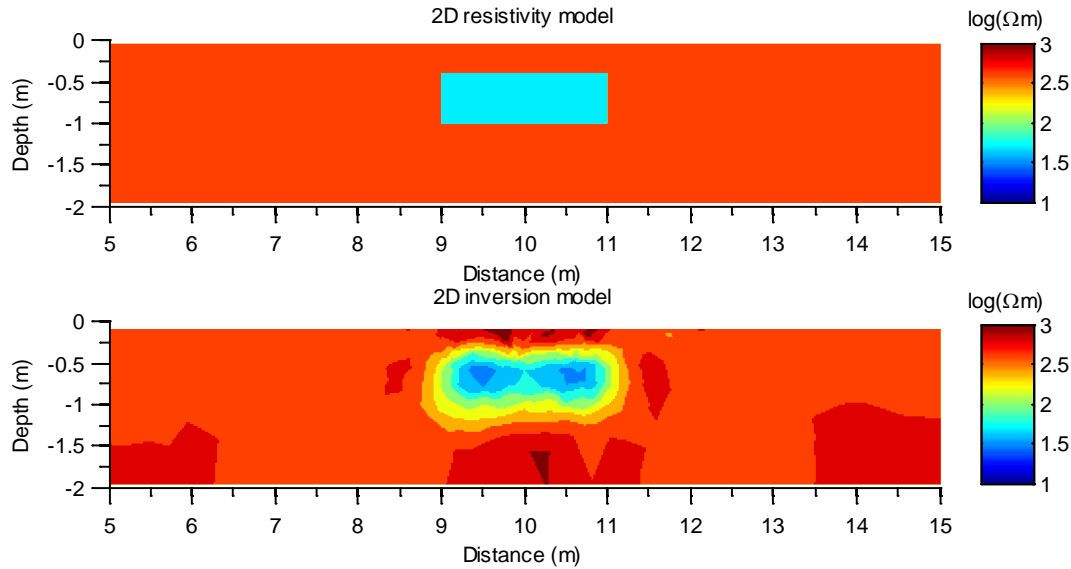


Figure 6-2: Models showing the resistivity in  $\log(\Omega\text{m})$ . Top: Synthetic model of the conductive body of  $10 \Omega\text{m}$  in a medium of  $500 \Omega\text{m}$ . Bottom: Inversion result.

#### 6.4 Harris corner-and-edge detectors

The Harris corner-and-edge detector is based upon the local autocorrelation function of signals. Harris Corner is one of many algorithms used for image matching in the field of visual odometry. Image matching is performed by determining some common features such as edges and corners between images, and linking similar patterns between the images together (Harris and Stephens, 1988). In this work, the Harris corner-and-edge detector was chosen due to its strong invariance to rotation, scaling and noise (Schmid and al, 2000). This local autocorrelation based algorithm determines the variation of the model properties and produces a response value  $R$  for each individual pixel. The edges, the corners and the flat regions are determined by the value of  $R$ . A positive value corresponds to a corner region, a negative value corresponds to an edge region and a small value ( $|R| \approx 0$ ) corresponds to a flat region.

The horizontal and vertical gradient for a pixel  $E_{xy}$  at position  $(x, y)$  are defined by,

$$A = \sum_{i=1}^m \left( \frac{\partial E_{xy}}{\partial x} \right)^2 \quad [6.8]$$

$$C = \sum_{i=1}^m \left( \frac{\partial E_{xy}}{\partial y} \right)^2 \quad [6.9]$$

where  $m$  corresponds to the number of pixels in the immediate surroundings of  $E_{xy}$ .

The diagonal gradient is defined by,

$$B = \sum_{i=1}^m \frac{\partial E_{xy}}{\partial x} \frac{\partial E_{xy}}{\partial y} \quad [6.10]$$

By determining explicitly the quadratic terms in the Taylor expansion of  $M_{xy}$ , the Harris local autocorrelation response  $R_{xy}$  can be calculated.

$$M_{xy} = \begin{pmatrix} A & C \\ C & B \end{pmatrix} \quad [6.11]$$

$$R_{xy} = \text{Det}(M_{xy}) + k \cdot \text{Tr}^2(M_{xy}) \quad [6.12]$$

where  $k$  is an empirical value which relates to the sensitivity factor that defines the sharpness or smoothness of the corner response and  $k \in [0,1]$ . A small  $k$  value allows the Harris detectors to only detect the sharpest corners. Various literatures suggest a sensitivity factor of 0.04 to 0.06 (Kovesi, 2003; Sroba and Ravas, 2012; Wang *et al.*, 2012). Based on tests, we have found that  $k = 0.05$  seems to provide good corner-and-edge detections for our applications, although higher  $k$  value can be used to increase the sensitivity of the detector. The corner response for an entire model can be stored in an  $n$ -length vector where the number of pixels in the image is  $n$ .

$$\bar{R} = (R_{11}, R_{12}, \dots, R_{1n})^T \quad [6.13]$$

In this proposed intelligent meshing technique, the corners and the edges are the points of interest because they represent areas where variation in physical properties are important. The points of interest are therefore associated with any absolute value of the response greater than the cut off value.

$$\vec{R} = |\vec{R}| \text{ with } R_{\max} = \max |\vec{R}| \quad [6.14]$$

$$R_{xy} \in \vec{R}, R_{xy} = 0 \text{ if } R_{xy} < \text{cutoff} \cdot R_{\max} \quad [6.15]$$

In order to select the points of interest that matter the most, a population histogram is constructed and a percentage of points of interest with the highest absolute response value is chosen. The percentage is found to be ideal between upper 0.1 % to 10 % depending on the complexity and the size of the problem. Another constraint is also added to prevent local clustering of corners or edges. This is achieved by removing all corners and edges that are too close apart. The ideal distance between the two points of interest is found to be one electrode spacing. Larger spacing can also be used to decrease the size of the problem by decreasing the number of elements without much influence on the inverse solution. Figure 5-3 demonstrates the capability of the Harris algorithm in detecting the corners and the edges of a colored checkerboard. For this synthetic model, the sensitivity parameter used in this example is  $k = 0.1$  without any value being cut-off. The algorithm has successfully detected all the edges and the corners.

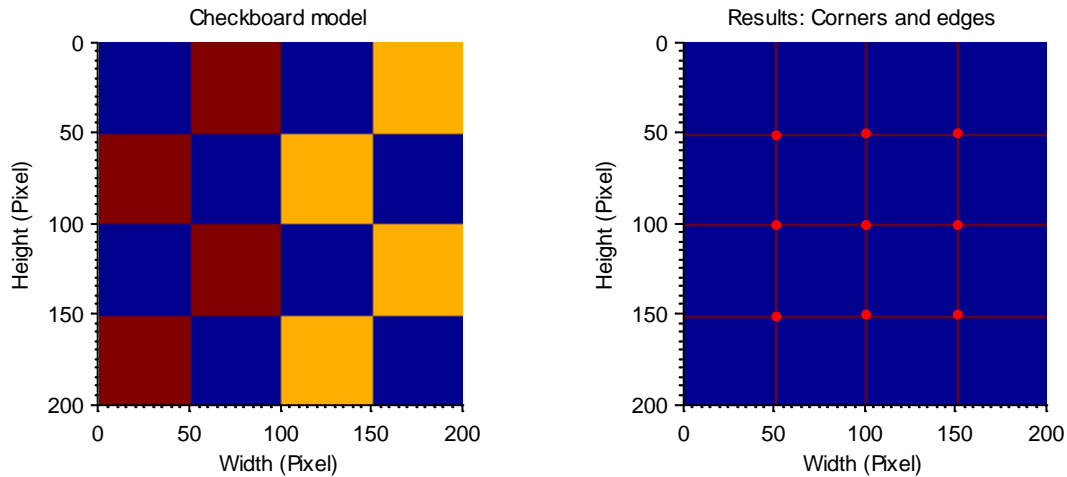


Figure 6-3: Example of Harris corners and edges detections for a checkerboard (left). Corners and edges are marked respectively in red dots and dark red lines (right).

## 6.5 Intelligent meshing scheme

The proposed intelligent meshing algorithm can be described as an adaptive mesh structure that changes with the inverse model. This technique is divided into 5 steps as follows and a flow chart describing the process is shown in Figure 5-4.

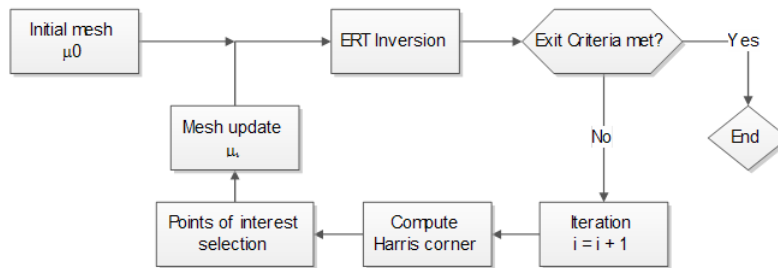


Figure 6-4: Intelligent meshing technique flow chart.

The first step consists of acquiring a series of electrical resistivity data. The data vector can be defined as,

$$\vec{d}_0 = (d_1, \dots, d_i, \dots, d_n) \quad [6.16]$$

where  $d_i$  is the geophysical data for measurement  $i$ . The objective function for the inverse problem (equations 6.5 and 6.6) can be simplified as:

$$F \vec{m}_j = \vec{d}_j \quad [6.17]$$

$$\vec{m}_j = m(\mu_j) \quad [6.18]$$

where  $F$  is the modeling operator,  $\vec{m}_j$  is the model vector,  $\mu_j$  is the mesh distribution,  $\vec{d}$  is the calculated data vector and  $j$  corresponds to the mesh iteration count.

The second step consists of determining an initial coarse mesh that can be defined as  $\mu_0$  for the mesh iteration 0 and a complete inversion is done. The initial coarse mesh should be uniformly distributed and the size of the elements should be at least equal to the distance of the smallest electrode separation or greater. The initial mesh size corresponds to the first parameter to be chosen by the user. The new model vector can be defined as,

$$m_0 = m(\mu_0) \quad [6.19]$$

where  $m_0$  is the inverse model created during the inversion process using the initial model mesh  $\mu_0$  at mesh-iteration 0. The Harris corner-and-edge detector is meant for image applications by determining the corner response value for each pixel. In an image, the pixels are distributed on a regular and structured grid. Inversion using FEM consists of irregular and unstructured grids, therefore the inversion model is not suitable for direct application with the Harris detector. In order to overcome this problem, the model  $m_0$  of the reconstructed physical property is mapped onto a regular grid and the resistivity values are normalized into a gray scale image where each element on the regular grid corresponds to a squared surface area of pre-defined dimension (equation 6.20). The second parameter to be selected is therefore the dimension of the element in the regular grid. We have found that an element size of 0.25 m by 0.25 m is suitable for our application. The width of the element size typically represents 1/4 to 1/2 of the electrode spacing and varies on a case-by-case basis. The model properties can be converted into linear or logarithmic values prior to calculating the Harris corner-and-edge response. This corresponds to the third parameter that has to be chosen and the decision is made on a case-by-case situation.

$$|m_{\text{grayscale}}| = 255 \frac{|m_j|}{\max |m_j|} \quad [6.20]$$

The third step consists of calculating the Harris corner-and-edge responses. As described in previous section, there are 3 Harris parameters selected by the user: the constant  $k$ , the population cut-off  $P_{\text{cut}}$  and the minimum separating distance  $R_d$ . These are parameters 4, 5 and 6. The Harris corners are chosen according to the inputted parameters during the first mesh-iteration and these parameters can be kept for subsequent mesh-inversions or can be changed. This methodology allows the user to determine what the best-suited values are for their geophysical problem. If model resolution is important and computational resource is not a problem, parameters 1, 5 and 6 (initial inversion mesh size; population cut-off  $P_{\text{cut}}$ ; minimum separating distance  $R_d$ ) can be decreased to allow more elements in the inverse model. If computational resources are limited and speed is a factor, the value of these parameters should be increased. In other words, these parameters control the size and the resolution of the inverse problem.

The last step consists in incorporating the selected points of interest into the original mesh  $\mu_0$  and elements around the selected points of interest are re-meshed into finer size. The new mesh distribution can be defined as,

$$\mu_{j+1} = H_j + \mu_0 \quad [6.21]$$

where the Harris response function can be defined as,

$$H_j = H(m_{grayscale}) \quad [6.22]$$

and  $H(m_{grayscale})$  is the Harris response function for the grayscale model  $m_{grayscale}$  and  $H_j$  is the Harris response for mesh-iteration  $j$ . The points of interest are selected according to the parameter settings and their coordinates are calculated. The whole process is repeated from step 2 until the inverse problem has reached a stable solution or has met an exit criteria such as the maximum number of mesh iteration, the minimum error attained, etc.

## 6.6 Mesh discretization

Mesh discretization is automatically done using the Free Meshing tool in COMSOL. The meshing algorithm, based on Delaunay triangulation, takes into account the model geometry and the element size constraint. For the forward solution, we set the elements to be finer around the electrodes and around discreet boundaries by setting a maximum element size around those entities.

For the intelligent meshing scheme, the initial mesh is created by minimizing the number of elements while respecting the maximum element size set for the entire domain. Points of interest are calculated using the intelligent meshing scheme. These points are added into the domain geometry and mesh discretization is repeated again. However this time, the mesh generation is constrained so that the vertices of the elements coincide with the points of interest and the elements are refined in the same way as the electrodes in the forward modeling.



## 6.7 Dipping dyke test

In this section, the proposed meshing methodology is applied to a synthetic model in order to validate the technique under the condition where the real model is known. A model that consists of a 1000  $\Omega\text{m}$  resistive dyke dipping at  $45^\circ$  is located in a 300  $\Omega\text{m}$  homogeneous medium. The dyke is 0.3 m thick and its top edge is located at 1.5 m below ground surface. The objective of the test is to determine the capability of reconstructing the physical properties of the model by applying the intelligent meshing technique using an extremely coarse initial mesh with respect to a thin structure. Results are then compared to inverse models using fine meshes and conventional meshes. Since there is no established standard in what a conventional meshing is, our definition is one where the size of the elements increases with increasing depth and decreasing sensitivity of the geophysical method.

Dipole-Dipole array is used with electrodes located between  $x = 5$  m and 35 m, with an electrode spacing of 0.5 m to 9.5 m at 0.5 m increment and a number of levels  $n = 1$  to 8. There are a total of 2399 dipole-dipole measurements and the maximum depth of investigation is about 6.7 m (Loke, 2014). The intelligent meshing parameters are  $k = 0.1$ , a cut-off at 90%, a minimum separating distance  $R_d$  of 1.5 m and logarithmic resistivity values are used. The size of the triangular elements in the initial inversion mesh is between 3 m and 4 m. In order to compare the results between the intelligent meshing and the conventional meshing, the error between the modeled data and the inversion data is calculated. Since the true model is known, the reconstruction error in the model property is also being calculated and compared using log and linear scales. Statistical analysis of the results can be found in Table 6.1. The true model and the reconstructed models can be seen in Figure 5-5. The inverted model from the intelligent meshing technique is compared to two inverted models produced using fine meshing and conventional meshing techniques. In regards to data error between measured and modeled responses, the intelligent meshing shows a slightly higher error than the other techniques. Although this might at first seem undesirable, further statistical analysis shows that the model reconstruction error is nearly identical for all three types of meshing. None of the inversion models were able to determine the true resistivity and the true thickness of the dyke, however a better reconstruction on the physical properties is observed with the intelligent meshing. The results demonstrate that a lower data misfit does not necessary means a better reconstruction of the true model properties.

This can be explained by the fact the inverse problem is ill-posed so that there are a large number of possible solutions available. The inversion using the intelligent meshing was also able to better resolve the length and the direction of the dyke better than the conventional meshing technique. It yields a similar model to the fine meshing model. Finally, the number of elements for the inverse model using the intelligent meshing technique was reduced by 88 % when compared with the fine mesh model and by 68 % when compared with the conventional mesh model.

Table 6.1: Dipping dyke mesh parameters, model misfits and data misfits.

	<b>Fine</b>	<b>Conventional</b>	<b>Intel. Coarse</b>
Number of elements	5110	1871	597
Data fit error	0.02 %	0.02 %	0.024 %
Model error (log-scale)	1.18 %	1.07 %	0.98 %
Model error (linear-scale)	6.35 %	5.67 %	5.14 %

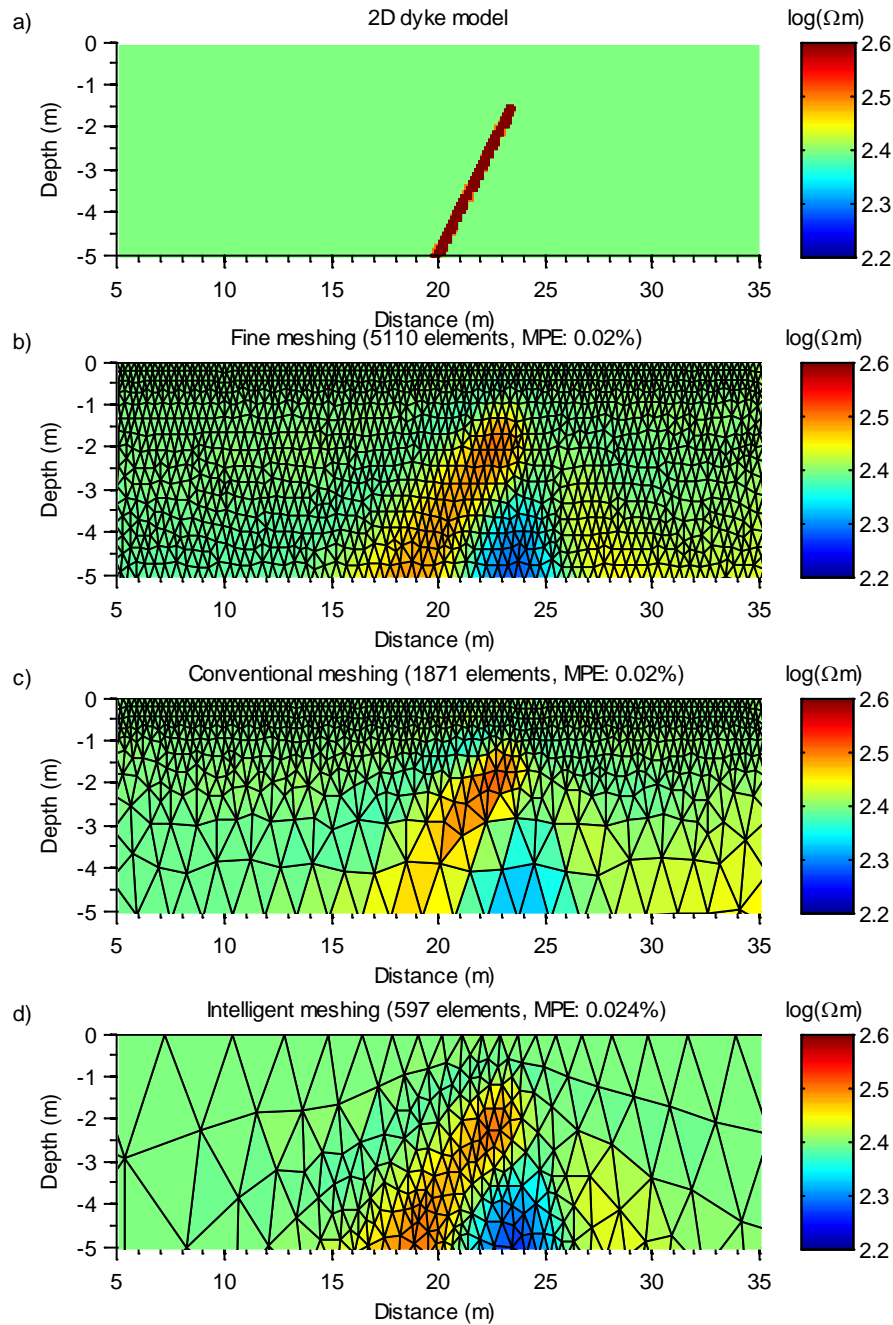


Figure 6-5: a) model: 1000  $\Omega m$  dipping dyke in a 300  $\Omega m$  medium. Dipole-Dipole resistivity inversion models resulting from using b) the finer conventional inversion mesh, c) the conventional inversion mesh and d) the intelligent inversion mesh.

## 6.8 Case studies

The synthetic model is designed to demonstrate the robustness and the performance of the proposed intelligent meshing technique under extreme conditions and where proper validation can be done when the real model is known. To complete the validation of the proposed meshing technique, resistivity survey data taken from two sites in Quebec (Canada) are used to demonstrate the capability of the proposed intelligent meshing technique. The first survey was taken on a beach near the city of Sept-Iles and the second survey was taken on an abandoned ski slope located on the Mont-Royal hill (city of Montreal). Dipole-Dipole array with  $n = 1$  to 6 is used with an electrode spacing  $a = 1$  m to 3 m with increment of 1 m for the Mont-Royal and Sept-Iles surveys. Topography features are included in these studies to take account of the relief of the mountain and of the beach. For each survey, five inversions were done using three different types of meshing techniques: fine meshing, conventional meshing and intelligent meshing. The parameters used for the intelligent meshing can be found in Table 6.2 and the statistical results are listed in Table 6.3. Three sets of different parameters for the intelligent meshing are used to ensure that the method is robust and not parameter dependent. The first two sets of parameters focus using a minimum number of elements and test the algorithm capability of recovering the model, while the third set of parameters uses the suggested parameter values.

Table 6.2: Harris parameters with minimum and maximum meshing size.

	Element max size		k	% cut-off	$R_d$ (m)	log
	Points of interest	Domain				
Sept-Îles (Fine)	0.25	1	-	-	-	-
Sept-Îles (Standard)	0.5	1.5	-	-	-	-
Sept-Îles (IM trial 1)	0.75	2	0.05	0.8	2	yes
Sept-Îles (IM trial 2)	0.75	2	0.05	0.85	1.5	yes
Sept-Îles (IM trial 3)	0.25	1.25	0.05	0.9	0.5	yes
Mont-Royal (Fine)	0.25	0.5	-	-	-	-
Mont-Royal (Standard)	0.25	1.5	-	-	-	-
Mont-Royal (IM trial 1)	0.5	2	0.05	0.97	1	yes
Mont-Royal (IM trial 2)	1	2	0.05	0.9	2	yes
Mont-Royal (IM trial 2)	0.25	1.25	0.05	0.9	0.5	yes

Table 6.3: Case study: Inversion analysis and data misfits.

