



HAL
open science

Méthode innovante de spatialisation des propriétés physiques du sol : Application aux surfaces d'infiltration

Sara Rabouli

► **To cite this version:**

Sara Rabouli. Méthode innovante de spatialisation des propriétés physiques du sol : Application aux surfaces d'infiltration. Ingénierie de l'environnement. Université de Lyon, 2022. Français. NNT : 2022LYSEI058 . tel-03936066

HAL Id: tel-03936066

<https://theses.hal.science/tel-03936066v1>

Submitted on 12 Jan 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N°d'ordre
2022LYSEI058

NNT :

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON

opérée au sein de

INSA Lyon

Ecole Doctorale ED 206

Chimie, Procédés, Environnement

Spécialité/ discipline de doctorat :

Environnement

Soutenue publiquement le 20/06/2022, par :

Sara RABOULI

METHODE INNOVANTE DE SPATIALISATION DES PROPRIETES PHYSIQUES DU SOL: APPLICATION AUX SURFACES D'INFILTRATION

Devant le jury composé de :

OXARANGO Laurent	Professeur / Université Grenoble-Alpes	Rapporteur
FARGIER Yannick	Chargé de Recherche, HDR / Université Gustave Eiffel	Rapporteur
SIRIEIX Colette	Professeure / Université de Bordeaux	Examinatrice
CHATAIN Vincent	Maître de Conférences / INSA-Lyon	Examineur
CLEMENT Rémi	Ingénieur de Recherche, HDR / INRAE-Lyon	Directeur de thèse
MOLLE Pascal	Directeur de Recherche / INRAE-Lyon	Co- Directeur de thèse
SERRE Marc Laurent	Professeur / Université de Caroline du Nord	Encadrant-invité
GANCE Julien	Ingénieur de recherche, / IRIS Instruments	Encadrant-invité
HENINE Hocine	Ingénieur de recherche, / INRAE Antony	Encadrant-invité
DUBOIS Vivien	Ingénieur d'étude / INRAE-Lyon	Encadrant-invité

Département FEDORA – INSA Lyon - Ecoles Doctorales

SIGLE	ECOLE DOCTORALE	NOM ET COORDONNEES DU RESPONSABLE
CHIMIE	<u>CHIMIE DE LYON</u> https://www.edchimie-lyon.fr Sec. : Renée EL MELHEM Bât. Blaise PASCAL, 3e étage secretariat@edchimie-lyon.fr	M. Stéphane DANIELE C2P2-CPE LYON-UMR 5265 Bâtiment F308, BP 2077 43 Boulevard du 11 novembre 1918 69616 Villeurbanne directeur@edchimie-lyon.fr
E.E.A.	<u>ÉLECTRONIQUE, ÉLECTROTECHNIQUE, AUTOMATIQUE</u> https://edeea.universite-lyon.fr Sec. : Stéphanie CAUVIN Bâtiment Direction INSA Lyon Tél : 04.72.43.71.70 secretariat.edeea@insa-lyon.fr	M. Philippe DELACHARTRE INSA LYON Laboratoire CREATIS Bâtiment Blaise Pascal, 7 avenue Jean Capelle 69621 Villeurbanne CEDEX Tél : 04.72.43.88.63 philippe.delachartre@insa-lyon.fr
E2M2	<u>ÉVOLUTION, ÉCOSYSTÈME, MICROBIOLOGIE, MODÉLISATION</u> http://e2m2.universite-lyon.fr Sec. : Bénédicte LANZA Bât. Atrium, UCB Lyon 1 Tél : 04.72.44.83.62 secretariat.e2m2@univ-lyon1.fr	Mme Sandrine CHARLES Université Claude Bernard Lyon 1 UFR Biosciences Bâtiment Mendel 43, boulevard du 11 Novembre 1918 69622 Villeurbanne CEDEX sandrine.charles@univ-lyon1.fr
EDISS	<u>INTERDISCIPLINAIRE SCIENCES-SANTÉ</u> http://ediss.universite-lyon.fr Sec. : Bénédicte LANZA Bât. Atrium, UCB Lyon 1 Tél : 04.72.44.83.62 secretariat.ediss@univ-lyon1.fr	Mme Sylvie RICARD-BLUM Institut de Chimie et Biochimie Moléculaires et Supramoléculaires (ICBMS) - UMR 5246 CNRS - Université Lyon 1 Bâtiment Raulin - 2ème étage Nord 43 Boulevard du 11 novembre 1918 69622 Villeurbanne Cedex Tél : +33(0)4 72 44 82 32 sylvie.ricard-blum@univ-lyon1.fr
INFOMATHS	<u>INFORMATIQUE ET MATHÉMATIQUES</u> http://edinfomaths.universite-lyon.fr Sec. : Renée EL MELHEM Bât. Blaise PASCAL, 3e étage Tél : 04.72.43.80.46 infomaths@univ-lyon1.fr	M. Hamamache KHEDDOUCI Université Claude Bernard Lyon 1 Bât. Nautibus 43, Boulevard du 11 novembre 1918 69 622 Villeurbanne Cedex France Tél : 04.72.44.83.69 hamamache.kheddouci@univ-lyon1.fr
Matériaux	<u>MATÉRIAUX DE LYON</u> http://ed34.universite-lyon.fr Sec. : Yann DE ORDENANA Tél : 04.72.18.62.44 yann.de-ordenana@ec-lyon.fr	M. Stéphane BENAYOUN Ecole Centrale de Lyon Laboratoire LTDS 36 avenue Guy de Collongue 69134 Ecully CEDEX Tél : 04.72.18.64.37 stephane.benayoun@ec-lyon.fr
MEGA	<u>MÉCANIQUE, ÉNERGÉTIQUE, GÉNIE CIVIL, ACOUSTIQUE</u> http://edmega.universite-lyon.fr Sec. : Stéphanie CAUVIN Tél : 04.72.43.71.70 Bâtiment Direction INSA Lyon mega@insa-lyon.fr	M. Jocelyn BONJOUR INSA Lyon Laboratoire CETHIL Bâtiment Sadi-Carnot 9, rue de la Physique 69621 Villeurbanne CEDEX jocelyn.bonjour@insa-lyon.fr
ScSo	<u>ScSo*</u> https://edsciencessociales.universite-lyon.fr Sec. : Mélina FAVETON INSA : J.Y. TOUSSAINT Tél : 04.78.69.77.79 melina.faveton@univ-lyon2.fr	M. Christian MONTES Université Lumière Lyon 2 86 Rue Pasteur 69365 Lyon CEDEX 07 christian.montes@univ-lyon2.fr