		Fine	Conventional	Intel. 1	Intel. 2	Intel. 3
Beach, Sept-Iles	Number of elements	6579	2462	722	523	2095
	Intelligent meshing iteration	-	-	4	4	2
	Data misfit MPE	5.4%	4.6%	4.9%	5%	5.5%
	$\ C_m\ ^2$	1.1e7	6.3e4	1.2e4	7.2e3	3.3e4
		Fine	Conventional	Intel. 1	Intel. 2	Intel. 3
Abandoned ski hill Mont-Royal, Montreal	Number of elements	5443	2288	604	375	2348
	Intelligent meshing iteration	-	-	5	3	4
	Data misfit MPE	1.8%	2%	2.7%	3.3%	2.8%
	$\ C_m\ ^2$	4.4e4	5.5e4	4.4e4	1.6e4	5.8e4

The model reconstruction error cannot be calculated, as the true subsurface models are unknown. Instead we use the mean percent data error MPE as the statistical criteria used to verify the performance of the intelligent meshing versus the other meshing techniques. When the suggested parameter values are used (Table 6.3: IM3), the intelligent meshing inversion models are similar to the fine meshing and conventional meshing for respectively, the Sept-Iles and the Mont-Royal case studies. For the data misfit of the Sept-Iles case, similar errors are observed for all meshing techniques. In the case of the Mont-Royal, the error is higher when intelligent meshing are used (Table 6.3). In the previous section, it has being demonstrated that an inversion with a lower data misfit does not guarantee a better reconstruction of the true model over an inversion with a slightly larger data misfit. Therefore all these inverse models are equally probable of being the best model representing the true model. In addition, by doing a visual inspection of the inverted models, the results from all three meshing techniques are equal. We mean equal in a way that when the models are analyzed, the interpretations are the same. As for the intelligent meshing inversion models using the first two sets of parameter values, we have found that by using an extremely coarse mesh jointly with intelligent meshing can produce results that are similar to a inverse model with fine meshing or conventional meshing. In the case of Sept-Iles, the intelligent meshing has determined that more refinement is needed in the conductive zone corresponding to the saline water (Figure 5-6). For the Mont-Royal case, more refinements were done around the area where a conductive body of unknown origin is located (Figure 5-7).

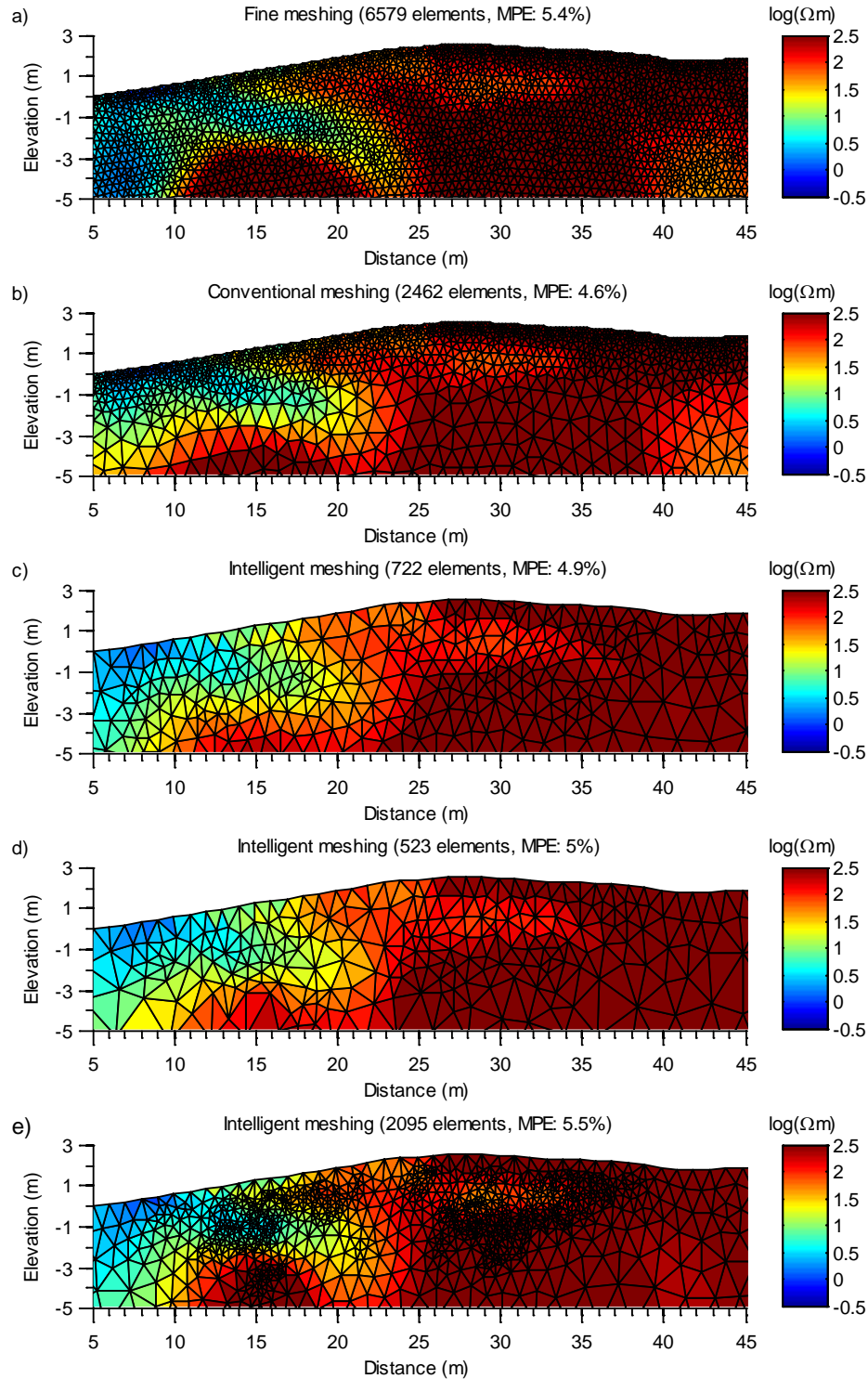


Figure 6-6: Inversion of Sept-Iles data collected on the beach a) finer conventional inversion mesh with MPE = 5.4%, b) conventional inversion mesh with MRE = 4.6%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 4.9%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 5%; d) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE = 5.5%.

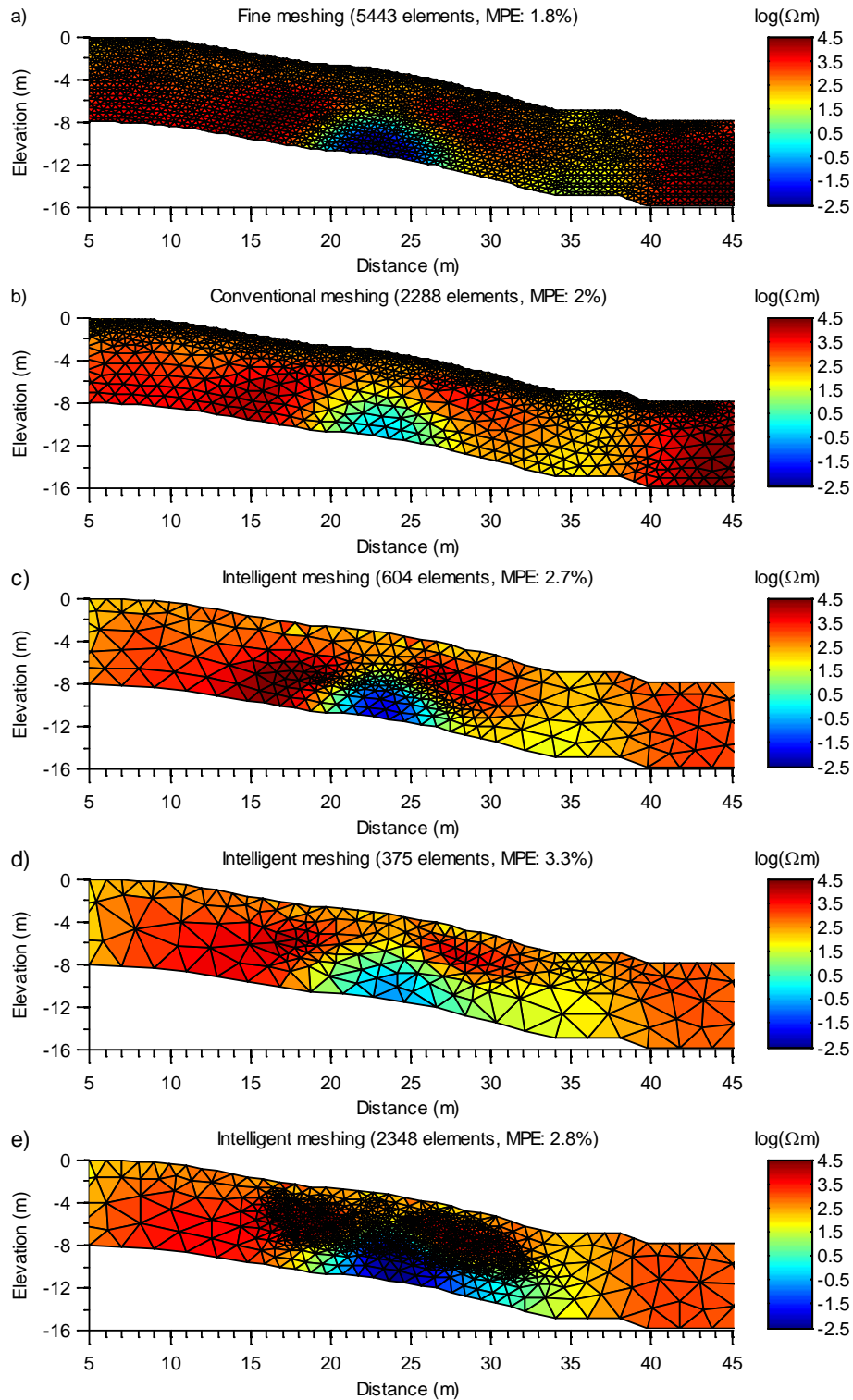


Figure 6-7: Inversion of the Mont-Royal abandoned ski hill data a) finer conventional inversion mesh with MRE = 1.8%, b) conventional inversion mesh with MPE = 2.0%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MRE 2.7%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 3.3%; e) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE 2.5



In addition to comparing the data misfit MPE between the various inversion models, the space regularization term  $\|Cm\|^2$  is also calculated for each of the model (equation 6.23). Model properties located in low sensitivity region (shaded region) are not taken into account in the calculation of the regularization term.

$$value = \|Cm\|^2 \quad [6.23]$$

This regularization term represents the norm-2 of the spatial derivative of the model parameters. If identical models are produced using different mesh discretization, the regularization term should theoretically be the same. For the dipping dyke test, we observe that the regularization term is approximately the same for all three meshes of the inverted models. It shows that all 3 models are very similar to each other. For the Sept-Iles case study, we observed variability between the different inversion models. This could signify that inversion has been affected by the different meshes and that further mesh discretization is required to obtain a truer model reconstruction for both conventional and intelligent meshing techniques. Lastly, the Mont-Royal inversion shows model consistency between fine and intelligent meshing 1, and conventional and intelligent meshing 2. While inverse model produced using intelligent meshing 2 has a regularization value that is different than the other models. But upon viewing the different models, it is apparent that models produced using the fine and intelligent meshing 1 and 3, resemble more closely together even though the regularization values are not similar. The resemblance can be easily observed by comparing the resistivity value of the conductive body. The same observation is made between conventional and intelligent meshing 2 models. This indicates that although the regularization value can be used to compare similarity between models produced under different mesh discretization, the non-uniqueness of the problem can sometimes produce the same regularization value for different models, and vice-versa.

These case studies show that the proposed intelligent meshing technique can produce results that are comparable to other type of meshing techniques that use a larger number of elements. It has also demonstrated that when different parameters were used, the results were consistent and the method is stable. The technique highly reduces the number of elements required to solve the inverse model. In the case of Sept-Iles, a maximum reduction of 92% in elements was observed, while a maximum reduction of 93% was observed for the case of Mont-Royal.

## 6.9 3D SYNTHETIC MODEL

In this section, we have adapted the proposed intelligent meshing technique to a 3D synthetic model. Three modifications are done to the original intelligent meshing scheme. Firstly, the corner response  $R$  is the norm-2 of all responses calculated in the planes x-y, x-z and y-z. It can be defined by the following equation.

$$R = \sqrt{R_{xy}^2 + R_{xz}^2 + R_{yz}^2} \quad [6.24]$$

where  $R_{xy}$ ,  $R_{xz}$  and  $R_{yz}$  are calculated using equation 6.12. Secondly, the geometry of the element in the regular grid is cubic with a side of 0.25 m. Lastly, every electrode acts as a point of interest, and elements neighboring each point of interest have edges that are constrained with a maximum length of 0.5 m. The rest of the numerical scheme remains the same.

The synthetic model consists of a conductive body of 50  $\Omega\text{m}$  in a homogeneous medium of 500  $\Omega\text{m}$ . The body is 2 m long (x-axis), 2 m wide (y-axis), 0.5 m thick (z-axis), and the center of the body is located at  $x = 10$  m,  $y = 5$  m and  $z = -0.75$  m (Figure 5-8). Measurements are acquired along 3 profiles with electrodes located at  $x = 5$  m to 25 m, and profiles located at  $y = 4$  m, 5 m and 6 m. Dipole-Dipole array is used with 579 measurements, an electrode spacing of 0.5 m,  $a = 0.5$  m to 2.5 m with 0.5 m increment and  $n = 1$  to 7. Inversions using conventional fine meshing and intelligent meshing are performed (Figure 5-9) and the results are shown in Table 6.4 and Figure 5-10. The data misfit has increased by 5 folds from 0.08 % to 0.42 %, while a slight improvement in model error has being observed (from 3.3 % conventional meshing model to 2.8 % using intelligent meshing model in log-scale). The number of elements has also decreased from 19 869 tetrahedrons to 2 723 tetrahedrons which corresponds to a reduction of over 86 % in the number of elements used.

Table 6.4: 3D synthetic model: Harris parameters with minimum and maximum meshing size, inversion analysis and data misfits.

		3D Block (Standard)	3D Block (IM)
Point of interest max size		0.1	0.5
Domain max size		1.5	5
k		-	0.05
% cut-off		-	0.99
$R_d$ (m)		-	0.75
log		-	yes
# elements (tetrahedrons)		19 869	2 723
Data misfit MPE		0.08%	0.42%
Model error	log-scale	3.3 %	2.8 %
	linear-scale	18.9 %	17.0 %

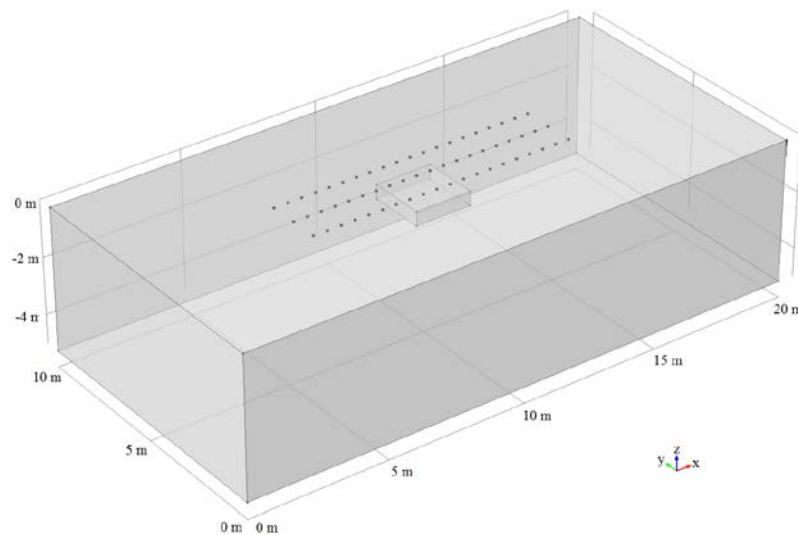


Figure 6-8: 3D synthetic model of a conductive block of  $50 \Omega\text{m}$  in a  $300 \Omega\text{m}$  homogenous medium. Dipole-dipole array measurements are acquired along 3 profiles with electrodes located at  $x = 5 \text{ m}$  to  $25 \text{ m}$ , and profiles located at  $y = 4 \text{ m}$ ,  $5 \text{ m}$  and  $6 \text{ m}$ .

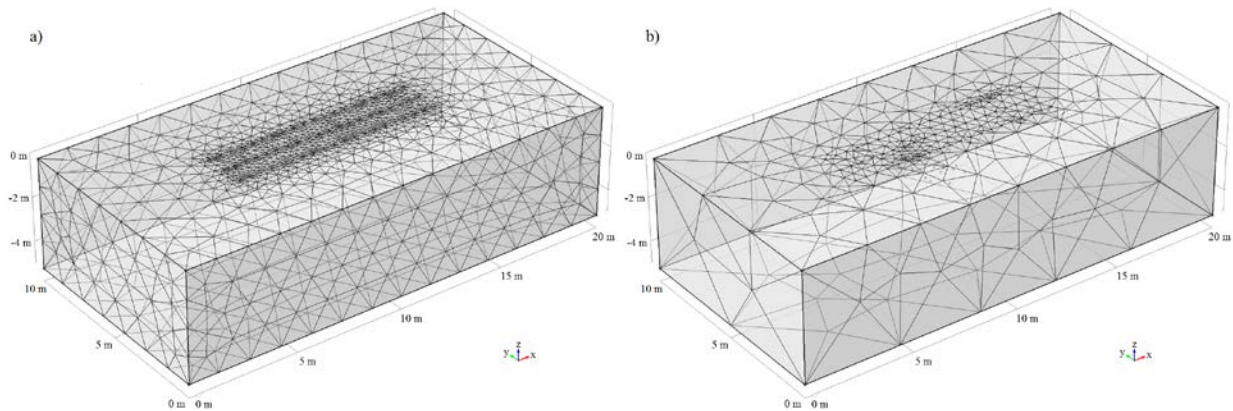


Figure 6-9: Comparison between a) conventional meshing and b) intelligent meshing for ERT inverse problem. The conventional meshing has 19 869 tetrahedrons with a minimum and a maximum vertex length of respectively, 0.1 m and 1.5 m. The intelligent meshing has 2 723 tetrahedrons with a minimum and a maximum vertex length of respectively, 0.5 m and 5 m.

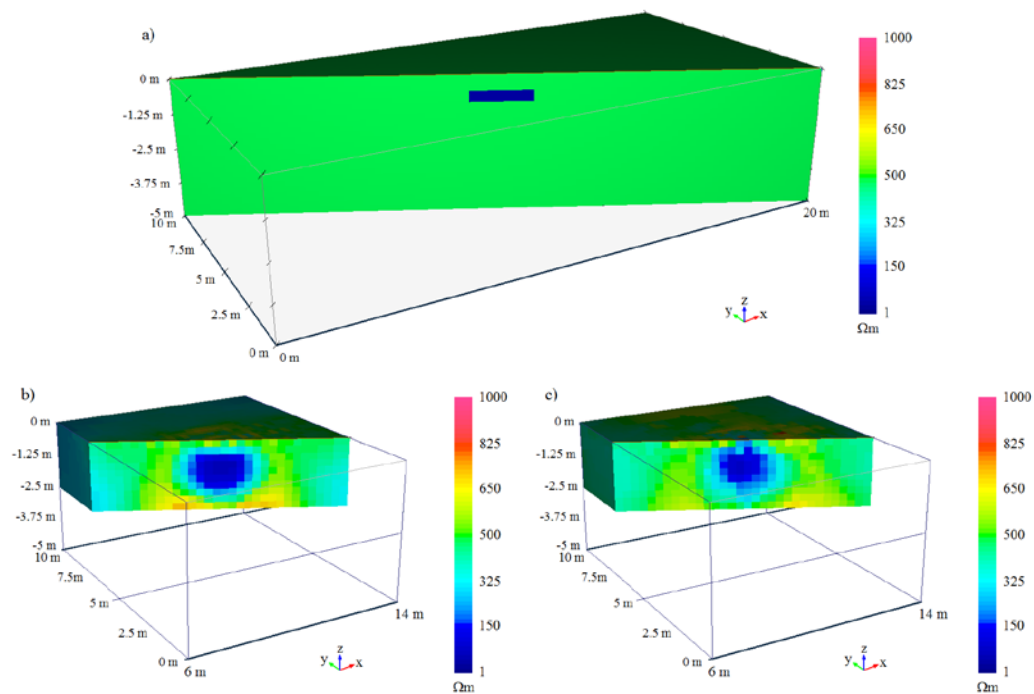


Figure 6-10: Comparison between a) true resistivity model and with inversion models produced using b) conventional meshing and c) intelligent meshing. Visualization using UBC Meshtools3D.

## 6.10 Discussion

In this paper, a new intelligent meshing technique is developed for geophysical inverse problems where the mesh discretization is optimized during the inversion process. Conventional inverse model is highly depended upon the initial mesh structure and the distribution of elements. Inversions using the conventional meshing technique will be constrained by an a priori static mesh where elements must be fine enough so that the boundaries of the constructed model can be properly reconstructed. By using the intelligent meshing technique, the inverse model is no longer geometrically constrained by the initially selected mesh. Elements are finer in area where boundaries are located, and coarser in area where the variation in the physical property is small. From the experimental results, the following observations are made:

1. Determining the right mesh for an inverse problem is an ill-posed problem. There are many possible solutions depending on given set of parameters.
2. Low data misfit does not necessary mean a better reconstruction of the model's physical properties and vice versa.
3. Excessive finer meshing does not necessary mean a better reconstruction of the model physical properties.
4. A combination of an initial coarse mesh with the intelligent meshing technique can produce a solution that is at least equivalent to extreme fine meshing technique. It can do so while decreasing the complexity of the problem and minimizing the under-determination of the inverse problem.

During the testing phase, all inverse models produced using the intelligent meshing technique are similar to those produced by using the conventional meshing and fine meshing techniques. Even if the proposed intelligent meshing technique can provide improvement in model reconstruction, the true model is rarely known for a real field survey. One might not be able to favor a solution that uses the conventional meshes over one that uses intelligent meshes. Reduction in the number of elements might seem insignificant for a 2D problem, but for a 3D problem this can lead to a reduction in computational resource and time, and an increase in productivity. As seen in the 3D synthetic model, a reduction of over 86% in the number of elements is observed while using the intelligent meshing scheme over the conventional meshing scheme. Minor improvements in the data and model errors are also observed for using the proposed intelligent meshing scheme. During the development of the code, the validation of the technique was the main objective and

speed was not a necessity. The coding is not optimized for time efficiency, therefore time comparison couldn't be done accurately. But in theory, a decrease in the number of elements should also reduce the time and memory required to solve the inverse problem, especially for 3D problems. Finally, the complexity of the inversion mesh controls the nature of the model being constructed. Throughout the inverse model, elements are required to be sufficiently fine so that the locations of the cell boundaries have the least impact on the constructed model. In our approach we are allowing the use of coarse meshes in the inverse model and this appears as a contradiction to previous statements. But this is rather an apparent contradiction and not a real one since our approach is only allowing mesh to coarsen up in areas where the variation in the physical property is considered small (within user parameters setting), while the meshes are refined in areas where variations are considered important.

### **6.11 Conclusion**

We have developed a new methodology for optimizing the mesh of an ERT inverse problem. In comparison with conventional meshing techniques, it is shown that the proposed intelligent meshing technique minimizes the number of model elements, it can improve the data misfit and can lead to a similar or a better reconstruction of the physical properties of the subsurface. The proposed intelligent meshing can be easily implemented in existing Finite-Element inversion code, and it can be possible to implement it for geophysical methods other than the ERT.

### **6.12 Acknowledgments**

The authors would like to acknowledge the financial support of the first author thanks to funding from Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada to the second author and third (NSERC Discovery Grant RGPIN848-11, NSERC CRD Grant CRDPJ 355151-2007).

### 6.13 References

Barrett, R., M. Berry, T. F. Chan, J. Demmel, J. Donato, J. Dongarra, V. Eijkhout, R. Pozo, C. Romine and H. Van der Vorst, 1994, *Templates for the Solution of Linear Systems: Building Blocks for Iterative Methods*, SIAM, Philadelphia.

COMSOL Multiphysics 4.3, 2012, Geoelectrics - Forward Problem and Sensitivity, <http://www.comsol.com/model/geoelectrics-forward-problem-and-sensitivity-9636>, accessed 18 February 2015.

Davis, K., and Y. Li, 2013, Efficient 3D inversion of magnetic data via octree mesh discretization, space-filling curves, and wavelets, *Geophysics*, **78**, no. 5, J61-J73.

Elwaseif, M. and L. Slater, 2010, Quantifying tomb geometries in resistivity images using watershed algorithms, *Journal of Archaeological Science*, **37**, 1424-1436.

Elwaseif, M. and L. Slater, 2012, Improved resistivity imaging of targets with sharp boundaries using an iterative disconnect procedure, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **17**, no. 2, 89-101.

Elwaseif, M. and L. Slater, 2013, Reconstruction of discrete resistivity targets using coupled artificial neural networks and watershed algorithms, *Near Surface Geophysics*, **11**, no. 5, 517-530.

Freitag, L. and C. Ollivier-Gooch, 1997, Tetrahedral mesh improvement using swapping and smoothing, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, **40**, no. 21, 3979-4002.

Geselowitz, D.B., 1971, An application of electrocardiographic lead theory to impedance plethysmography, *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*, **18**, 38-41.

Goksel O., H. Eskandari and S.E. Salcudean, 2013, Mesh Adaptation for Improving Elasticity Reconstruction Using the FEM Inverse Problem, *IEEE Transactions on Medical Imaging*, **32**, no. 2, 408-418.

Günther, T., C. Rucker and K. Spitzer, 2006, Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – II. Inversion, *Geophysical Journal International*, **166**, 506-517.

Haber E., S. Heldmann and U. Ascher, 2007, Adaptive finite volume method for distributed non-smooth parameter identification, *Inverse Problems*, **23**, 1659-1676.

Haber, E., U. M. Ascher, D. A. Aruliah, and D. W. Oldenburg, 2000, Fast simulation of 3D electromagnetic problems using potentials, *Journal of Computational Physics*, **163**, 150-171.

Hale, D. 2009, Image-guided blended neighbor interpolation, CWP Report, 635, <http://inside.mines.edu/~dhale/papers/Hale09ImageGuidedBlendedNeighborInterpolation.pdf>.

Harris C. and M.J. Stephens, 1988, A combined corner-and-edge detector, in Alvey Vision Conference, 147-152.

Karaoulis M., A. Revil, P. Tsourlos, D.D. Werkema and B.J. Minsley, 2013, IP4DI: A software for time-lapse 2D/3D DC-resistivity and induced polarization tomography, *Computers and Geosciences*, **54**, 164-170.

Kim, J.H., M.J. Yi, S.G. Park and J.G. Kim, 2009, 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model, *Journal of Applied Geophysics*, **68**, 522-535.

Kovesi, P., 2003, Phase congruency detects corners and edges, *The Australian Pattern Recognition, Society Conference: DICTA 2003*, Sydney, 309–318.

Lee C.K. and R.E. Hobbs, 1999, Automatic adaptive Finite element mesh generation over arbitrary two-dimensional domain using advancing front technique, *Computers and Structures*, **71**, 9-34.

Lelièvre, P. G. and C. G. Farquharson, 2012, Gradient and smoothness regularization operators for geophysical inversion on unstructured meshes, *Geophysical Journal International*, 195(1), 330--341.

Loke, M.H., 2014, Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, <http://www.geotomosoft.com/downloads.php>, accessed 18 February 2015.

Pidlisecky A., E. Haber and R. Knight, 2007, RESINVM3D: A 3D resistivity inversion package, *Geophysics*, **72**, no. 2, H1-H10.

Pinheiro, P.A.T., W.W. Loh and F.J. Dickin, 1997, Smoothness-constrained inversion for two-dimensional electrical resistance tomography, *Measurement Science and Technology*, 8, 293-302.

Ren, Z., and J. Tang, 2010, 3D direct current resistivity modeling with unstructured mesh by adaptive finite-element method, *Geophysics*, **75**, no. 1, H7-H17.

Roberts, L., 1963. *Machine perception of three-dimensional solids*, Garland Publishing, New York.

Rücker, C., T. Günther and K. Spitzer, 2006, Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – I. Modelling, *Geophysical Journal International*, **166**, 495-505.

Schmid C., R. Mohr and C. Bauckhage, 2000, Evaluation of interest point detectors, *International Journal of Computer Vision*, **37**, no. 2, 151-172.

Slater, L. and A. Binley, 2006. Engineered barriers for pollutant containment and remediation. In: Vereeken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A., Titov, K. (Eds.), *Applied Hydrogeophysics*, NATO Science Series IV, Earth and Environmental Sciences, Springer, 293–317.



Sroba, L. and R. Ravas, 2012, Sensitivity of subpixel corner detection, *Annals of DAAAM for 2012 & Proceedings of the 23rd International DAAAM Symposium*, **23**, no. 1, 743-746.

Thomé V., 2001, From finite differences to finite elements A short history of numerical analysis of partial differential equations, *Journal of Computational and Applied Mathematics*, **128**, 1-54.

Wang, Y., Y. Chen, J. Li and B. Li, 2012, The Harris Corner detection method based on three scale invariance spaces, *IJCSI International Journal of Computer Science*, **9**, no. 6-2, 18-22.

Zhou, J., A. Revil, M. Karaoulis, D. Hale, J. Doetsch and S. Cuttler, 2014, Image-guided inversion of electrical resistivity data, *Geophysical Journal International*, **197**, 292-309.

## CHAPITRE 7 PROCÉDURE À SUIVRE SUR L'UTILISATION DE LA MÉTHODE KES POUR UN PROBLÈME HYDROGÉOLOGIQUE 2D

### 7.1 Introduction

Dans le cadre de cette thèse, nous avons développé une nouvelle méthode qui permet d'estimer la conductivité hydraulique à saturation pour un milieu non-saturé. Cette méthode numérique, géophysique et hydrogéophysique, a été présentée à deux occasions: à la conférence de COMSOL en 2014 qui a eu lieu dans la ville de Boston, aux É.-U., et à la conférence de SAGEEP "Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems" en 2015 qui a eu lieu dans la ville d'Austin, aux É.-U. Un article a été écrit, soumis à la revue *Vadose Zone Journal* et est présentement en attente de révision (CHAPITRE 5).

### 7.2 Objectif

L'objectif de ce chapitre est de faire une démonstration des étapes méthodologiques en suivant les instructions indiquées dans les sections 5.3 et 5.4. En premier lieu, nous allons donner un aperçu analytique de la théorie qui se trouve au cœur de la méthode. En deuxième lieu, un modèle simple synthétique 2D est utilisé à titre d'exemple afin de suivre les différentes étapes de la méthode. Nous allons concentrer la démonstration uniquement sur l'aspect hydrogéologique de la méthode KES et nous allons omettre la partie géophysique qui utilise la tomographie électrique pour localiser la position du front d'infiltration (de mouillage).

### 7.3 Théorie

Le principe derrière la méthode de KES (saturated hydraulic conductivity  $K_s$  Estimation Scheme en anglais) est d'estimer la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  à partir de la vitesse du front d'infiltration. Les équations 5.4, 5.29 et 5.31 au chapitre 5 sont des fonctions itératives basées sur la loi de Darcy sans supposer que le gradient est égal à l'unité pour le front d'infiltration ( $\Delta q \cong \Delta K$ ), ce qui pourrait être une hypothèse restrictive. Pour chaque ligne de courant, elle est reliée à la vitesse de Darcy  $q(t)$  définie par,

$$q(t) = -K(t)\nabla h \quad [7.1]$$

Pour une infiltration à charge constante, la distance  $d$  parcourue par un point le long d'une ligne de courant entre deux fronts et entre les temps  $a$  et  $b$ , est définie par,

$$d = \int_a^b q(t) dt = \int_a^b -K(t)\nabla h dt \quad [7.2]$$

Nous supposons que  $K_s$  est isotrope, ne varie pas selon l'orientation et est constante pour chaque ligne de courant entre deux fronts. La conductivité hydraulique  $K$  de van Genuchten est donc définie par,

$$K(t) = K_s k(t) \quad [7.3]$$

où  $k$  représente la conductivité relative.

En combinant les équations 7.2 et 7.3 ensemble, nous obtenons la distance parcourue (observée).

$$d = \int_a^b q(t) dt = \int_a^b -K_s k(t)\nabla h dt = K_s \int_a^b -k(t)\nabla h dt \quad [7.4]$$

La vitesse du front  $v_f$  entre les temps  $a$  et  $b$  ( $\Delta t$ ) est donc,

$$v_f = \frac{d}{\Delta t} = K_s c \quad [7.5]$$

où  $c$  est un vecteur défini par,

$$c = \frac{\int_a^b -k(t)\nabla h dt}{\Delta t} \quad [7.6]$$

Si  $c$  est égal à 1,

$$v_f = K_s \quad [7.7]$$

le problème est résolu.

Si  $c < 1$ , le front d'infiltration sera plus lent que la valeur  $K_s$ . Si on suppose dans la première itération ( $i = 0$ ) que la conductivité hydraulique à saturation est  $K_0 = v_f$ , la distance calculée  $d_0$  sera inférieure à la distance observée  $d$ ,

$$d_0 = K_0 \int_a^b -k(t) \nabla h dt < d = K_s \int_a^b -k(t) \nabla h dt \quad [7.8]$$

et la vitesse du front aussi

$$v_0 = K_0 c < v_f = K_s c \quad [7.9]$$

car

$$K_0 = v_f < K_s \quad [7.10]$$

Avec quelques manipulations algébriques sur l'équation 7.10, nous obtenons

$$v_f = K_s c; v_0 = K_0 c \quad [7.11]$$

$$K_s c - v_f = 0; K_0 c - v_0 = 0 \quad [7.12]$$

$$K_s c - v_f = K_0 c - v_0 \quad [7.13]$$

$$K_s = K_0 + \frac{1}{c} (v_f - v_0) \quad [7.14]$$

$$K_s = K_0 + \lambda (v_f - v_0) \quad [7.15]$$

$$K_s = K_0 + \lambda \Delta v \quad [7.16]$$

où  $\lambda = 1/c$ ,  $\Delta v = v_f - v_0$  et donc le terme  $\Delta v$  représente la différence de vitesse des deux fronts, celui observé  $v_f$  et celui modélisé  $v_0$ .

Dans les équations 5.4 et 5.29, nous avons supposé que  $\lambda = 1$  et après un certain nombre d'itérations, la solution converge vers la valeur réelle de  $K_s$  (Figure 5-2 et Tableau 5.2). Cependant, nous ne connaissons généralement pas la valeur de  $\lambda$  et donc, dans l'équation 5.31,

nous introduisons un pas d'amortissement  $\lambda$  qui varie après chaque itération. Cette technique est similaire à l'algorithme du gradient maximum (« steepest descent » en anglais). Le même principe s'applique si le front d'infiltration est plus rapide que  $K_s$ , donc  $c > 1$ , le terme correctif  $\Delta v$  deviendra négatif.

#### 7.4 Méthodologie et exemple 1

Un simple modèle synthétique 2D, qui consiste en un sol homogène où seule la conductivité hydraulique à saturation varie spatialement, est utilisé pour démontrer la méthode. Comme décrit dans la section 5.3.3, le logiciel COMSOL Multiphysics est utilisé pour résoudre le problème d'infiltration dans un milieu non-saturé (la modélisation). Les éléments triangulaires ont une taille de 1 à 2 cm. Un modèle profond de 0.5 m et large de 1 m correspond au domaine d'investigation. Au temps initial, le milieu non-saturé est en régime permanent et la nappe phréatique se trouve à 10 m de profondeur. Un test d'infiltration en surface avec une charge hydraulique de 0.2 m, a débuté au temps 1 min et la saturation effective du sol est mesurée au temps  $t=35$  min. Nous supposons que l'infiltration en surface couvre un profil plus long que la largeur du modèle et qu'aucun écoulement horizontal ne se trouve au long des frontières verticales. Les paramètres de van Genuchten qui permettent de décrire la courbe de rétention d'eau se trouvent dans le tableau 7.1. La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  augmente linéairement de gauche à droite en partant de  $10^{-5}$  m/s à  $10^{-4}$  m/s (Figure 7-1).

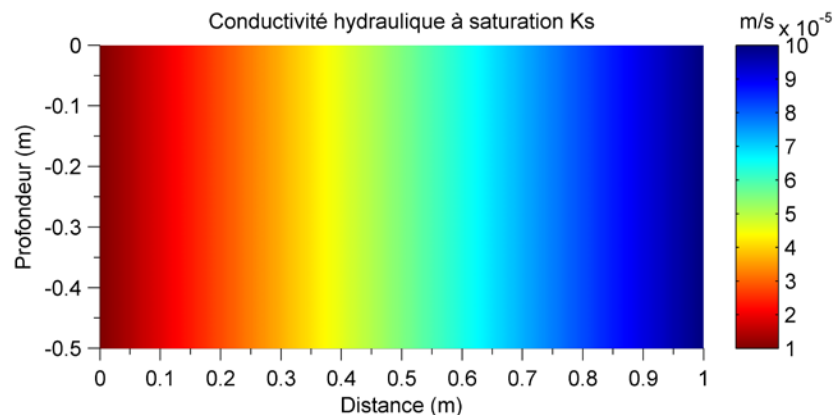


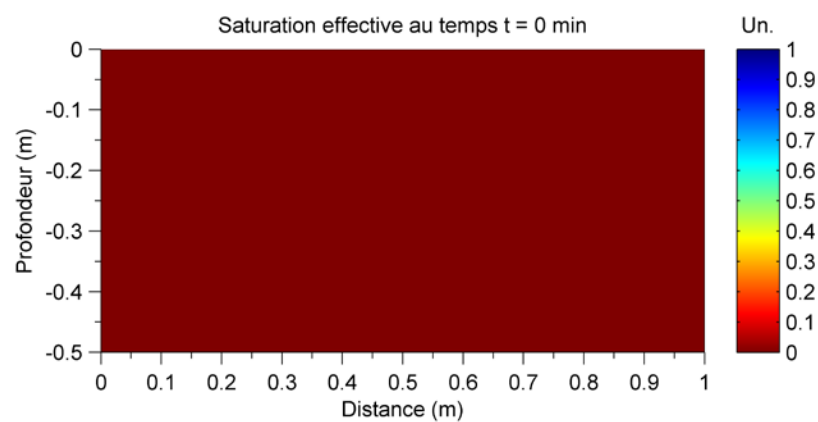
Figure 7-1: Distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ .

Tableau 7.1: Paramètres de van Genuchten.

$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$l$
0.25	0.01	1	2	0.5

#### 7.4.1 Étape 1: Localisation du front d'infiltration (mouillage)

Généralement, il est très difficile de déterminer la position du front d'infiltration (mouillage) dans un sol sans recourir à des méthodes directes (puits d'observation, inspection visuelle sur la paroi d'une tranchée, ...) ou indirectes (tomographie électrique, gravimétrie, ...), qui permettent d'identifier les zones de mouillage. Dans l'article 1 (CHAPITRE 5), la tomographie électrique est la méthode suggérée pour déterminer la position du front. Comme il existe plusieurs méthodes qui pourraient identifier plus ou moins bien la position du front, pour simplifier le problème nous allons travailler directement avec les données hydrogéologiques (saturation effective). Au temps  $t = 0$  min, la saturation effective du sol dans le domaine investigué est d'environ  $0.10 \pm 0.001$  (Figure 7-2). Au temps  $t = 1$  min, l'infiltration débute. Au temps  $t = 35$  min, la saturation effective est mesurée (Figure 7-3).

Figure 7-2: Distribution spatiale de la saturation effective au temps  $t = 0$  min.

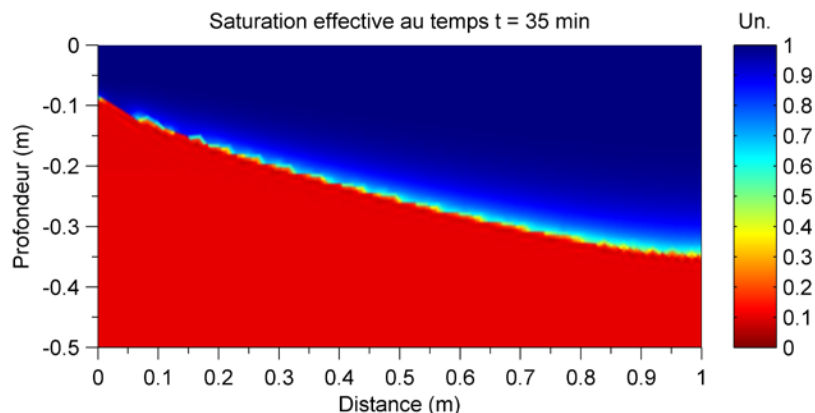


Figure 7-3: Distribution spatiale de la saturation effective au temps  $t = 35$  min.

Le front au temps initial se trouve au niveau  $z = 0$  m, car l'infiltration se fait à partir de la surface. Pour déterminer la position du front d'infiltration au temps  $t$ , il existe 2 méthodes. La première consiste à déterminer le contour d'un milieu où la saturation est supérieure à une valeur constante  $k$ . La deuxième consiste à déterminer le contour d'un milieu où le pourcentage de différence de saturation entre le temps 35 min et 1 min, est supérieur à un seuil donné  $k$  (Figure 7-4). Généralement, il y a une transition de saturation au long du front d'infiltration et la vraie position du front peut être déterminée de façon plus ou moins exacte. La valeur  $k = 0.2$  est utilisée pour définir le front lorsqu'au temps 35 min, la saturation effective est plus grande que 0.2 ( $Se(35) > 0.2$ ) ou lorsque le pourcentage de différence de saturation effective entre 35 et 0 min, est plus grande que 0.2 ( $(Se(35)/Se(1) - 1) > 0.2$ ).

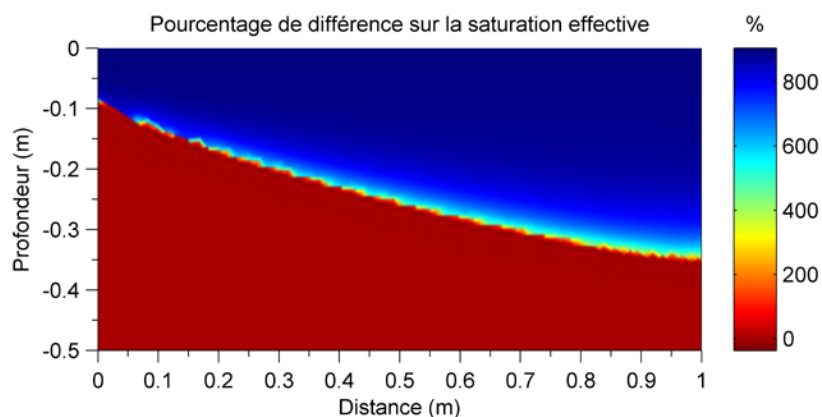


Figure 7-4: Pourcentage de différence sur la saturation effective entre le temps  $t = 0$  et 35 min.

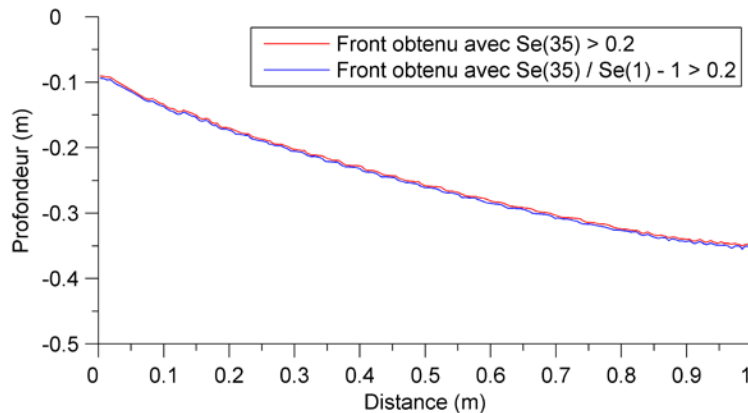


Figure 7-5: Position du front d'infiltration en utilisant les méthodes directe et par pourcentage de différence où  $Se(t)$  correspond à la saturation effective au temps  $t$ .

Les deux méthodes ont été appliquées et les résultats se retrouvent dans la Figure 7-5. Nous remarquons une légère différence dans le positionnement du front avec les deux méthodes. Cependant la méthode suggérée est la deuxième, car nous nous intéressons plus au pourcentage de changement entre deux temps qu'au degré de saturation donné à un temps donné. Le front d'infiltration choisi correspond donc à celui donné par la deuxième méthode.

#### 7.4.2 Étape 2: Interpolation du front et ligne d'écoulement

Une fois que la position du front est obtenue, nous pouvons estimer la position des lignes d'écoulement en supposant que les lignes se propagent perpendiculairement du front au temps  $t$  à un front au temps  $t+1$ . La méthode des surfaces à niveau successifs "sLSM" est utilisée pour interpoler le front entre deux temps (voir la section 5.3.4 pour une description complète de la méthode sLSM). Ceci permet d'éviter des croisements de lignes et de générer des lignes ayant une courbure visuellement plus réaliste (Figure 7-6). Nous avons aussi comparé la méthode des surfaces de niveau successives (sLSM) avec l'interpolation de voisin naturel (Figure 7-6b). Nous observons que même si les fronts interpolés par la méthode du voisin naturel sont plus lisses, les lignes d'écoulement produites par la méthode sLSM semblent être plus réalistes. Il est important de noter qu'il n'existe pas de règle précise sur le nombre de fronts interpolés et le nombre de lignes à utiliser. Ces nombres dépendent beaucoup de l'appréciation visuelle de l'utilisateur. Cependant, nous pouvons conclure que plus les fronts sont complexes (irréguliers), plus le nombre de fronts interpolés et le nombre de lignes deviennent importants.