*ScSo : Histoire, Géographie, Aménagement, Urbanisme, Archéologie, Science politique, Sociologie, Anthropologie

Avant-propos

Je prends quelques lignes avant de présenter les travaux scientifiques de ma thèse pour apporter de manière synthétique mon ressenti plus personnel vis-à-vis de de cette thèse, afin d'incarner aussi humainement tout ce certes fastidieux mais néanmoins passionnant travail de recherche.

L'être humain étant par nature plein de nuances, mon ressenti s'inscrira bien sûr dans cette logique ; logique qui par ailleurs tend à se retrouver dans le travail de recherche en général.

Bien sûr, en premier lieu, je ne peux qu'évoquer les difficultés dans l'accomplissement de cette thèse, eu égard au contexte sanitaire particulier mû par la Covid-19. Ce contexte particulier et tous les imprévus qui y sont inhérents, ont parfois rendu les échanges et les opérations moins fluides, ce qui constitue, finalement, un frein, notamment au bon déroulement des investigations sur le terrain.

Aux imprévus dits sanitaires, il a fallu aussi batailler avec par moment les imprévus numériques et technologiques. Pour illustrer concrètement mon propos, je prends l'exemple notamment des temps de calcul qui peuvent s'avérer parfois très longs, plus longs qu'envisagés, et qui plus est sans pouvoir réellement en anticiper le résultat.

Tous ces facteurs susmentionnés ont, de fait, provoqué par moment un vrai sentiment de doute quant à l'issue de cette thèse, tant j'ai eu parfois du mal à en « voir le bout » selon l'expression consacrée.

Malgré tous les éléments négatifs ou défavorables susmentionnés, je retiens avant tout de cette thèse pléthore de choses positives, qui font que mon ressenti pourrait finalement se résumer en une expression simple : « Quelle aventure ! ». En effet, une aventure n'est rien d'autre qu'un voyage (de recherche ici en l'occurrence) où les protagonistes principaux avancent dans l'intrigue, sont certes parfois stoppés par des éléments perturbateurs, mais quoi qu'il en soit, finissent toujours, forts de leur détermination, par achever l'intrigue dans laquelle ils sont impliqués.

Le premier point, plus positif à mon sens, que je souhaite mettre en avant ici, concerne l'aspect multidimensionnel de ce travail de thèse. En effet, j'ai pris conscience qu'une thèse n'est pas seulement qu'un « simple travail de recherche », il existe aussi d'autres dimensions afférentes, notamment la dimension financement. Le fait de devoir assister à de multiples réunions pour défendre l'intérêt du projet porté par cette thèse a certes été très prenant, mais aussi singulièrement très motivant.

Je me suis rendu compte qu'être porteur d'un « bon » projet, autrement dit potentiellement légitime du point de vue de la recherche, n'était pas suffisant. Afin de garantir son bon déroulement, voire tout simplement son existence, il fallait non seulement prouver la légitimité du projet, mais aussi et surtout l'étayer d'éléments prouvant qu'il peut être porteur d'une certaine rentabilité. Cela ajoute certes un défi supplémentaire à la thèse, mais d'un autre côté, cela inscrit aussi ce travail dans un cadre plus concret, le projette dans une dimension plus « applicative », ce qui m'a donné au final le sentiment de participer, à mon humble niveau, à faire avancer la recherche sur un sujet d'intérêt qui pourrait avoir des effets très concrets dans la réalité.