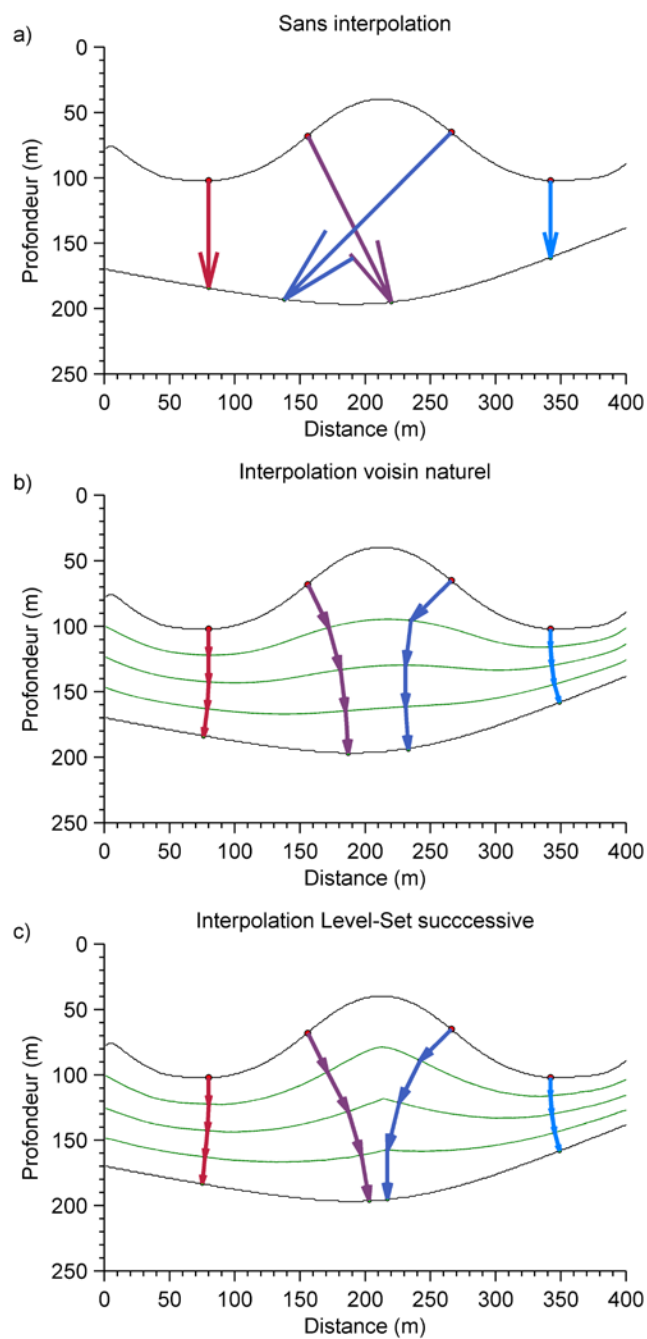


Figure 7-6: Comparaison des lignes d'écoulement produites par a) aucune interpolation, b) l'interpolation voisin naturel et c) interpolation des surfaces à niveau "Level-Set" successives. Les points de départ pour chacune des lignes sont identiques pour les 3 méthodes.

Nous avons donc appliqué la méthode sLSM sur le front obtenu dans la section précédente du modèle synthétique hydrogéologique. Il est important de noter qu'il existe bien d'autres méthodes d'interpolations non testées, qui peuvent être meilleures que la sLSM. Notre choix est basé sur l'analyse précédente et sur le fait qu'elle est appliquée dans une recherche similaire en biophysique (Machecek et Danuser, 2006). Vu la simplicité du front, seulement 4 fronts sont choisis pour faire la propagation de 4 lignes d'écoulement (Figure 7-7). Deux fronts ont été obtenus par la saturation effective et deux fronts ont été obtenus par l'interpolation sLSM.

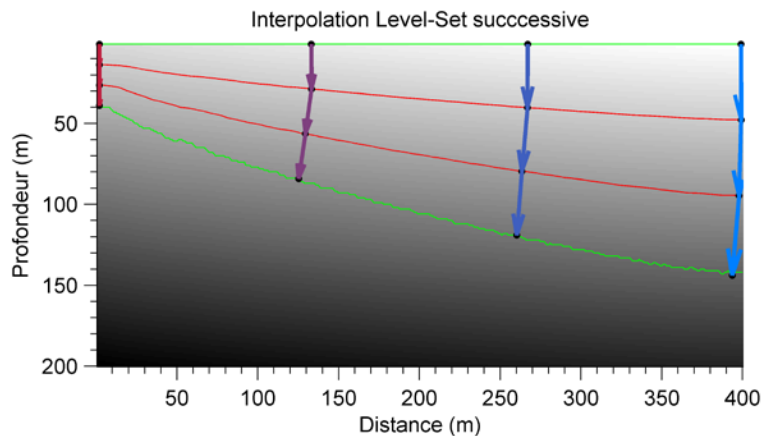


Figure 7-7: Lignes vertes: fronts obtenus par la saturation effective, lignes rouges: fronts obtenus par sLSM, points noirs: nœuds correspondant à l'intersection entre les lignes et les fronts, et flèches multi couleurs: lignes d'écoulements.

### 7.4.3 Étape 3: Implémentation de la méthode KES

Dès que les lignes d'écoulement ont été créées, la distance parcourue et la vitesse correspondant à ces lignes peuvent être calculées. L'équation 5.1 est appliquée à chacune des lignes de courant et nous obtenons notre valeur de vitesse d'écoulement

$$K_{i+1} = K_i + \lambda \Delta v \quad [7.17]$$

estimée pour l'itération 0 (Tableau 7.2). Dans le CHAPITRE 4, nous avons vu que parfois la vitesse d'infiltration pourrait être supérieure à la valeur  $K_s$ . Si cette situation se produit, le front d'infiltration modélisé peut parcourir une distance plus grande que le front observé (situation inverse des équations 7.8, 7.9 et 7.10 où maintenant  $c > 1$ ). Pour un problème 1D, comme l'infiltration est unidirectionnelle, la distance parcourue peut être facilement calculée. Nous voulons éviter ce scénario pour un problème 2D, car l'infiltration est bidirectionnelle et

l'estimation de la distance parcourue dans un milieu où le front observé n'a jamais eu lieu peut engendrer des erreurs supplémentaires. Pour éviter cette situation, nous avons recommandé dans l'article 1 (CHAPITRE 5), que le pas de descente initial soit petit  $\lambda = 0.001$  pour la première itération et qui double après chaque itération jusqu'à une valeur maximale de 1. Dans ce chapitre, nous avons des modèles typiquement plus simples que ceux qui se trouvent dans l'article 1. Pour minimiser le nombre d'itérations, nous utilisons un pas de descente initiale de  $\lambda = 0.05$  pour l'itération 0 et qui double après chaque itération jusqu'à une valeur maximale de 0.5 (Table 7.2).

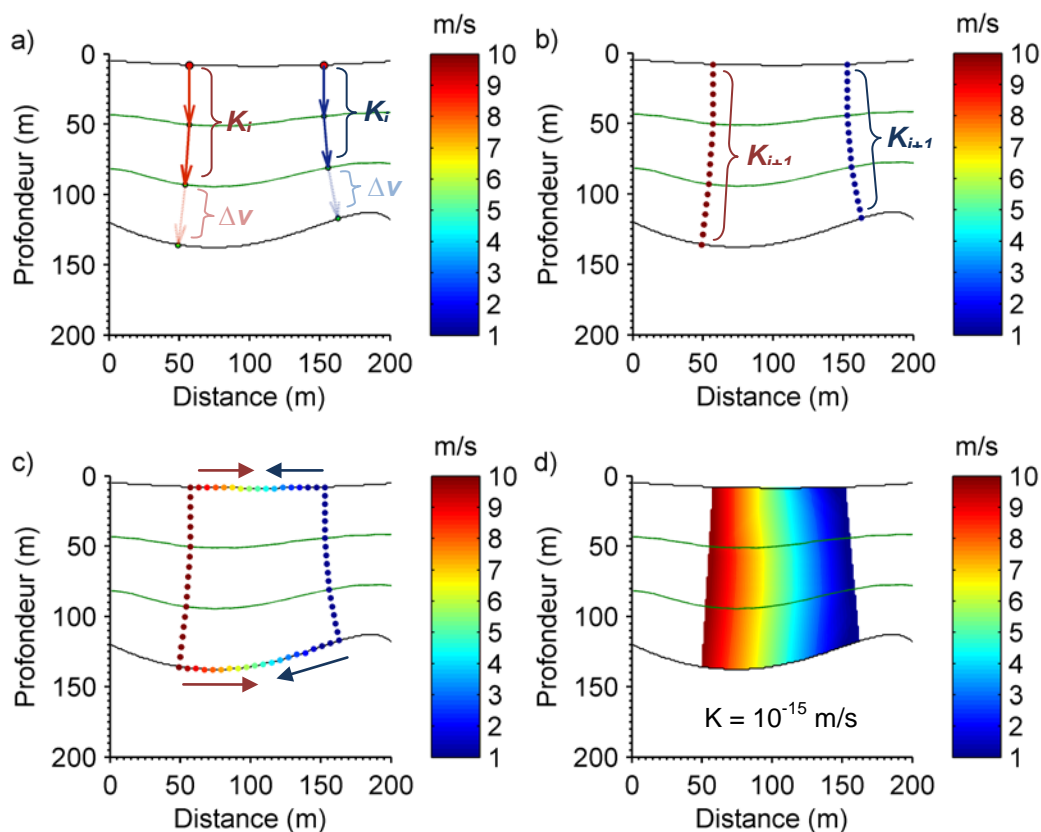


Figure 7-8: Exemple d'interpolation de la conductivité hydraulique sur le domaine du modèle. a) L'algorithme itératif est utilisé pour calculer la valeur de  $K_{i+1} = K_i + \lambda \Delta v$ . b) Une fois que la valeur  $K_{i+1}$  est calculée, des points de donnée  $K_{i+1}$  sont extraits pour chacune des lignes avec leur position respective. c) Une interpolation linéaire de  $K_{i+1}$  entre les lignes est faite au long des fronts pour reconstituer la forme des fronts. Des points de donnée sont aussi extraits avec leur position respective. d) En utilisant ces extractions, une interpolation linéaire est faite dans le domaine inscrit par les fronts et par les lignes. Les régions qui ne sont pas affectées par le front sont associées à une valeur de conductivité de  $10^{-15}$  m/s.

Une fois que la conductivité  $K_0$  des lignes est estimée, le problème direct est résolu pour déterminer la différence entre la vitesse observée et la vitesse modélisée  $\Delta v$ . Pour permettre de résoudre le problème direct, la vitesse  $K$  est connue partout dans le domaine du modèle à l'aide de l'interpolation linéaire. Une explication des étapes se trouve dans la Figure 7-8. Ceci permet d'assurer qu'une vitesse est associée en tout point dans les régions affectées par le front d'infiltration. Pour les régions qui ne sont pas affectés par le front d'infiltration, une valeur  $K_s$  de  $10^{-15}$  m/s est utilisée. Le nombre de points extraits sur les lignes et sur les fronts dépend de la résolution et de la complexité du modèle. Il faut s'assurer que la densité des données est suffisante pour obtenir une interpolation stable. Dans l'exemple de ce chapitre (Figure 7-7), les points sont extraits à tous les centimètres sur les lignes et les fronts. L'interpolation linéaire est faite avec COMSOL qui utilise une méthode basée sur la triangulation Delaunay automatisée et indépendante aux nœuds des éléments du maillage de modélisation. Finalement, la valeur associée à chacun des éléments est déterminée en utilisant les coordonnées barycentriques.

Après que la conductivité hydraulique soit déterminée en tout point du domaine, le problème direct du modèle hydrogéologique est résolu et le terme correctif  $\Delta v$  est calculé. Théoriquement, les étapes qui se trouvent dans cette section sont répétées jusqu'à ce que le terme correctif  $\Delta v = 0$ . Cependant, nous utilisons un autre critère d'arrêt qui est plus tolérant et qui est activé lorsque le changement de  $K_i$  à  $K_{i+1}$  est inférieur à 1.5%. Les résultats sont présentés dans le tableau 7.2 et la Figure 7-9. Nous observons que la valeur de  $K_s$  est généralement très bien reconstruite avec une erreur inférieure à 1.5% en échelle logarithmique.

Tableau 7.2: Conductivité hydraulique à saturation estimée pour chacune des lignes.

<b>Ks estimée en m/s (<math>K_{i+1} = K_i + \lambda \Delta v</math>)</b>					
<b>Itération</b>	<b><math>\lambda</math></b>	<b>Ligne 1</b>	<b>Ligne 2</b>	<b>Ligne 3</b>	<b>Ligne 4</b>
0	0.05	4.66e-07	1.03e-06	1.45e-06	1.75e-06
1	0.10	4.78e-06	1.02e-05	1.49e-05	1.80e-05
2	0.20	9.61e-06	2.23e-05	3.21e-05	4.03e-05
3	0.40	1.17e-05	3.46e-05	5.36e-05	6.96e-05
4	0.50	1.17e-05	3.84e-05	6.44e-05	8.64e-05
5	0.50	1.17e-05	3.84e-05	6.71e-05	9.31e-05
6	0.50	1.17e-05	3.84e-05	6.98e-05	9.65e-05
7	0.50	1.17e-05	3.84e-05	6.98e-05	9.98e-05
8	0.50	1.17e-05	3.84e-05	6.98e-05	9.98e-05

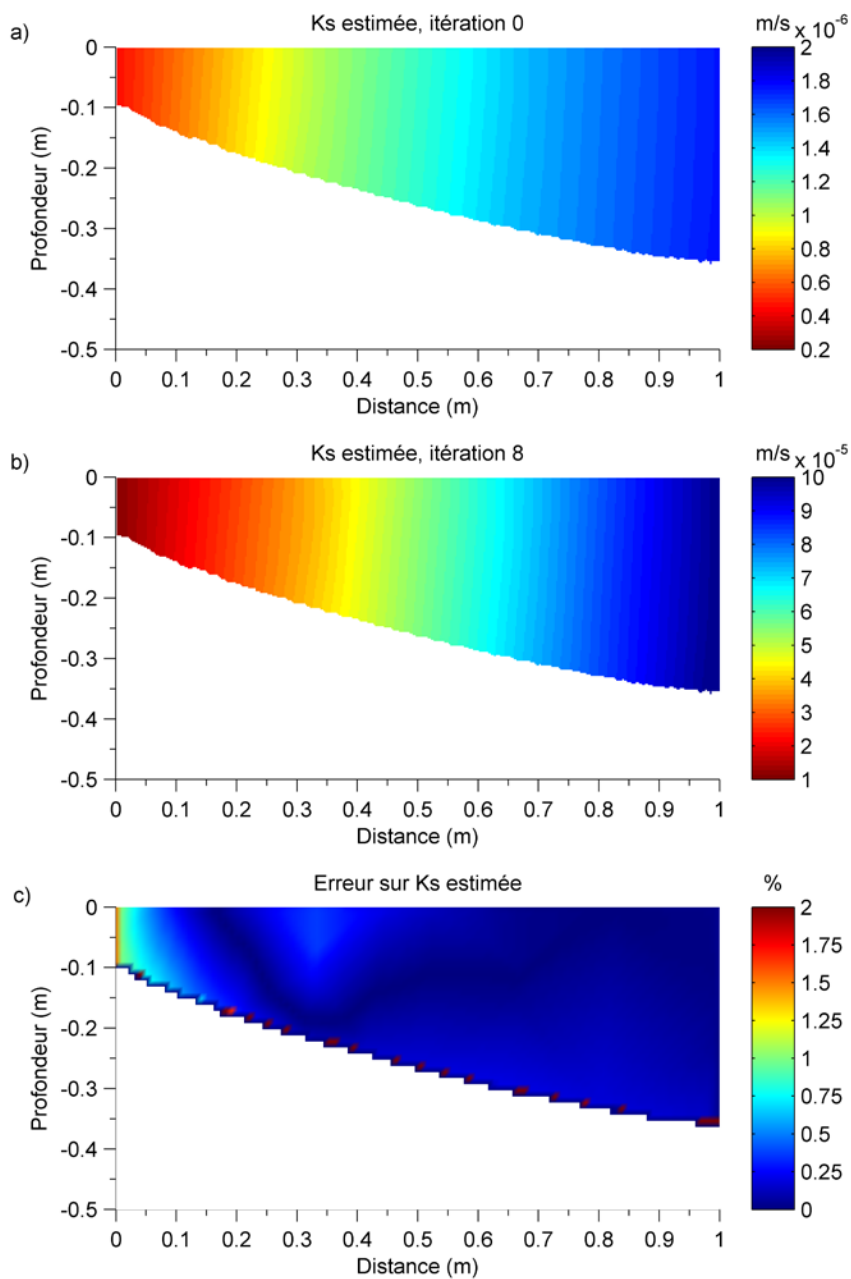


Figure 7-9: Estimation de  $K_s$  après a) itération 0 et b) itération 8. c) Le pourcentage d'erreur lorsque les valeurs de  $K_s$  sont comparées avec celles du modèle numérique Figure 7-1.

## 7.5 Exemple 2

Dans l'exemple suivant, nous utilisons un modèle avec une variation de  $K_s$  différente du modèle précédent. La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  varie linéairement dans la direction horizontale entre les valeurs de  $10^{-5}$  m/s à  $10^{-4}$  m/s (Figure 7-10: Haut). Le logiciel COMSOL Multiphysics est utilisé pour la modélisation. Les éléments triangulaires ont une taille de 1 à 2 cm. Un modèle profond de 0.5 m et large de 1 m correspond au domaine d'investigation. Au temps initial, le milieu non-saturé est en régime permanent et la nappe phréatique se trouve à 10 m de profondeur. Un test d'infiltration en surface, avec une charge hydraulique de 0.2 m, a débuté au temps 1 min et la saturation effective du sol est mesurée au temps 36 min (Figure 7-10: Bas). Nous supposons que l'infiltration en surface couvre un profil plus long que la largeur du modèle et qu'aucun écoulement horizontal n'existe le long des frontières verticales.

Dans l'exemple précédent, nous obtenons une très belle reconstruction de la conductivité hydraulique à saturation. Cependant, nous savons que la vitesse de Darcy peut être exprimée en fonction de la porosité  $\theta_s$  et  $\theta_r$ , la saturation effective  $S_e$ , la distance  $\Delta z$  parcourue par le front sur un intervalle de temps  $\Delta t$ . Il est alors très important de poser la question suivante: Est-ce qu'une mauvaise estimation de la porosité peut engendrer des erreurs importantes?

$$q = (\theta_s - \theta_r) S_e \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad [7.18]$$

Les paramètres de van Genuchten qui permettent de décrire la courbe de rétention d'eau se trouvent au tableau 7.3. Pour le problème direct, la porosité totale est de 0.25. Lors de la résolution du problème inverse, la porosité est fixée à 0.35 donc plus de 40% d'erreur sur l'estimation de cette valeur. Les mêmes étapes que l'exemple précédent ont été suivies. La position du front d'infiltration (mouillage) a été déterminée par la méthode de pourcentage de différence (Figure 7-11: haut). Notons que nous voyons deux points aberrants qui pourraient avoir été introduits par des erreurs numériques lors de l'interpolation. Nous éliminons ces deux points et nous procédons avec l'application de la méthode KES par la création des fronts et des lignes (Figure 7-11: bas). Par la suite, nous estimons la valeur de  $K$  en utilisant le même pas de descente  $\lambda$  et le même critère d'arrêt que l'exemple précédent. Le problème converge vers la

solution après 8 itérations (Tableau 7.4) et le pourcentage d'erreur sur  $\log_{10}(K)$  est toujours inférieure à 4% (Figure 7-12c).

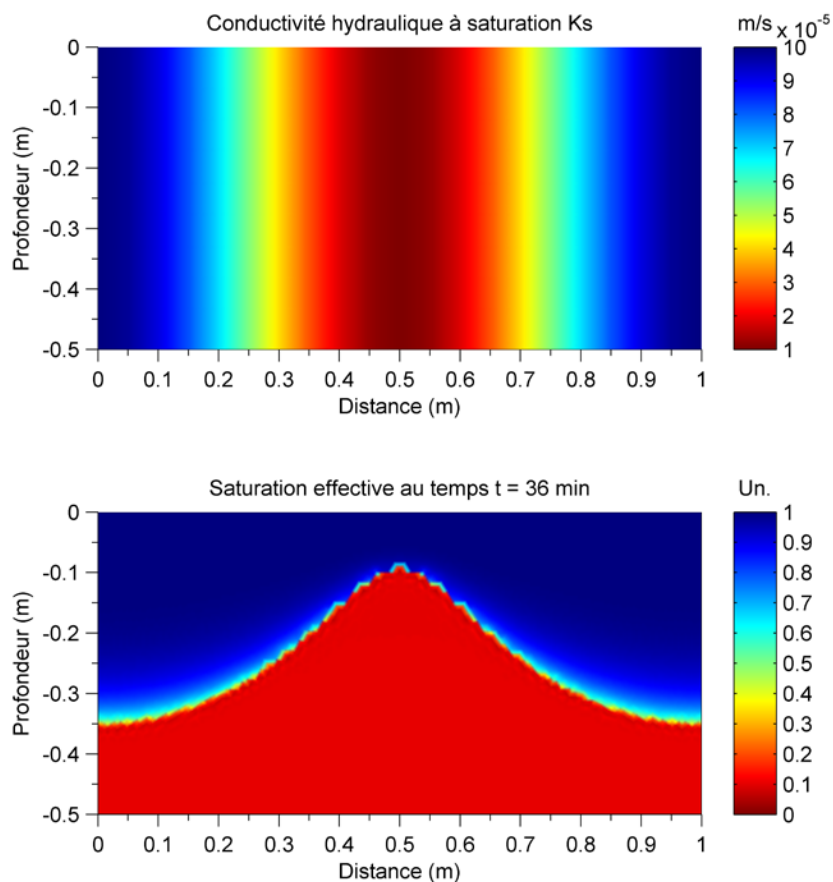


Figure 7-10: Haut: Distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ . Bas: La saturation effective au temps 36 min due à l'infiltration en surface qui a débutée au temps 1 min.

Tableau 7.3: Paramètres de van Genuchten utilisés pour tester les problèmes directs et inverses.

<b>Problème direct</b>				
$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$l$
0.25	0.01	1	2	0.5
<b>Problème inverse</b>				
$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$l$
0.35	0.01	1	2	0.5

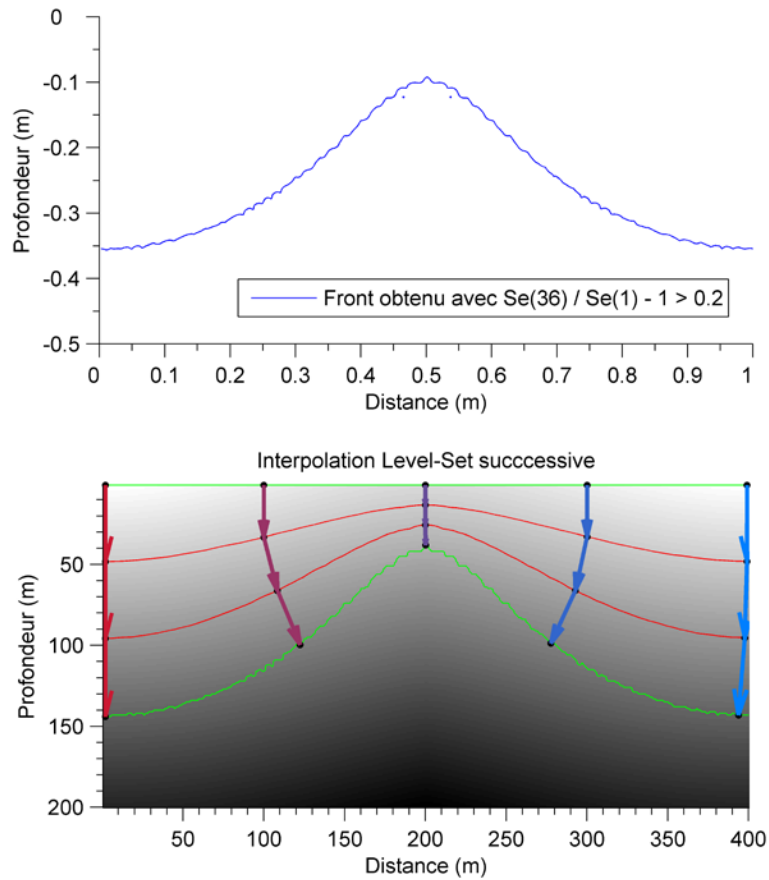


Figure 7-11: Haut: Position du front d'infiltration en utilisant la méthode de pourcentage de différence où  $Se(t)$  correspond à la saturation effective au temps  $t$ . Bas: Interpolation des fronts avec la méthode des surfaces à niveau "Level-Set" successives. Les flèches sont les lignes d'écoulement et indiquent leur orientation.

Tableau 7.4: Conductivité hydraulique à saturation estimée pour chacune des lignes.

<b>Ks estimée en m/s (<math>K_{i+1} = K_i + \lambda \Delta v</math>)</b>						
<b>Itération</b>	<b><math>\lambda</math></b>	<b>Ligne 1</b>	<b>Ligne 2</b>	<b>Ligne 3</b>	<b>Ligne 4</b>	<b>Ligne 5</b>
0	0.05	1.70e-06	1.22e-06	4.40e-07	1.21e-06	1.69e-06
1	0.10	1.75e-05	1.22e-05	4.03e-06	1.21e-05	1.74e-05
2	0.20	3.78e-05	2.53e-05	7.62e-06	2.51e-05	3.75e-05
3	0.40	6.33e-05	4.06e-05	8.27e-06	4.04e-05	6.28e-05
4	0.50	7.92e-05	4.54e-05	8.27e-06	4.51e-05	7.86e-05
5	0.50	8.56e-05	4.78e-05	8.27e-06	4.51e-05	8.50e-05
6	0.50	8.88e-05	4.78e-05	8.27e-06	4.51e-05	8.81e-05
7	0.50	9.20e-05	4.78e-05	8.27e-06	4.51e-05	9.13e-05
8	0.50	9.20e-05	4.78e-05	8.27e-06	4.51e-05	9.13e-05



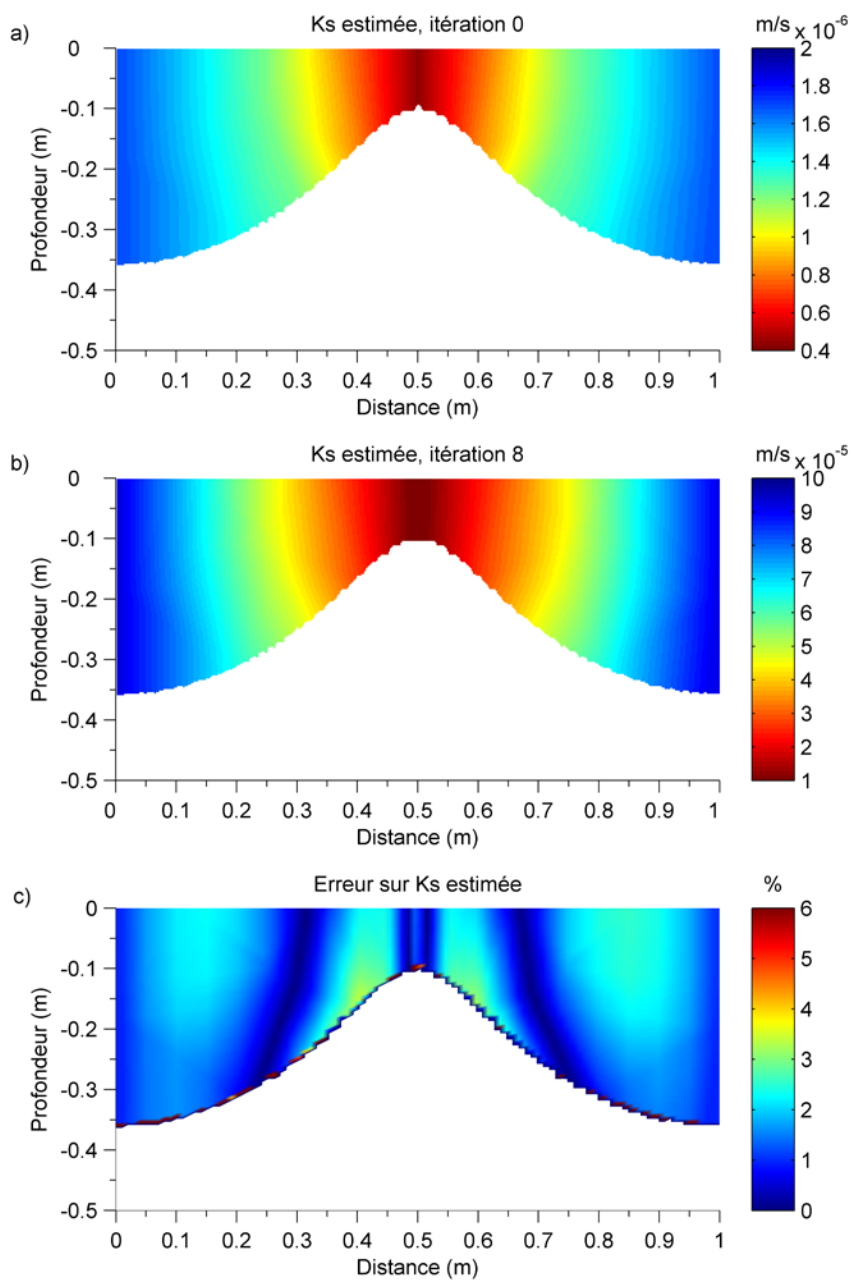


Figure 7-12: Estimation de  $K_s$  après a) itération 0 et b) itération 8. c) Le pourcentage d'erreur lorsque les valeurs de  $K_s$  sont comparées avec celles du modèle numérique illustré à la Figure 7-1.

## 7.6 Résolution de la méthode KES

Les exemples présentés dans les sections précédentes démontrent que la méthode KES a une très bonne résolution latérale (horizontale). Cependant, il est très important de déterminer les limites de la résolution verticale. Pour y parvenir, un modèle géologique qui consiste une séquence de couches stratifiées est utilisé. Les paramètres van Genuchten de ces sols synthétiques A et B, sont présentés dans le tableau 7.5. Un essai d'infiltration à charge constante de 0.2 m est fait sur un milieu non saturé au temps  $t = 1$  s, et la nappe phréatique se trouve à 5 m de profond. COMSOL est utilisé pour résoudre le problème direct 1D et le problème inverse. La maille utilisée est de 5 mm. La teneur en eau est mesurée au temps  $t = 0$  et 10 jours (Figure 7-13b). En utilisant la méthode de pourcentage de différence, la position du front est déterminée là où la variation en teneur en eau est supérieure à 0.1 %. Cette distance est de 65 cm.

Tableau 7.5: Paramètres de van Genuchten pour le modèle 1D avec des couches stratifiées.

Sol Type	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$l$	$K_s$
A	0.46	0.13	0.42	1.53	-0.22	10 <sup>-5</sup> m/s
B	0.42	0.01	0.84	1.44	-1.50	10 <sup>-6</sup> m/s

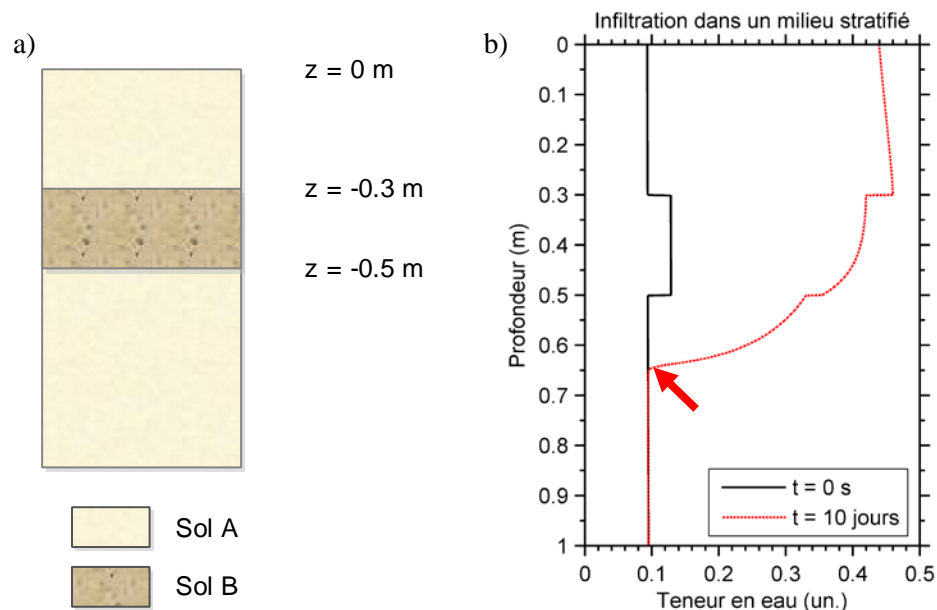


Figure 7-13: a) Modèle géologique stratifié et b) la teneur en eau au temps  $t = 0$  et 6 jours. La position du front se trouve à  $65 \pm 1$  cm et elle est indiquée par une flèche rouge.

Il existe 4 scénarios possibles pour déterminer la valeur de  $K_s$ . Tout d'abord, les deux premiers scénarios sont examinés. Après 10 jours, la position du front est localisée à  $65 \pm 1$  cm de profondeur. Le scénario 1 suppose que la couche de sol B n'est pas connue et que seuls les paramètres de van Genuchten du sol A sont utilisés dans la résolution du problème inverse au temps 10 jours. Le scénario 2 suppose que la position du sol B est connue, et les paramètres de van Genuchten des deux sols sont utilisés dans la résolution du problème inverse au temps 10 jours. L'équation 7.19 est utilisée pour estimer la valeur de  $K_s$ .

$$K_{i+1} = K_i + \lambda \Delta v \quad [7.19]$$

Comme le problème est 1D, la valeur de  $\lambda = 1$  est constante à travers les itérations, et aucune interpolation du front n'est nécessaire. Le critère d'arrêt est appliqué lorsque la variation dans la valeur  $K_s$  est inférieure à 0.01% en échelle linéaire. Le scénario 1 converge vers une conductivité de  $5.60 \times 10^{-6}$  m/s après 60 itérations, et le scénario 2 converge vers une conductivité de  $6.16 \times 10^{-6}$  m/s après 67 itérations (Tableau 7.6 et Figure 7-14). La distance parcourue pour les deux scénarios est de  $65 \pm 1$  cm. L'itération 0 ( $K_0$ ) correspond à la vitesse du front. La conductivité hydraulique estimée est une intégration des conductivités qui représente la somme des conductivités hydrauliques des couches où la conductivité est pondérée par un facteur  $\tau$ .

$$K_{\text{estimée}} = \sum_{i=1}^N K_i \tau_i = \sum_{i=1}^N K_i \left( p_i \frac{d_i}{d_{\text{totale}}} \right) \quad [7.20]$$

où  $p_i$  correspond à un facteur qui dépend des propriétés hydrogéologiques du sol  $i$ ,  $d_i$  représente la distance parcourue dans le sol  $i$ ,  $N$  est le nombre de sol, et  $d_{\text{totale}}$  représente la distance totale parcourue par le front d'infiltration. Pour le modèle composé de deux types de sol A et B, l'équation 7.20 est définie par la suivante,

$$K_{\text{estimée}} = K_A \left( p_A \frac{d_A}{d_A} \right) + K_B \left( p_B \frac{d_B}{d_B} \right) \quad [7.21]$$

Tableau 7.6: Résultats d'inversion pour les scénarios 1 et 2.

Itération	$K_i$ estimée ( $10^{-6}$ m/s)	
	Scénario 1	Scénario 2
0	0.76	0.76
10	3.84	3.48
20	4.91	4.88
30	5.33	5.65
40	5.50	5.97
50	5.56	6.10
60	5.60	6.15
67	-	6.16

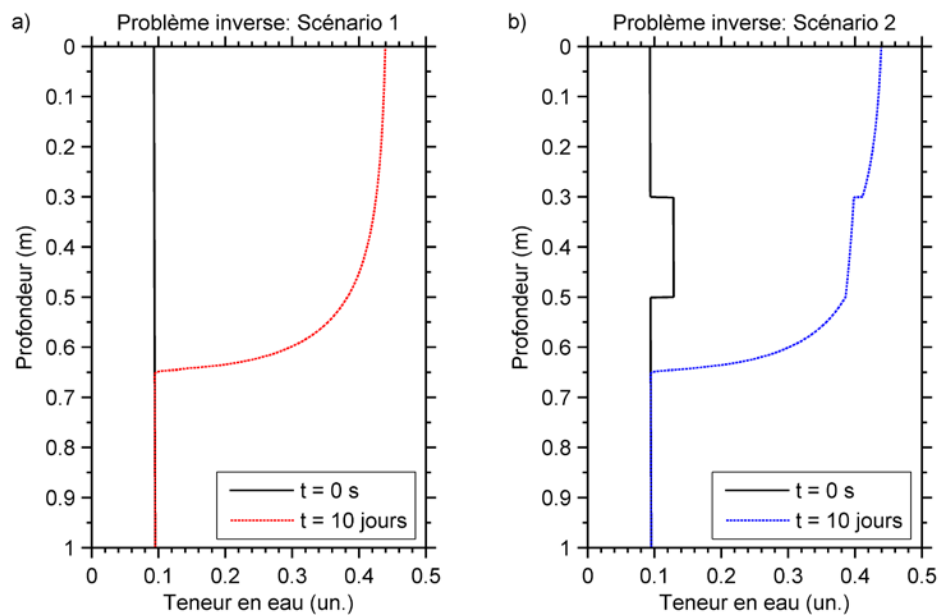


Figure 7-14: La teneur en eau obtenue à partir du problème inverse de  $K_s$  au temps  $t = 0$  et 10 jours, lorsque a) seules les propriétés du sol A sont utilisées et b) lorsque les propriétés du sol A et du sol B sont utilisées.

Dans les deux prochains scénarios, la position du front d'infiltration est mesurée à tous les jours et la conductivité hydraulique est estimée sur la distance parcourue entre chacune des journées. Le scénario 3 et 4 supposent que la position du front et la valeur de  $K_s$  sont déterminées à la fin de toutes les journées. Tout comme les scénarios 1 et 2, le scénario 3 suppose que seuls les paramètres de van Genuchten du sol A sont connus tandis que le scénario 4 suppose que la

position du sol B et les paramètres de van Genuchten des deux sols sont connus. Le critère d'arrêt est appliqué lorsque la variation dans la valeur  $K_s < 1\%$  en échelle linéaire (Figure 7-15).

D'après les résultats, la conductivité hydraulique est très bien reconstruite pour ces deux scénarios. Nous voyons que le critère d'arrêt de 1% de différence génère des erreurs allant jusqu'à 3.3% sur le positionnement des fronts (Tableau 7.7). Ceci contribue aussi aux erreurs associées à l'estimation de la conductivité  $K_s$ . Nous remarquons aussi qu'avec ou sans information sur le sol B, les courbes de la conductivité estimée en fonction de la profondeur sont très similaires entre les scénarios 3 et 4 (Figure 7-15d). En comparant les scénarios 1 et 2, il est possible d'établir un lien entre la résolution verticale et le temps d'acquisition. Plus le temps est court, plus les fronts sont proches les uns des autres et plus la résolution horizontale augmente. Cependant, si le pas de temps est trop grand (scénarios 1 et 2) et que le front traverse plusieurs couches ou lithofaciès, la vitesse obtenue sera une vitesse moyenne qui est définie par l'équation 7.20.

Tableau 7.7: Résultats d'inversion pour les scénarios 3 et 4.

Temps (jour)	Position du front (m)					$K_{\text{estimée}}$ (m/s)	
	Réelle	Scénario			Scénario		
		#3	Erreur	#4	Erreur	#3	#4
1	0.241	0.234	2.9%	0.233	3.3%	9.47e-06	9.50e-06
2	0.34	0.336	1.2%	0.333	2.1%	6.71e-06	3.17e-06
3	0.394	0.389	1.3%	0.389	1.3%	8.10e-07	1.35e-06
4	0.437	0.432	1.1%	0.43	1.6%	6.83e-07	1.18e-06
5	0.474	0.469	1.1%	0.464	2.1%	1.06e-06	1.02e-06
6	0.503	0.497	1.2%	0.494	1.8%	4.05e-07	9.03e-07
7	0.53	0.516	2.6%	0.519	2.1%	3.82e-07	6.13e-06
8	0.566	0.552	2.5%	0.553	2.3%	4.85e-06	4.92e-06
9	0.605	0.59	2.5%	0.59	2.5%	6.45e-06	4.98e-06
10	0.644	0.629	2.3%	0.627	2.6%	8.30e-06	5.56e-06

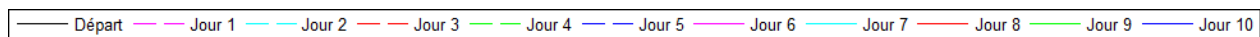
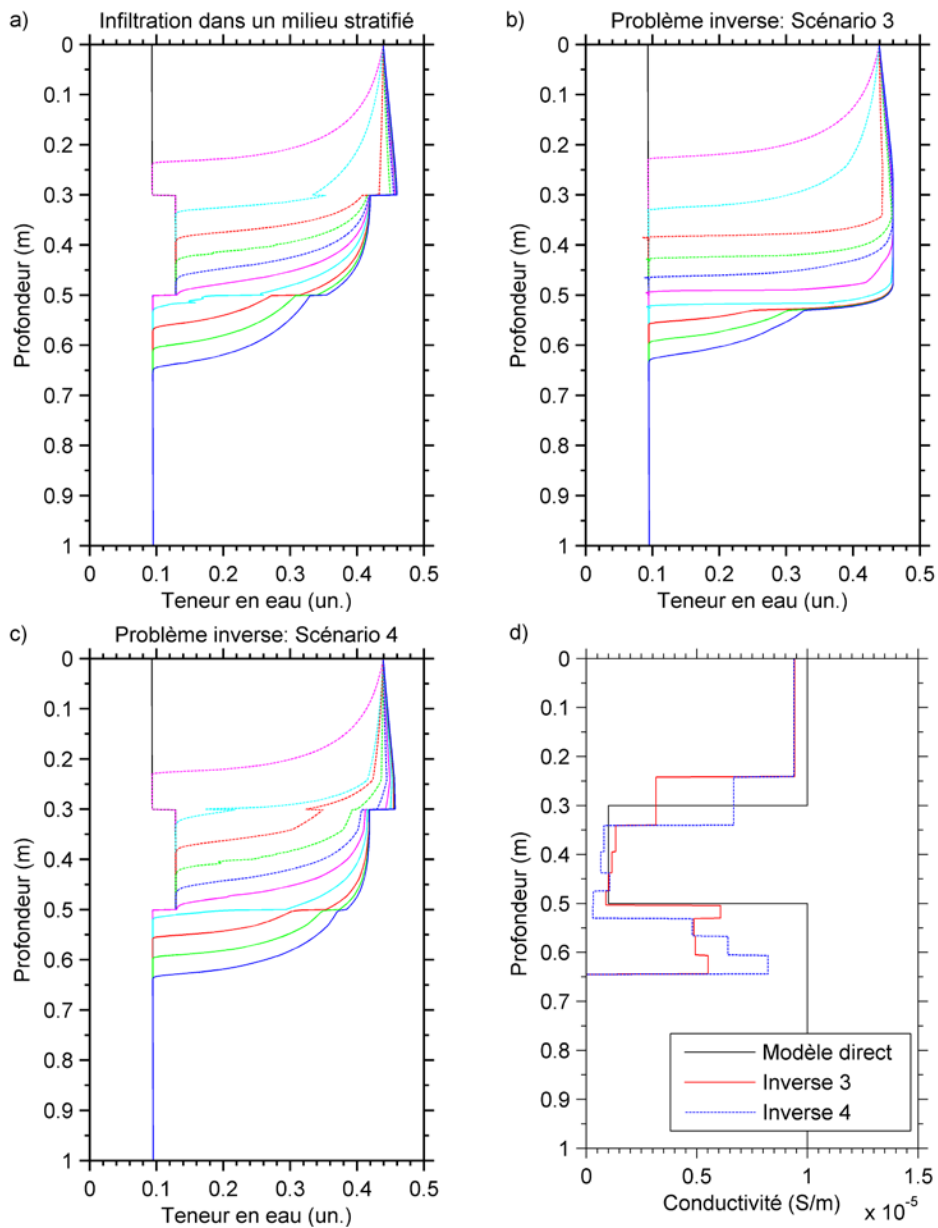


Figure 7-15: Teneur en eau en fonction du temps obtenue par a) modélisation, b) inversion scénario 3, et c) inversion scénario 4. d) Conductivité hydraulique pour les modèles directs et inverses.

## 7.7 Discussion et conclusion

Ce chapitre fait une démonstration analytique sur la provenance des équations 5.4, 5.29 et 5.31 sur lesquelles la méthode KES est fondée. Une explication sur le processus méthodologique est faite conjointement avec un exemple qui consiste en un modèle 2D avec une conductivité  $K_s$  qui varie spatialement. Un deuxième modèle 2D a aussi été réalisé pour démontrer que la méthode KES a une très bonne résolution latérale (horizontale). En dernier, des tests portant sur la résolution permettent de démontrer que la résolution verticale dépend beaucoup du pas de temps entre deux fronts. Plus le pas de temps est petit, meilleures seront les résolutions verticale et horizontale. Bien que les tests soient basés sur une infiltration à charge constante, la méthodologie peut aussi s'étendre à une infiltration à charge variable à condition que le modèle inverse retienne le même mode d'infiltration que le modèle direct ou que l'essai d'infiltration sur le terrain.

En général, la valeur de  $K_s$  est très bien reconstituée par la méthode de KES. Nous observons dans le premier modèle (exemple), des erreurs inférieures à 1.5% sur l'estimation de  $K_s$ . Pour le deuxième modèle, une valeur erronée de porosité de 0.35 au lieu de 0.25 a été introduite dans le modèle inverse. Dans ce cas, la valeur de  $K_s$  a aussi été très bien reconstituée avec une erreur relative inférieure à 4%. Cependant, nous remarquons que l'erreur est plus grande sur les fronts d'écoulement. Cette situation peut être causée par une erreur numérique due à l'interpolation des vitesses du milieu touché par le front et par le milieu où la conductivité hydraulique à saturation est de  $10^{-15}$  m/s.

Finalement, il est important que dans ces exemples, la position exacte du front d'infiltration soit connue. Toutefois, en réalité, l'utilisation des puits d'observation ou des méthodes indirectes ne permettent qu'une détermination de la position du front avec une résolution limitée dépendant de la méthode employée. De plus, sur un cas de terrain, il faudra déterminer les paramètres de van Genuchten avec des méthodes directes (capteurs de succion, sondes TDR) ou indirectes (par l'échantillonnage et par l'analyse des propriétés physiques du sol), et, en dernier recours, en employant les valeurs provenant de la littérature. Le tout peut engendrer une mauvaise estimation sur la valeur de  $K_s$ .

## CHAPITRE 8 MAILLAGE INTELLIGENT APPLIQUÉ POUR UN MODÈLE DYKE SYNTHÉTIQUE (VERSION ÉTENDUE)

### 8.1 Introduction

Dans le cadre de cette thèse, nous avons développé une nouvelle méthode qui permet de résoudre les problèmes inverses en géophysique en utilisant un maillage adaptif du modèle inverse. Cette méthode à la base numérique, a été présentée à la conférence de SAGEEP "Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems" en 2014, à Boston, aux É.-U. Un article a été rédigé, soumis à la revue *Geophysics* et accepté pour publication.

Pour valider cette nouvelle méthode de maillage, un modèle synthétique modérément complexe a été proposé. Ce modèle est présenté dans l'article 2 et consiste en un dyke résistant ( $1000 \Omega\text{m}$ ) avec un pendage de  $45^\circ$ , localisé dans un milieu homogène de  $300 \Omega\text{m}$ . La difficulté vient de la capacité de cette méthode à reconstruire le dyke, à l'aide de la méthode de tomographie électrique avec un minimum d'écartement d'électrodes de  $0.5 \text{ m}$ . Celui-ci a seulement une épaisseur de  $0.3 \text{ m}$  et est situé à  $1.5 \text{ m}$  de profondeur. De plus le maillage de départ contient des éléments triangulaires avec des segments qui se situent entre  $3$  et  $4 \text{ m}$  de longueur. Dans une inversion conventionnelle, ce type de maillage est fortement déconseillé vue l'impossibilité de représenter le dyke de  $0.3 \text{ m}$  sur un élément ayant plus de  $10$  fois sa taille.

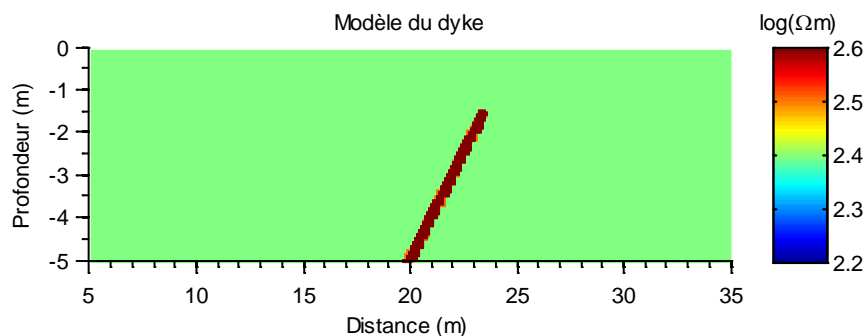


Figure 8-1: Modèle électrique du dyke de  $1000 \Omega\text{m}$  dans un milieu homogène de  $300 \Omega\text{m}$ .

### 8.2 Objectif, méthodologie et exemple

L'objectif de ce chapitre est de démontrer les étapes de la méthode en suivant les instructions indiquées dans la section 6.5. Aucun critère d'arrêt n'est utilisé entre les différentes itérations du



maillage. Cinq itérations du maillage intelligent sont réalisées et le modèle ayant le meilleur ajustement des données est pris. Pour chacune des itérations, l'inversion lisse est utilisée. Le critère d'arrêt pour l'inversion lisse est appliqué lorsque la variation d'erreur entre deux itérations lisses successives est inférieure à 0.01%.

- L'étape 1 consiste à créer le modèle et à résoudre le problème direct pour obtenir les données électriques. Ainsi, 2 399 données ont été obtenues à l'aide d'un dispositif dipôle-dipôle avec les électrodes qui se trouvent entre 5 et 35 m ( $a = 0.5$  à  $9.5$  m, et  $n = 1$  à  $8$ ).
- L'étape 2 consiste à inverser les données en utilisant un maillage grossier avec 68 éléments avec des segments ayant des dimensions de 3 à 4 m (Figure 8-3a). Après 3 itérations, le problème converge vers une solution stable avec une erreur de 0.0727% entre les données observées et calculées (Figure 8-3b).
- L'étape 3 consiste à convertir le modèle électrique (Figure 8-3b) en une grille régulière avec une maille de 25 cm. L'approche d'Harris Corner est un outil développé pour l'analyse d'image avec grille régulière. En transformant l'image d'inversion en une image d'une grille régulière, nous sommes en mesure d'obtenir des points d'intérêt qui ne sont pas limités à la géométrie du maillage non structuré.
- L'étape 4 consiste à appliquer le détecteur Harris corner pour obtenir les points d'intérêt. La valeur de  $k$  est une valeur empirique et elle définit la sensibilité du détecteur. Dans la littérature, la gamme de  $k$  suggérée pour l'analyse des images est de 0,04 à 0,06. Une valeur de  $k = 0.1$  a été choisie étant donné que le modèle synthétique est simple et ne contient qu'un seul corps. Une coupure de 90% a été utilisée pour garder seulement les réponses Harris  $R$  les plus importantes. Une séparation minimale de  $R_d = 1.5$  m est imposée entre les points d'intérêt ce qui représente 3 fois la taille du plus petit écartement entre les électrodes. Le paramètre  $R_d$  permet d'éviter une congestion des points d'intérêt. Finalement, l'utilisation des  $\log_{10}$  des valeurs de résistivité a été préconisée (Figure 8-3c) et ce, à travers tous les exemples.
- L'étape 5 consiste à modifier le maillage initial avec les points d'intérêt calculés. COMSOL utilise une méthode de maillage basée sur la triangulation Delaunay. Les points d'intérêt sont devenus des sommets qui sont partagés parmi des éléments voisins

triangulaires (2D) ou tétraèdres (3D), et une contrainte est imposée sur ces éléments pour que leurs segments ne dépassent pas 0.5 m.

- L'étape finale consiste à répéter les étapes 2 à 4, pour 4 autres itérations tout en utilisant les mêmes paramètres d'inversion. Le modèle, ayant l'erreur la plus faible, sera choisi comme la solution. Tous les résultats se trouvent dans la section 8.4 dans les figures 8-3 à 8-7. Il est important de noter que d'autres critères d'arrêt peuvent être utilisés.

### **8.3 Discussion et conclusion**

Cette section résume en partie l'analyse faite dans la section 6.7 et porte également sur l'évolution du modèle inverse en fonction des itérations du maillage. Après 5 itérations, l'erreur sur les données est calculée pour chacune des mailles intelligentes (Figure 8-2). L'erreur est minimale dans l'itération 5. Nous observons que le problème converge très rapidement après la première itération. Cet effet est anticipé, car la maille de la première itération est très grossière et ne peut représenter la complexité de la structure du dyke. Dans les figures 8-4 à 8-7, nous remarquons une variation légère sur les différents modèles d'inversion, sur les erreurs associées aux données et sur les nombres d'éléments utilisés. Pour comparer la qualité du modèle d'inversion, les données ont aussi été inversées en utilisant une inversion lisse pour un maillage fin et pour un maillage conventionnel (Figure 8-8). Les régions ayant une faible sensibilité sur la réponse électrique ne sont pas montrées. Finalement, nous comparons la résistivité des modèles inversés avec le modèle synthétique qui a servi à générer les données. L'erreur sur les propriétés électriques est légèrement plus faible avec le maillage intelligent, ce qui démontre que le maillage intelligent est aussi robuste que les autres méthodes de maillage (Tableau 8.1).

Finalement, soulignons qu'une erreur s'est glissée dans la version initialement soumise de l'article et que la correction sera faite lors de la prochaine révision de l'article. La correction se trouve dans l'annexe A en anglais.

## 8.4 Résultats

Tableau 8.1: Erreurs associées aux données et aux modèles.

	Maille fine	Maille conventionnelle	Maille intelligente
Nombre d'éléments	5110	1871	597
Erreur sur les données observées	0.020 %	0.020 %	0.024 %
Erreur sur la résistivité (échelle log10)	1.18 %	1.07 %	0.98 %
Erreur sur la résistivité (échelle linéaire)	6.35 %	5.67 %	5.14 %

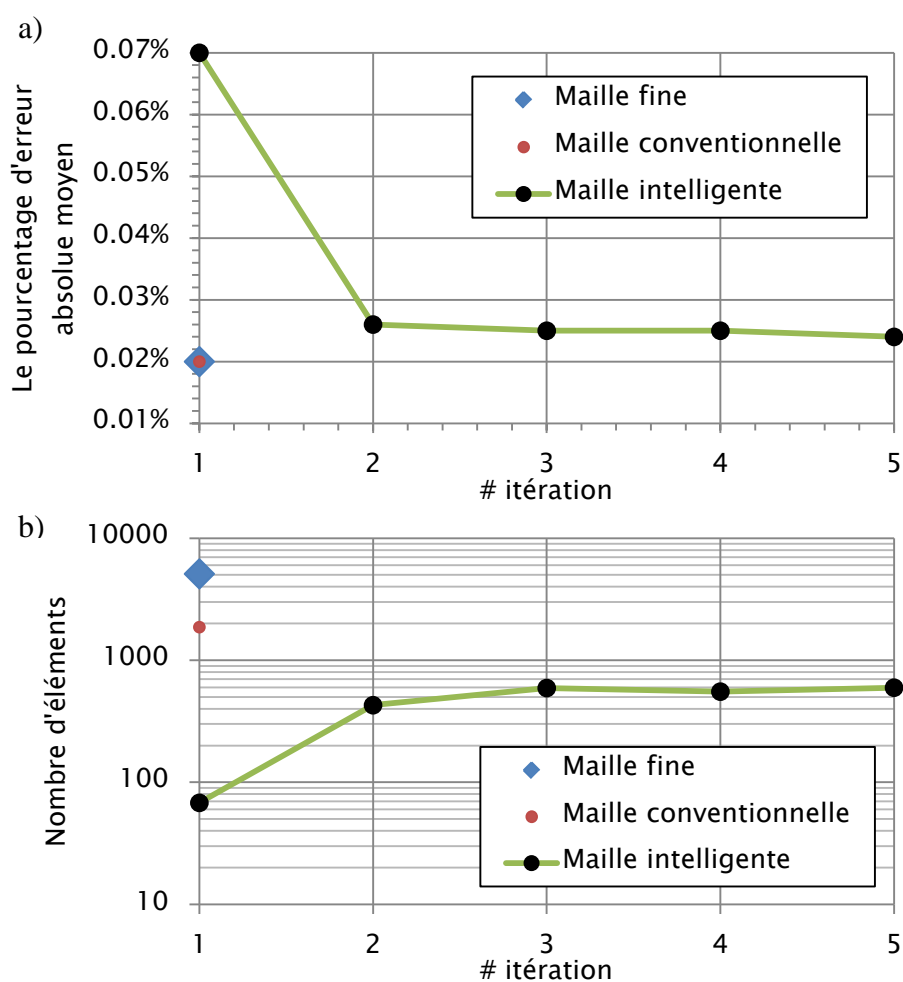


Figure 8-2: a) Erreurs produites par les différents types de maille en fonction du numéro d'itération, et b) nombre d'éléments en fonction du numéro d'itération.

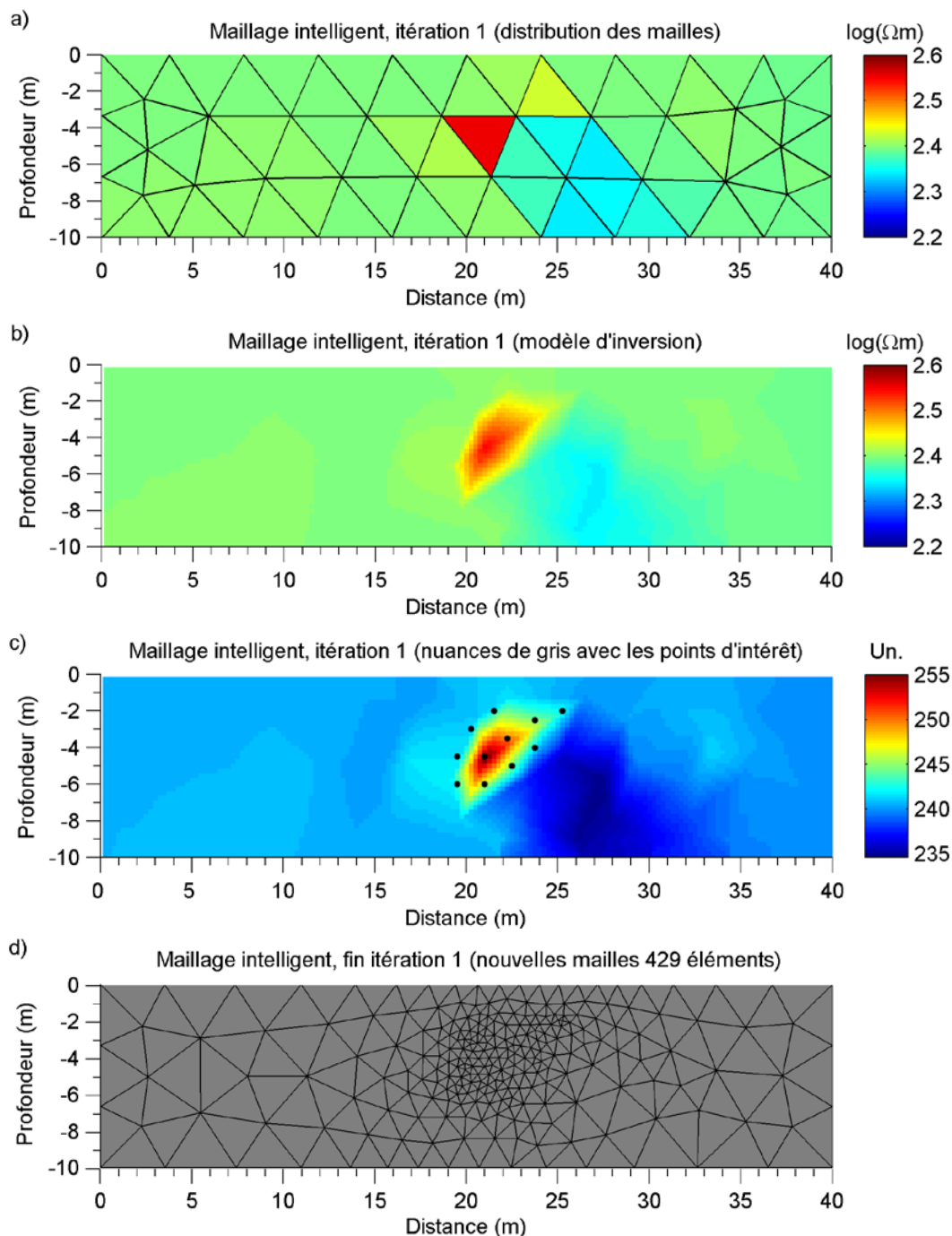


Figure 8-3: Modèle d'inversion pour la 1<sup>ère</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0727% après 3 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération.

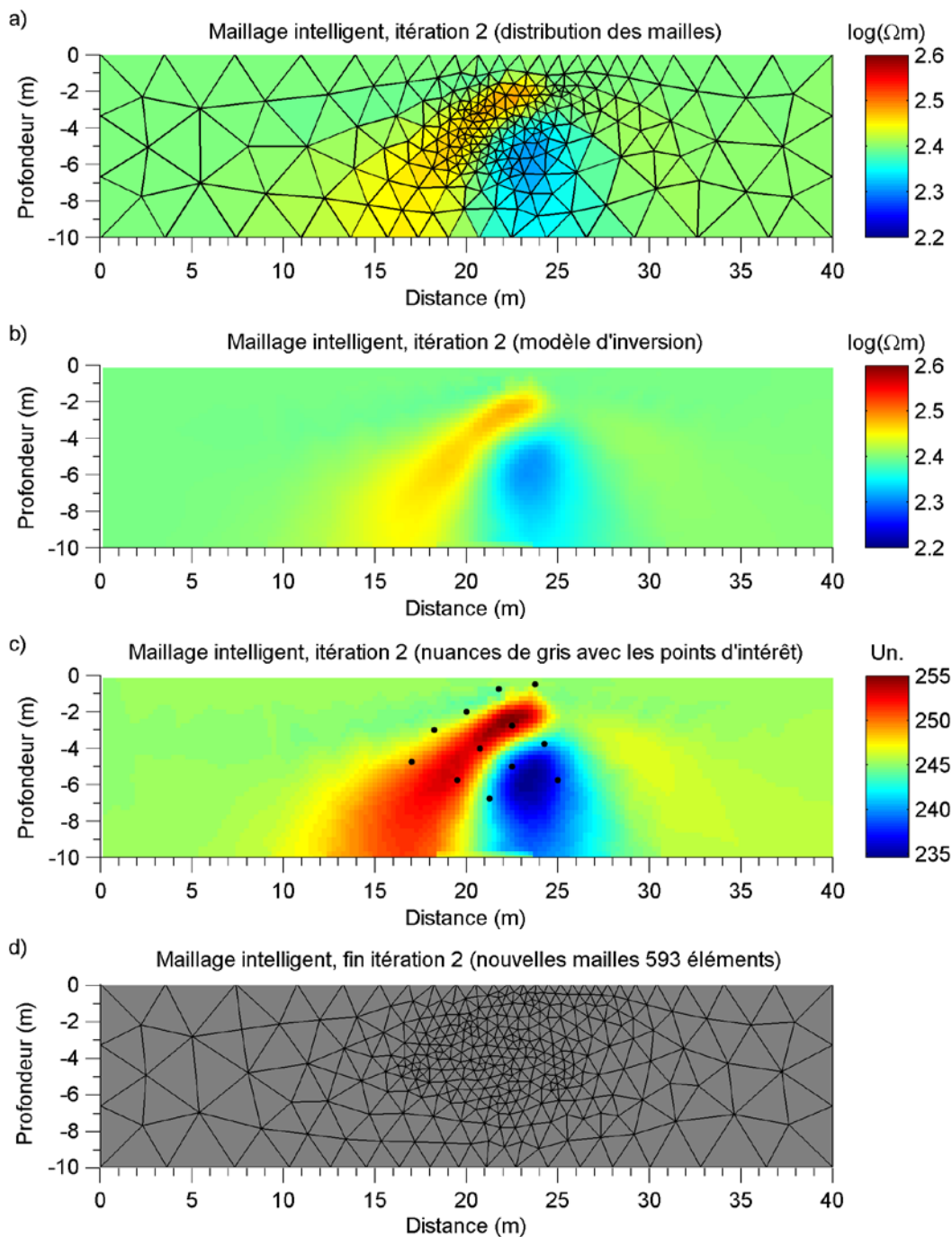


Figure 8-4: Modèle d'inversion pour la deuxième itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0268% après 3 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération.

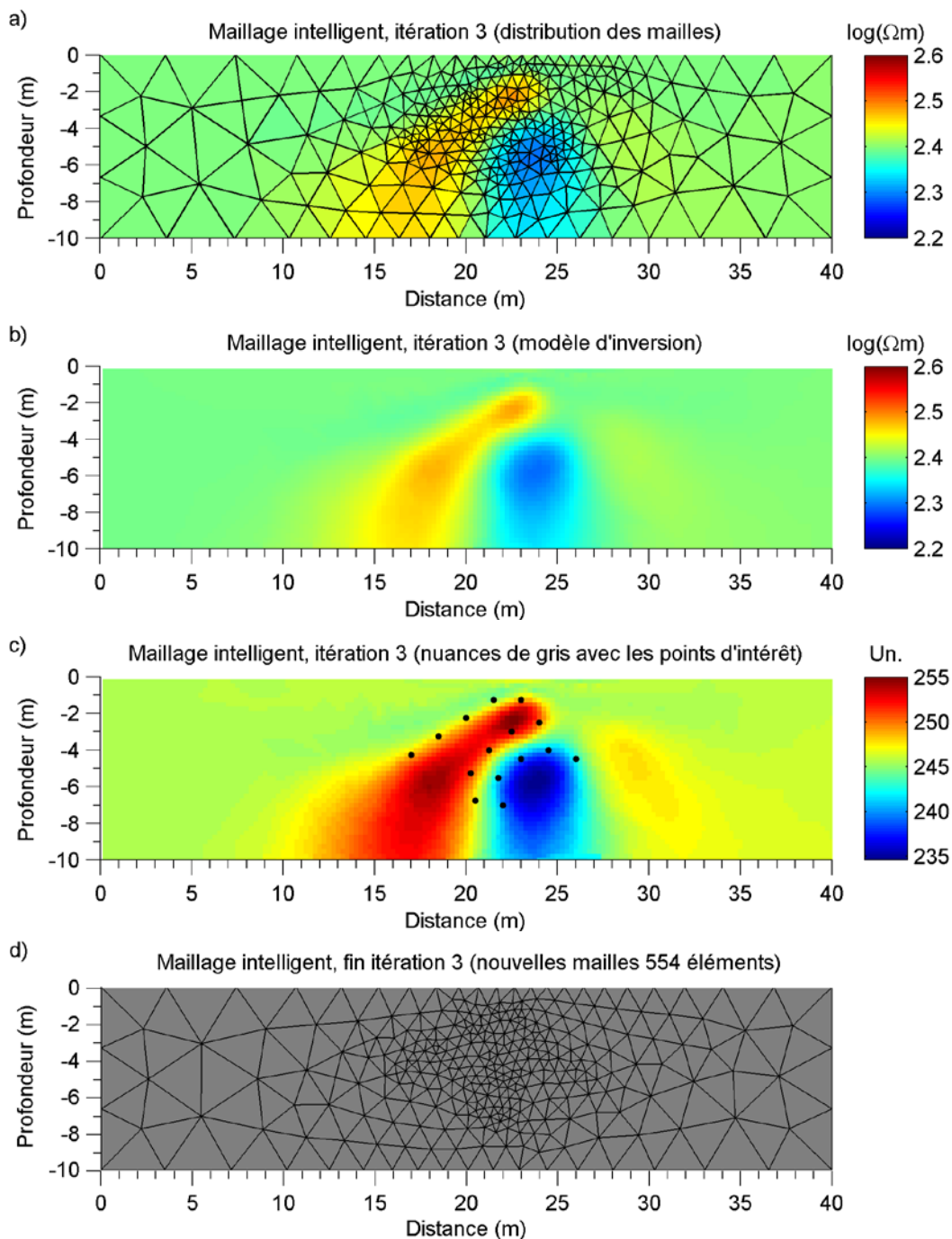


Figure 8-5: Modèle d'inversion pour la 3<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0247% après 3 itérations. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris convertis en couleur du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération.

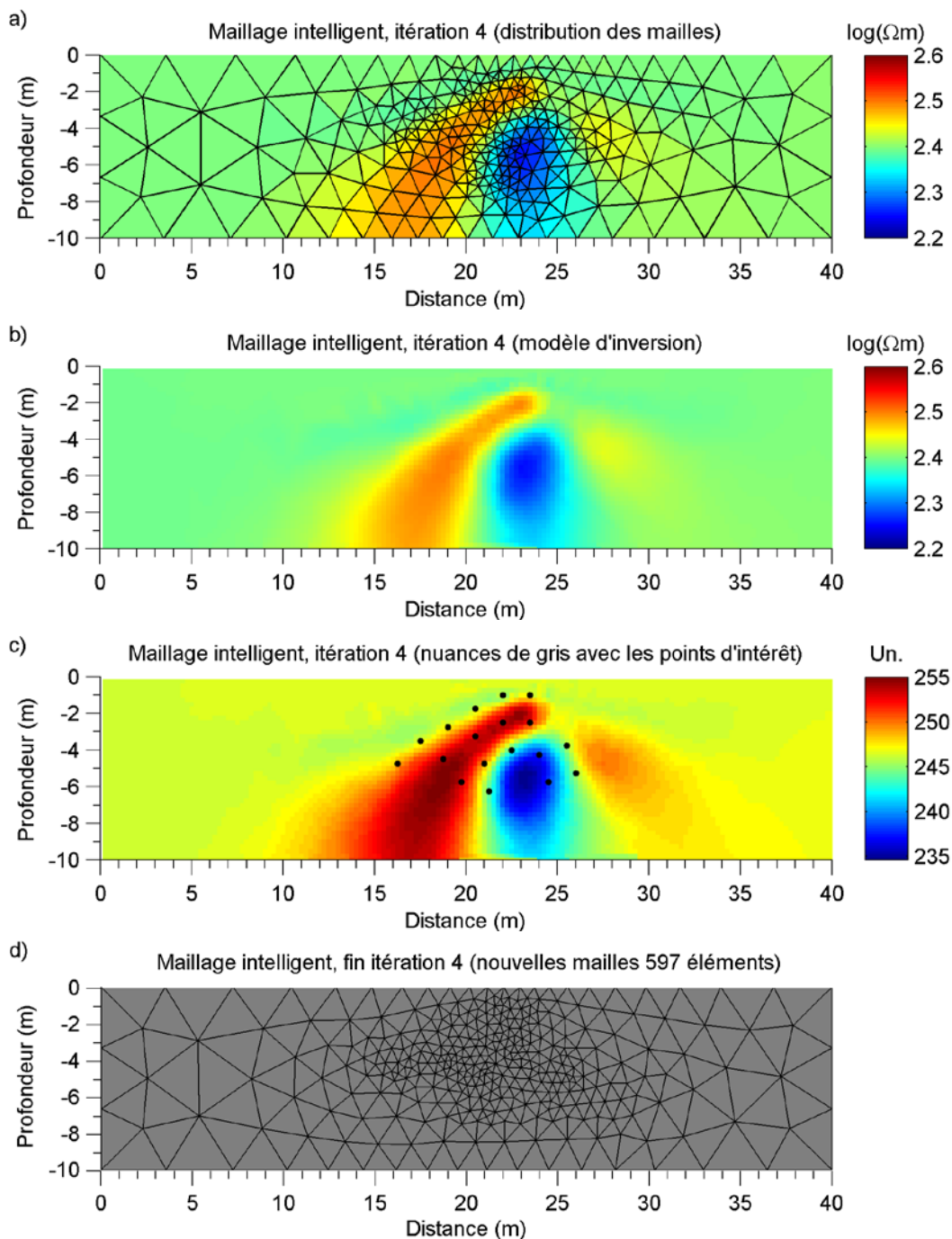


Figure 8-6: Modèle d'inversion pour la 4<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0252% après 4 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse. c) Nuances de gris du modèle inverse avec les points d'intérêt. d) Nouvelle maille générée pour la prochaine itération.

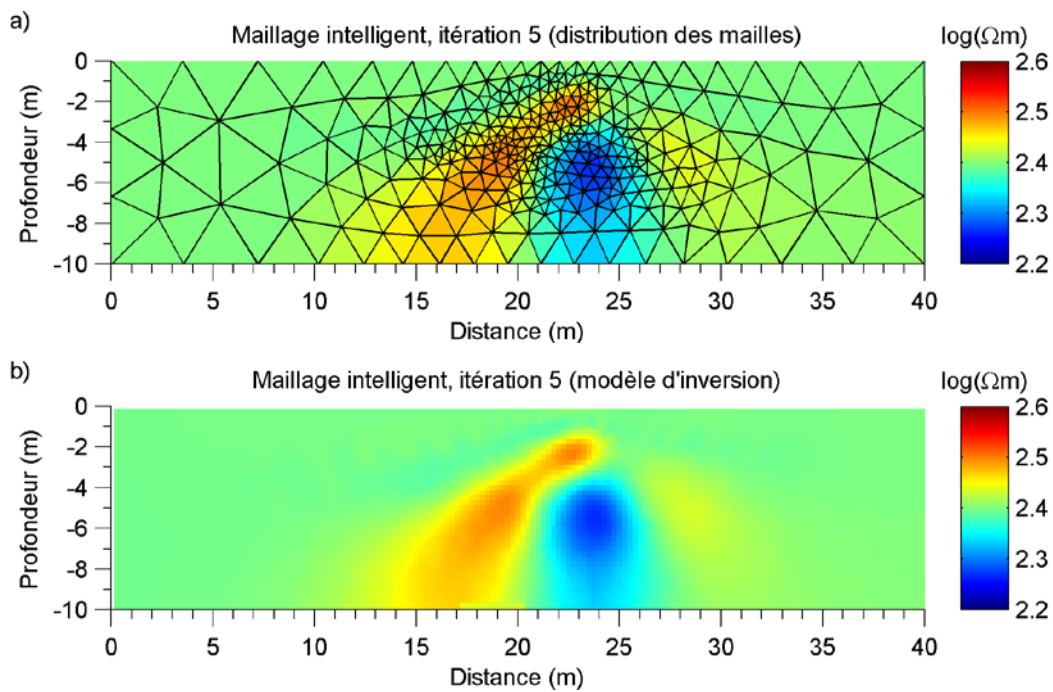


Figure 8-7: Modèle d'inversion pour la 5<sup>e</sup> itération du maillage intelligent. L'erreur sur les données est de 0.0240% après 4 itérations d'inversion électrique. a) Distribution des mailles avec la valeur de résistivité pour chacun des éléments. b) Modèle inverse.



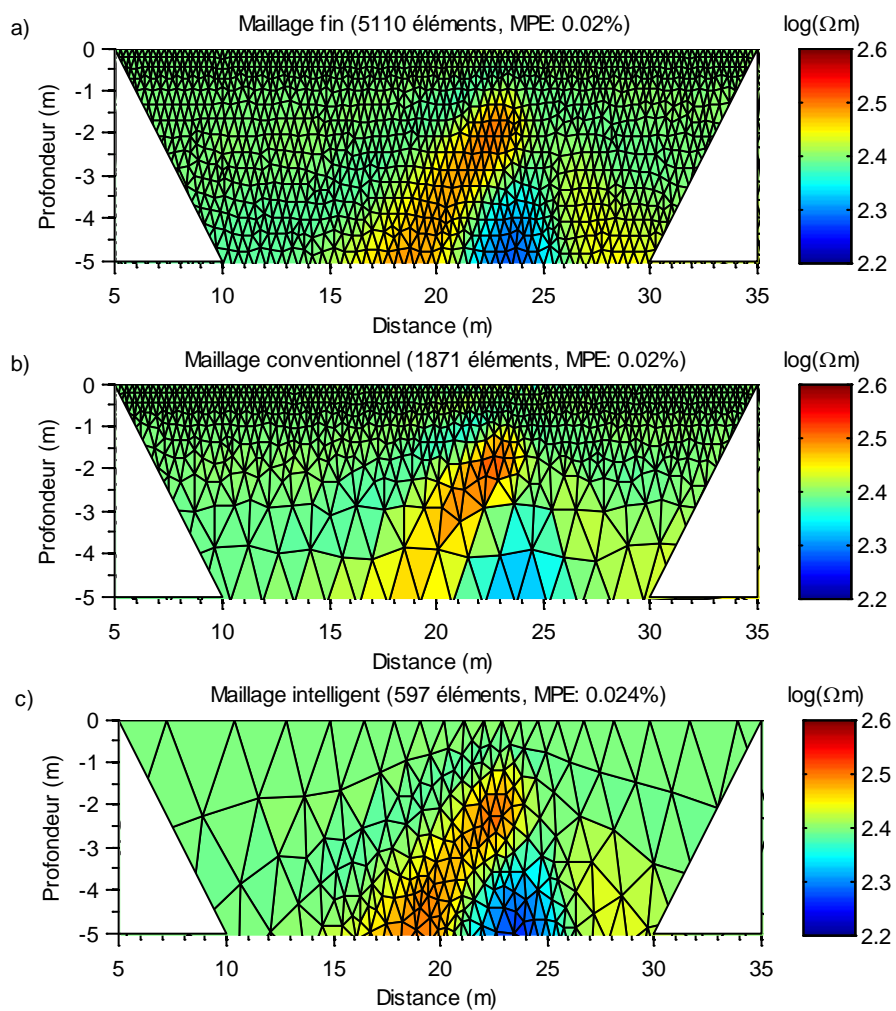


Figure 8-8: Modèles électriques provenant d'inversions qui utilisent a) le maillage fin, b) le maillage conventionnel et c) le maillage intelligent.

## CHAPITRE 9 DISCUSSION GÉNÉRALE

Dans le cadre de ce projet de doctorat, une nouvelle méthodologie à la base hydrogéophysique et numérique a été développée pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation d'un sol non-saturé et hétérogène. Cette méthodologie nécessite un suivi d'infiltration d'eau avec la méthode de tomographie électrique. Cette dernière permet de déterminer la position du front d'infiltration durant le suivi. Quelques sondes TDR et des capteurs de pression (tensiomètres) ont été installés à certains endroits critiques et ils sont utilisés pour mesurer la teneur en eau et la succion dans le temps. Ces données mesurées pendant l'infiltration permettent d'estimer les paramètres de van Genuchten et d'obtenir la courbe de rétention d'eau du sol. Les sondes et les capteurs sont distribués dans les différentes lithofaciès qui sont déterminées par la tomographie électrique avant le début du test d'infiltration. Des essais sur des modèles synthétiques 1D et 2D ont permis de valider la technique et ont démontré que la conductivité hydraulique à saturation peut être très bien estimée avec une erreur de quelques pourcents. De plus, un modèle synthétique basé sur les propriétés caractéristiques des lithofaciès d'une tranchée localisée dans un dépôt fluvioglaciale a servi à valider la méthodologie de manière plus approfondie. La méthodologie a été validée en utilisant deux approches différentes.

La première approche utilise le front d'infiltration obtenu directement de la modélisation hydrogéologique et la deuxième utilise le front d'infiltration obtenu par l'inversion électrique. Dans la première approche, nous obtenons un pourcentage d'erreur moyenne de 3.49% dans la valeur de la conductivité hydraulique à saturation exprimée en valeurs logarithmiques. Nous supposons que la position du front d'infiltration et que les paramètres de van Genuchten sont connus. Dans la deuxième approche, l'habileté de la méthode électrique à bien reconstruire la position du front d'infiltration dépend fortement de la configuration des électrodes et des limitations physiques de la méthode. Des électrodes en surface et en profondeur ont été utilisées pour maximiser la couverture 2D du sol. Avant le début d'infiltration, un levé de tomographie électrique a été fait, et les sondes TDR et les capteurs de pression ont été seulement positionnés dans les lithofaciès mis en évidence par la méthode électrique. Seulement deux sur quatre lithofaciès ont pu être distingués par la méthode électrique. De plus, dans cette deuxième approche le front d'infiltration est beaucoup moins bien reconstruit avec l'inversion des données électriques. Toutefois, même si le front n'est pas parfaitement reconstruit et que certains

lithofaciès sont passés inaperçus, nous obtenons quand même un faible pourcentage d'erreur moyenne de 8.11% sur la valeur de la conductivité hydraulique à saturation exprimée en valeurs logarithmiques. Ces essais ont démontré que la méthode proposée permet de fournir une bonne estimation de la conductivité hydraulique à saturation. Cette nouvelle méthode est conçue pour des milieux non-saturés et hétérogènes. Cependant, la conductivité hydraulique ne peut être estimée que dans les endroits où l'eau s'y est infiltrée. La méthodologie dépend aussi énormément de la capacité à reconstruire et à positionner le front d'infiltration, donc principalement de la capacité de la méthode électrique à localiser le front d'infiltration et les différentes lithologies. Le profil électrique vertical permet d'améliorer la résolution verticale du modèle d'inversion électrique. L'inversion robuste permet de mieux distinguer les zones saturées et non saturées. Pour améliorer la reconstruction des propriétés physiques du sol et pour optimiser la taille du problème inverse, une nouvelle méthode de maillage intelligent 2D a été conçue. Cette méthode se base sur l'algorithme de Harris corner qui maille plus finement les régions où le contraste de résistivité est élevé. Des essais avec des données synthétiques et réelles ont démontré une réduction jusqu'à 93% dans le nombre d'éléments utilisés et dans certains cas, une meilleure reconstruction des propriétés physiques du sol.

Dans le cadre de ce projet, les problèmes traités sont de type 2D bien que le code de simulation utilisé, COMSOL Multiphysics, permet de simuler la géométrie du problème en 3D. Pour la méthode de maillage intelligent, le code a été adapté pour résoudre les problèmes 2D et 3D. Une réduction de plus de 86% du nombre d'éléments utilisés dans la résolution du problème inverse est observée dans le cas d'un problème 3D. Une amélioration sur la reconstruction des propriétés physiques du modèle est aussi observée.

Deux articles ont été rédigés et soumis dans des revues internationales avec un facteur d'impact élevé en géophysique et en hydrogéologie. L'article 1 est en attente de révision et l'article 2 a été révisé et est soumis. Les résultats ont aussi été présentés dans des conférences internationales. Le maillage intelligent a été présenté dans la conférence de SAGEEP à Boston (Massachusetts) en avril 2014. L'estimation de la conductivité hydraulique à saturation a été introduite en 2014 lors de la conférence COMSOL à Boston (Massachusetts) en octobre 2014 et a été plus développée en avril 2015 pour la conférence SAGEEP tenue à Austin (Texas). Les travaux sur l'inversion temporelle électrique a été présentés sous forme de poster en 2014 lors de la conférence COMSOL de Boston (octobre 2014).

## **CHAPITRE 10 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS**

### **10.1 Conclusion**

Dans le cadre de ce projet de doctorat, nous avons développé une nouvelle méthode de maillage intelligent pour résoudre le problème inverse des données électriques. Cette approche basée sur le traitement d'images permet d'obtenir une réduction des éléments allant jusqu'à 93% dans les problèmes inverses électriques. Une nouvelle approche sur l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation a aussi été développée. Cette approche, basée sur les méthodes hydrogéophysiques et numériques, permet d'estimer les propriétés hydrogéologiques du sol, le positionnement du front d'infiltration et la géométrie des différentes structures qui peuvent se trouver dans le sol, par la distribution des propriétés électriques du sous-sol. Lors des essais numériques, la conductivité hydraulique à saturation (exprimée en valeurs logarithmiques) a été estimée avec une erreur de moins de 8%. Ces nouvelles approches ont été validées avec succès avec des données synthétiques et/ou réelles. Deux articles ont été rédigés et soumis dans des revues internationales avec un facteur d'impact élevé en géophysique et en hydrogéologie.

### **10.2 Recommandations et travaux futurs**

Les méthodologies proposées ont été conçues pour des problèmes de type 2D et ont été validées avec des modèles 2D. L'application 3D est de plus en plus fréquente dans les investigations géophysiques. Ceci est possible grâce à plusieurs nouveaux développements dans les systèmes d'acquisition, dans les logiciels de traitement et dans la puissance de calcul informatique disponible. Lors de ce projet de doctorat, le code de maillage intelligent a pu être adapté pour un problème 3D. Le code sur la caractérisation de la conductivité hydraulique peut être aussi adapté pour un problème 3D. Cependant, vu le nombre de paramètres à utiliser, il pourrait cependant être pertinent d'établir une relation et de développer un code qui permet de déterminer les meilleures valeurs des paramètres de façon automatique.

Pour la méthodologie sur l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation, la validation n'est faite que sur des données synthétiques. Même si ces données proviennent d'un modèle qui représente la lithologie d'un sol existant, des essais réels de terrain sont importants dans la validation et dans la détermination de la limite de cette méthode. Nous aurons peut-être l'occasion d'appliquer cette méthodologie prochainement dans une application pratique. Ce projet consiste à

effectuer des essais d'infiltration sur une halde à stériles construite à échelle réduite à la mine Lac Tio (Côte-Nord) avec un suivi temporel en tomographie électrique. Des sondes TDR, des tensiomètres, un système de mesure de température distribué (DTS) et des électrodes seront placés dans la halde, proche de la surface et de sa base, pour mesurer la variation de la teneur en eau, de la succion, de la résistivité et de la température. Ce projet nécessitera une adaptation du code pour un problème de type 3D incluant la topographie en surface, la géométrie de la halde et des contraintes plus sophistiquées. Des études sur le nombre optimal d'électrodes et sur le dispositif d'électrodes le plus approprié devront être faites pour limiter le temps d'acquisition et la zone de couverture tout en maximisant la résolution de la méthode électrique. Ce projet permettra d'évaluer la performance du nouveau mode de construction de la halde à éviter l'infiltration de l'eau et à prévenir le drainage neutre contaminé (DNC).

### **10.3 Autres recherches possibles sur la méthode KES**

Nous avons envisagé des essais numériques sur l'applicabilité de la méthode à estimer la conductivité hydraulique du sable à partir de l'infiltration de l'eau de mer par l'effet de la marée sur une plage localisée près la ville de Sept-Îles. Durant la phase 1, lorsque la marée est haute, l'eau saline s'infiltré dans la plage et se mélange avec l'eau douce. Durant la phase 2, lorsque la marée est basse, l'eau saline infiltrée dans le sable prend un temps plus long que la marée pour retourner vers la mer. Nous aimerions déterminer la vitesse de retour de l'eau saline lors de la phase 2. Cet exemple est similaire à une étude sur la vitesse d'infiltration des contaminants dans un sol non-saturé. Cependant, la méthodologie que nous avons développée est seulement applicable pour un milieu non saturé et pour un suivi du front d'infiltration. Dans le cas des eaux salines, le concept est le même que le précédent, mais la méthodologie devra être adaptée pour un milieu saturé et pour un suivi du front salin. Il faudra fait appel non seulement à la modélisation de l'écoulement d'eau dans le milieu saturé, mais aussi à la modélisation du transport de sel.

Nous avons aussi envisagé de répliquer les travaux réalisés par Mawer *et coll.* (2015) pour relier la conductivité hydraulique relative ( $K_r$ ) à la conductivité électrique relative ( $\sigma_r$ ). Les auteurs ont trouvé une relation de puissance dans leurs essais numériques. Nous aimerions déterminer si cette relation est dépendante ou non de la relation pétrophysique que les auteurs ont utilisée pour leur modélisation. Si une relation est toujours observée, nous aimerions la valider avec des essais en

laboratoire et sur le terrain, et nous aimerions pouvoir estimer les paramètres de van Genuchten décrivant la courbe de rétention d'eau.

## RÉFÉRENCES

- Archie, G.E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *American institute of mineral and metal engineering, Technical Publication Petroleum Technology*, 146, 54-62.
- Atekwana, E.A., Atekwana, E.A., Rowe, R.S, Werkema Jr D.D. and Legall, F.D. (2004). The relationship of total dissolved solids measurements to bulk electrical conductivity in an aquifer contaminated with hydrocarbon. *Journal of Applied Geophysics*, 56, 281-294.
- Barman, P.C., Miah, S., Singh, B.C. and Khatun, M.T. (2011). MRI image segmentation using level set method and implement a medical diagnosis system. *Computer Science & Engineering: An International Journal (CSEIJ)*, 1(5), 1-10.
- Bellmunt, F., Marcuello, A., Ledo, J., Queralt, P., Falgas, E., Benjumea, B., Velasco, V. and Vazquez-Sune, E. (2012). Time-lapse cross-hole electrical resistivity tomography monitoring effects of an urban tunnel. *Journal of Applied Geophysics*, 87, 60-70.
- Bhatia, N. and Chhabra, M. (2011). Accurate corner detection methods using two step approach. *Global Journal of Computer Science & Technology*, 11(6), 25-30.
- Binley, A.M. and Kemna, A. (2005). DC resistivity and induced polarization methods, *In: Rubin Y. and Hubbard S.S. (ed.)*. Hydrogeophysics. Water Science Technology Library Ser. 50. Springer, New York pp. 129–156.
- Binley, A., Slater, L., Fukes, M. and Cassiani, G. (2005). The relationship between frequency dependent electrical conductivity and hydraulic properties of saturated and unsaturated sandstone. *Water Resources Research*, 41, W12417.
- Bouchedda, A. (2010). Inversion conjointe des données électriques et de radar en forage. Thèse de doctorat, *Département des génies Civil, Géologique et des Mines, École Polytechnique de Montréal*.
- Börner, F.D., Schopper, J.R. and Weller, A. (1996). Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophysical Prospecting*, 44, 583–602.

- Brauchler, R., Hu, R., Dietrich, P. and Sauter, M. (2011). A field assessment of high-resolution aquifer characterization based on hydraulic travel time and hydraulic attenuation tomography. *Water Resources Research*, 47, W03503.
- Brewer, R. (1964). Fabric and mineral analysis of soils, John Wiley & Sons.
- Brooks, R.H., and Corey, A.T. (1964). Hydraulic Properties of Porous Media. Hydrology Papers, Colorado State University, Fort Collins.
- Brooks, D.H, Ahmad, G.F., MacLeod, R.S. and Maratos, G.M. (1999). Inverse electrocardiography by simultaneous imposition of multiple constraints. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*. 46. 3-18.
- Cassiani, G., Binley, A. and Ferré, T.P.A. (2007). Unsaturated zone processes. *Applied Hydrogeophysics*. 71, 75-116.
- Charge, S. and Bhatia, M. (2013). Statistical analysis of brain mri image segmentation for the level set method. *International Journal of Application or Innovation in Engineering & Management*, 2(6), 491-496.
- Chou, T.K., Chouteau, M. and Dubé, J.S., 201x. Intelligent meshing technique for resistivity inverse problems. *Geophysics*. Soumis et en révision.
- Chou, T.K., Chouteau, M. and Dubé, J.S., 201x. Electrical resistivity monitoring of water infiltration to estimate the saturated hydraulic conductivity. *Vadose Zone Journal*, Soumis et en révision.
- Claerbout, J.F. and Muir, F. (1973). Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, 38, 826-844.
- Gallardo, L. A., Fontes, S., Meju, M., Buonora, M. and de Lugao, P. (2012). Robust geophysical integration through structure-coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: example from santos basin, offshore Brazil. *Geophysics*, 77, B237–B251.
- Gallardo, L.A. and Meju, M.A. (2004). Joint two-dimensional dc resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research*, 109, B03311.



- Günther, T., Rucker, C. and Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – ii. inversion. *Geophysical Journal International*, 166, 506-517.
- Haber, E., Heldmann, S. and Ascher, U. (2007). Adaptive finite volume method for distributed non-smooth parameter identification. *Inverse Problems*, 23, 1659-1676.
- Harris, C. and Stephens, M.J. (1988). A combined corner and edge detector. *In Alvey Vision Conference*, 147-152.
- Halvorson, A. D. and Black, A. L. (1974). Saline-seep development in dryland soils of northeastern Montana. *Journal of Soil and Water Conservation*, 29(2),77-81.
- Hinnell, A. C., Ferré, T. P. A., Vrugt, J. A., Huisman, J. A., Moysey, S., Rings, J. and Kowalsky M.B. (2010). Improved extraction of hydrologic information from geophysical data through coupled hydrogeophysical inversion. *Water Resources Research*, 46, W00D40.
- Hornberger, G.M., Wilberg, P.L., Raffensperger, J.P. and D'Odorico, P. (2014). Elements of Physical Hydrology 2nd edition: Water in the unsaturated zone. Johns Hopkins University Press.
- Huntley, D. (1986). Relation between permeability and electrical resistivity in granular aquifer. *Ground Water*, 24, 466-475.
- Jiao, X. and Weill, J.-C. (2013). Proceedings of the 21st International Meshing Roundtable.
- Jonasson, L., Hagmann, P., Pollo, C., Bresson, X., Wilson, C., Meuli, R. and Thiran, J.P. (2007). A level set method for segmentation of the thalamus and its nuclei in DT-MRI. *Signal Processing*, 87, 309–321.
- Karaoulis, M., Revil, A., Tsourlos, P., Werkema, D.D. and Minsley, B.J. (2013). IP4DI: A software for time-lapse 2D/3D DC-resistivity and induced polarization tomography. *Computers & Geosciences*. 54, 164-170.
- Karaoulis, M., Revil, A., Tsourlos, P., Werkema, D.D. and Minsley, B.J. (2013). IP4DI: A software for time-lapse 2D/3D DC-resistivity and induced polarization tomography. *Computers & Geosciences*. 54, 164-170.
- Karaoulis, M., Kim, J.-H., Tsourlos, P.I. (2011). 4D active time constrained inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 73, 25–34.

Kelly, W.E. (1977). Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water*, 15(6), 420-425.

Kemna, A., Binley, A., Ramirez, A. and Daily, W. (2000). Complex resistivity tomography for environmental applications. *Chemical Engineering Journal*, 77, 11–18.

Khalil, M.A., Ramalho, E.C. and Monteiro Santos, F.A. (2011). Using resistivity logs to estimate hydraulic conductivity of a nubian sandstone aquifer in southern Egypt. *Near Surface Geophysics*, 9, 1-7.

Khalil, M.A. and Monteiro Santos, F.A. (2011). Influence of degree of saturation in the electric resistivity-hydraulic conductivity relationship. *Developments in Hydraulic Conductivity Research*, 49-70.

Kim, J.-H. (2005). Four dimensional inversion of dc resistivity monitoring data. *Proceedings of Near Surface 2005, the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, A006.

Kim, J.H., Supper, R., Tsourlos, P. and Yi, M.J. (2012). 4D inversion of resistivity monitoring data through lp norm minimizations. *Proceedings of Near Surface Geoscience 2012, the 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, A24

Kim, J.-H., Yi, M.-J., Park, S.-G. and Kim, J.G. (2009). 4-D inversion of dc resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model. *Journal of Applied Geophysics*, 68, 522-532.

Kirsch, R. (2009). *Groundwater Geophysics A Tool for Hydrogeology* 2nd edition. *Springer*. DOI 10.1007/978-3-540-88405-7

Klein, R.I. (1999). Star formation with 3-D adaptive mesh refinement: the collapse and fragmentation of molecular clouds. *Journal of Computational and Applied Mathematics*. 109. 123-152.

Knight, R. and Nur, A. (1987). The dielectric constant of sandstones 60 kHz to 4 MHz. *Geophysics*, 52(5), 644–654.

Labrecque, D.J. and Yang, X. (2001). Difference inversion of ERT data: a fast inversion method for 3-D in situ monitoring. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6, 83-89.

- Li, C., Gore, J.C. and Davatzikos, C. (2014). Multiplicative intrinsic component optimization (mico) for mri bias field estimation and tissue segmentation. *Magnetic Resonance Imaging*, 32 (7), 913-923.
- Li, C., Huang, R., Ding, Z., Gatenby, J.C. and Metaxas, D.N. (2011). A level set method for image segmentation in the presence of intensity inhomogeneities with application to MRI. *IEEE Transaction on Image Processing*, 20(7), 2007-2016.
- Li, C., Xu, C., Gui, C. and Fox, M. (2005). Level set evolution without re-initialization: a new variational formulation. *Proceedings of the 2005 IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR'05)*
- Li, C., Xu, C. Gui, C. and Fox, M.D. (2010). Distance regularized level set evolution and its application to image segmentation. *IEEE Transaction on Image Processing*, 19(12), 3243-3254.
- Linde, N., A. Binley, A. Tryggvason, L. B. Pedersen, and A. Revil, (2006). Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground-penetrating radar traveltime data. *Water Resources Research*, 42, W04410.
- Lochbühler, T., Doetsch, J., Brauchler, R. and Linde<sup>1</sup>, N. (2013). Structure-coupled joint inversion of geophysical and hydrological data. *Geophysics*, 78(3), ID1-ID14.
- Loke, M.H. (1999). Time lapse resistivity imaging inversion. *Proceedings of the 5th meeting of the Environmental and Engineering European*, Em1
- Loke, M.H. (2011). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. *www.geoelectrical.com*.
- Lu, Z. and Robinson, B.A. (2006). Parameter identification using the level set method. *Geophysical Research Letters*, 33(6), L06404.
- Machacek, M. and Danuser, G. (2006). Morphodynamic profiling of protrusion phenotypes. *Biophysical Journal*, 90, 1439-1452.
- Mawer, C., Kitanidis, P., Pidlisecky, A. and Knight, R. (2013). Electrical resistivity for characterization and infiltration monitoring beneath a managed aquifer recharge pond. *Vadose Zone Journal*, 12(1), doi:10.2136/vzj2011.0203.

- Mawer, C., Knight, R., and Kitanidis, P. (2015). Relating relative hydraulic and electrical conductivity in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 51:599-618. doi:10.1002/2014WR015658.
- Miller, C.R., Routh, P.S., Brosten, T.R. and McNamara, J.P. (2008). Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics*, 73(3), G7-G17.
- Musy, A. (2001). Cours hydrologie générale. École Polytechnique Fédérale, Lausanne, Suisse. <http://echo2.epfl.ch/e-drologie/>
- Mwamba, T.-T. (2010). Étude hydrogéophysique de l'infiltration dans un remblai hétérogène urbain. *Mémoire de maîtrise*. Montréal. École de technologie supérieure.
- Oldenborger, G.A., Knoll, M.D., Routh, P.S. and Labrecque, D.J. (2007). Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer. *Geophysics*, 72(4), F177-F187.
- Osher, S. and Fedkiw, R.P. (2001), Level set methods: an overview and some recent results. *Journal of Computational Physics*, 169, 463-502.
- Osher, S., and Sethian, J.A. (1988). Fronts propagating with curvature-dependent speed: algorithms based on hamilton-jacobi formulations. *Journal of Computational Physics*, 79(1), 12-49.
- Pape, H., Riepe, L. and Schopper, J.R. (1982). A pigeon-hole model for relating permeability to specific surface. *Log Analyst*, 23:5–13.
- Pidlisecky, A. (2006). Cone-based electrical resistivity tomography. *PhD Dissertation*, Department of Geophysics of Stanford University.
- Phillips, C.L. (1999). The Level-Set Method, *MIT Undergraduate Journal of Mathematics*, 1, June, 155-164.
- Purvance, D.T. and Andricevic, R. (2000). On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water resources research*, 36, 2905–2913.
- Ren, Z., and Tang, J. (2010). 3D direct current resistivity modeling with unstructured mesh by adaptive finite-element method. *Geophysics*, 75(1), H7-H17.

Roberts, L. (1963). Machine perception of three-dimensional solids. *Garland Publishing*, New York.

Rücker, C., Günther, T. and Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – i. modelling. *Geophysical Journal International*, 166, 495-505.

Scott, J.B.T. and Barker, R.D. (2005). Characterization of sandstone by electrical spectroscopy for stratigraphical and hydrogeological investigations. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 38, 143–154.

Sethian, J. (1999). Level Set methods and fast marching methods. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press.

Singha, K. and Gorelick, S.M. (2005). Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scape spatial moment analysis. *Water Resources Research*. 41.

Slater, L., Binley, A.M., Daily, W. and Johnson, R., 2000. Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics*, 44, 85-102.

Slater, L. and Glaser, D. (2003). Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. *Geophysics*, 68(5), 1547–1558.

Slater, L. and Lesmes, D.P. (2002). Electrical-hydraulic relationships observed for unconsolidated sediments. *Water Resources Research*, 38(10), 1-13.

Slater, L., Ntarlagiannis, D. and Wishart, D. (2006). On the relationship between induced polarization and surface area in metal-sand and clay-sand mixtures. *Geophysics*, 71(2), A1–A5.

Wolke, R. and Schwetlick, H. (1988). Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons: SIAM. *Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, 907-921.

Wösten, J.H.M., Veerman, G.J., de Groot, W.J.M. and Stolte, J., (2001). Waterretentie en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in nederland: de sturingreks. Alterra, Research Instituut voor de Groene Ruimte, Wageningen.

van Genuchten, M.Th. (1980). A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, 44, 892-898.

Zhdanov, M.S. and Keller, G.V. (1994). The geoelectrical methods in geophysical exploration. *Elsevier*, Amsterdam.

Zheglova P., Farquharson C. and Hurich, C. (2013). 2D reconstruction of boundaries with level set inversion of travel times. *Geophysical Journal International*, 192, 688-698.

Zhou, B. and Greenhalgh, S.A. (1997). A synthetic study on cross-hole resistivity imaging with different electrode arrays. *Exploration Geophysics*, 28, 1-5.

Zhou, B. and Greenhalgh, S.A. (2000). Cross-hole resistivity tomography using different electrode configurations. *Geophysical Prospecting*, 48, 887-912.

## **ANNEXE A    MODIFICATION À ENTREPRENDRE SUR L'ARTICLE 2**

We have submitted the revised manuscript titled "Intelligent Meshing Technique For Resistivity Inverse Problems" to the editor of Geophysics. We recently came aware of a mistake that was introduced in the manuscript. This chapter aims to clarify the mistake while adding some new information that helps enlighten some area in the analysis section. Correction will be made on the next revision.

In section 7, the stopping criteria for the dipping dike is as the following. Five intelligent meshing iterations are done and the model with the lowest data misfit is selected as the appropriate inversion model (Table 8.1 and Figure 8-2). In addition, regions with low sensitivity are whiteout.

In section 8 for each case studies, four intelligent meshing iterations are done and the models with the lowest data misfit are selected as the appropriate inversion model (Tables A.1 and A.2). Figure A-1 and Figure A-2 reflect models obtained through such selection. In addition, regions with low sensitivity are shaded to allow a more accurate analysis in model difference.

Table A.1: Number of iterations and elements for the Sept-îles case study. Numbers in bold and italic font correspond to the selected inversion models.

<b>Data misfit MPE</b>					
Mesh iterations	Fine	Conv.	Intel. 1	Intel. 2	Intel. 3
1	<b><i>5.37%</i></b>	<b><i>4.62%</i></b>	5.11%	5.88%	6.04%
2			5.17%	5.04%	<b><i>5.50%</i></b>
3			5.03%	<b><i>4.96%</i></b>	6.02%
4			<b><i>4.92%</i></b>	4.98%	6.09%
<b>Number of elements</b>					
1	<b><i>6579</i></b>	<b><i>2462</i></b>	336	193	194
2			699	564	<b><i>2095</i></b>
3			677	<b><i>523</i></b>	2312
4			<b><i>772</i></b>	441	2354

Table A.2: Number of iterations and elements for the Mont Royal case study. Numbers in bold and italic font correspond to the selected inversion models.

<b>Data misfit MPE</b>					
mesh iterations	Fine	Conv.	Intel. 1	Intel. 2	Intel. 3
1	<b><i>1.76%</i></b>	<b><i>1.96%</i></b>	3.37%	4.20%	4.20%
2			2.36%	<b><i>3.22%</i></b>	2.69%
3			2.67%	3.35%	<b><i>2.59%</i></b>
4			<b><i>2.31%</i></b>	3.70%	2.78%
<b>Number of elements</b>					
1	<b><i>5443</i></b>	<b><i>2288</i></b>	272	172	172
2			848	<b><i>418</i></b>	2249
3			641	375	<b><i>2422</i></b>
4			<b><i>669</i></b>	367	2348



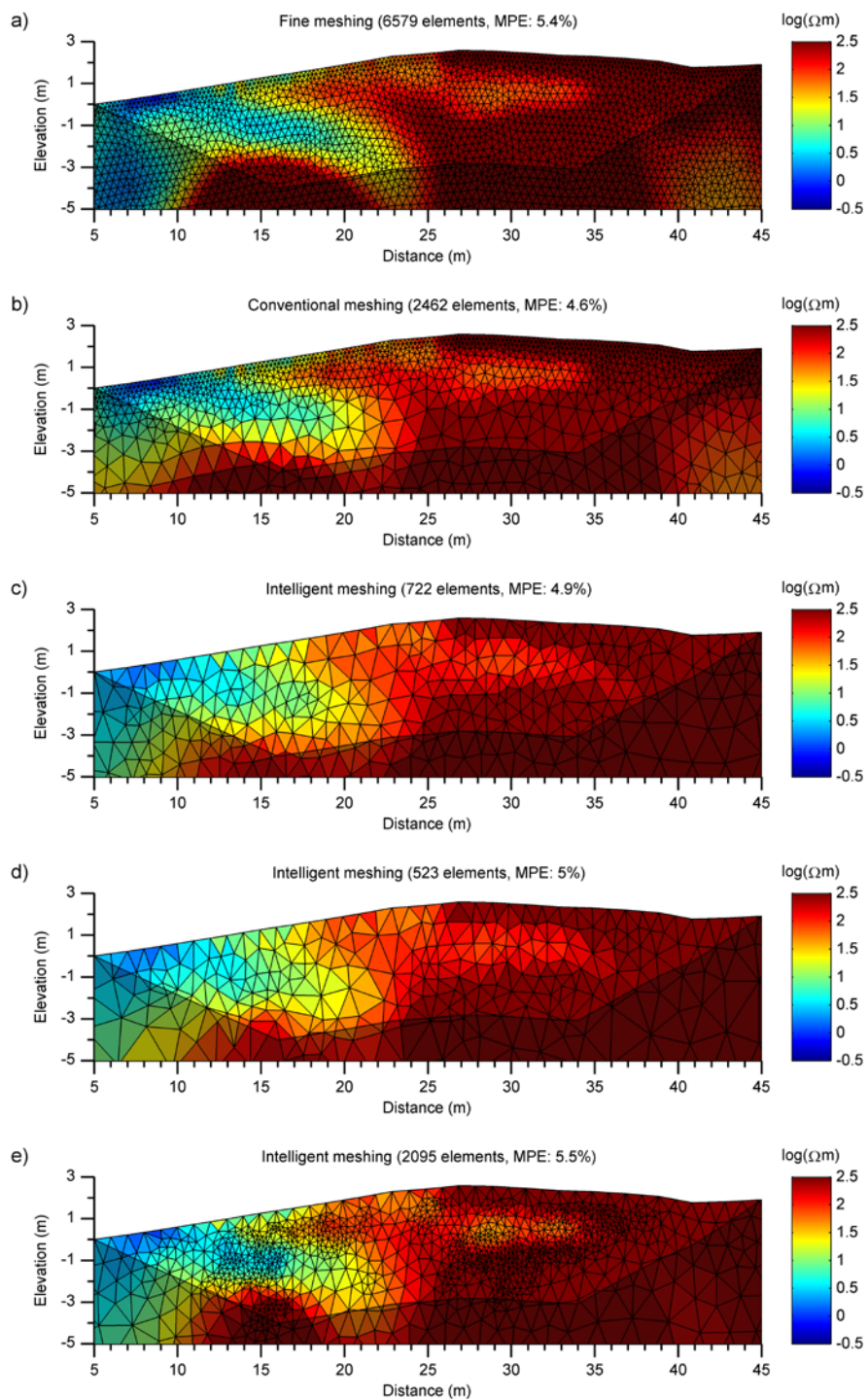


Figure A-1: Inversion of Sept-Iles data collected on the beach a) finer conventional inversion mesh with MPE = 5.4%, b) conventional inversion mesh with MRE = 4.6%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 4.9%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 5%; d) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE = 5.5%. Regions with low sensitivity are shaded.

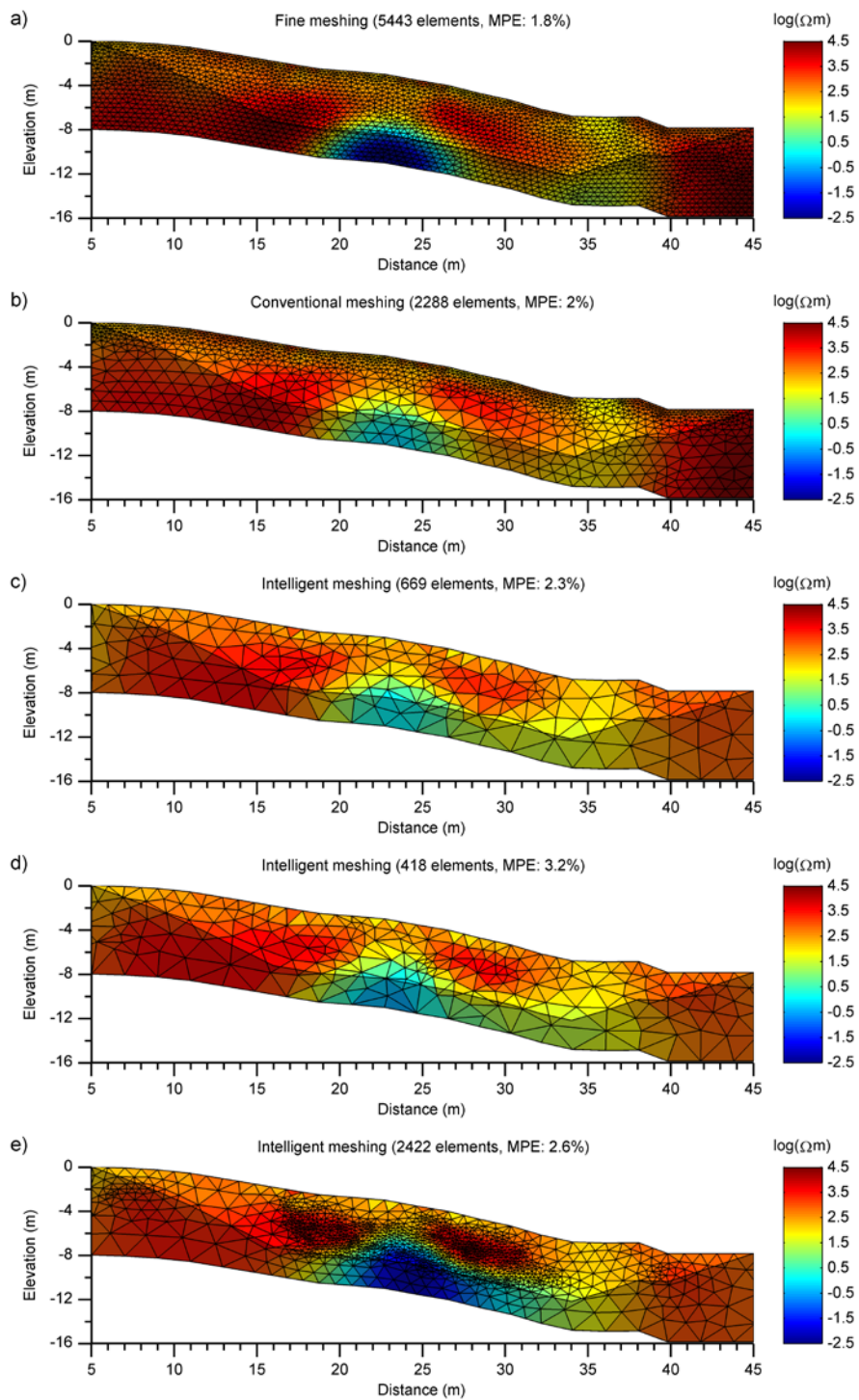


Figure A-2: Inversion of the Mont-Royal abandoned ski hill data a) finer conventional inversion mesh with MPE = 1.8%, b) conventional inversion mesh with MPE = 2.0%, c) intelligent inversion mesh trial 1 with MPE 2.7%, d) intelligent inversion mesh trial 2 with MPE = 3.2%; e) intelligent inversion mesh trial 3 with MPE 2.5. Regions with low sensitivity are shaded.