Le deuxième point de ressenti que je souhaite mettre en avant concerne la nuance et la remise en cause permanente que l'on se doit d'avoir comme état d'esprit tout au long de la thèse. Certes, comme évoqué plus haut, cela n'est pas toujours chose aisée à vivre, car cela plonge parfois dans un profond sentiment de doute, qui obscurcit le « bout du tunnel » selon

l'expression consacrée. Mais là encore j'en retire avant tout beaucoup de positif. Car sans ces obstacles, retournements de situation et doutes, toutes les « petites victoires » accumulées tout au long de la thèse n'auraient pas eu la même saveur.

Si la frustration est forte, lorsqu'au terme de beaucoup d'efforts demandés, le résultat n'est pas celui attendu ou simplement espéré, la joie n'en est qu'infiniment plus grande lorsque de « petites victoires » se présentent. Par exemple, le fait de trouver finalement une solution à un blocage ou problème, qui permet d'obtenir des résultats concluants et d'aller de l'avant. Je peux aussi citer dans la même logique, un article soumis qui n'est pas accepté directement, mais qui après avoir apporté les corrections nécessaires, est finalement accepté puis publié.

Enfin le dernier élément de ressenti, et pas des moindres, que je souhaite partager ici, concerne la dynamique d'équipe et mon accompagnement pendant cette thèse. Nombreuses ont été les embuches bien sûr, et les petites victoires qui ont suivi, découlent du travail que j'ai accompli, mais dont je n'ai pu l'accomplir que parce que j'ai été très bien soutenue dans les moments-clés où j'en avais besoin. Tout l'aspect communication et accompagnement dont j'ai bénéficié quand « ça bloque », tant au niveau scientifique que personnel d'ailleurs, a été un facteur déterminant dans la réussite de ce projet de thèse.

Il me revient d'ailleurs en cet instant, un proverbe Africain qui dit : « Seul on va plus vite, ensemble on va plus loin ». Il m'apparaît clairement aujourd'hui qu'un tel travail de thèse, qui s'inscrit dans un effort de long terme, une vraie course de fond, demande clairement de tenir la distance, de s'accrocher et de se soutenir par une vraie dynamique projet, avec ces encadrants certes experts mais surtout disponibles et capables d'empathie dans les situations de crise. J'ai donc compris, en toute humilité, que si certes seule je pouvais peut-être avancer plus vite par moment, il n'en reste pas moins que pour aller plus loin, pour aller au bout d'un long et fastidieux projet, ce n'est qu'ensemble que l'on peut réussir.

Remerciements

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé à aller au bout de cette aventure. Comme ils ont été très nombreux et comme je suis limitée en nombre de pages. Je vais sans doute omettre certains. Merci d'abord à tous ceux que j'oublie ici.

Ces premières lignes je les dédie à tous mes encadrants et mes directeurs de thèse pour leur confiance et leur bienveillance. Il est clair évident que ce travail n'aurait pas été ce qu'il en est sans leurs implications, leurs énergies. Merci évidemment pour toutes vos nombreuses relectures et surtout vos réponses patientes lors de mes nombreuses incursions express.

Je tiens à remercier tout particulièrement mon codirecteur Remi Clément et mon encadrant Vivien pour m'avoir donné un exemple de relation encadrant-doctorant basé sur un véritable compagnonnage. Le duo de choc : qui a su m'apporter beaucoup à la fois scientifiquement et humainement. Merci pour votre assurance dans mes moments de doute.

Je remercie également mon encadrant Marc Serre pour son optimisme et son énergie vis-à-vis de mes réflexions (ou intuitions) et puis de m'avoir laissé la liberté pour avancer et mener en bien les travaux de ma thèse. Merci pour ton enthousiasme communicatif, ta bonne humeur et ta patience.

Je remercie également mes deux encadrants Julien Gance et Hocine Henine pour vos réflexions et vos commentaires précieux nous ont beaucoup aidé pour avancer dans mes problématiques.

Je remercie mon directeur de thèse Pascal Molle d'avoir accepté de diriger ma thèse et encore merci pour tes remarques qui m'ont permis d'avoir le recul nécessaire sur mes résultats et puis leurs valorisations.

Je souhaite remercier Jean-Marc Choubert directeur de l'unité REVERSALE d'INRAE-Lyon, pour tes efforts pour m'intégrer au sein de l'équipe dès le premier jour.

Je remercie également Céline DUWING, Claire LAUVERNET et Nicolas FORQUET, membres du comité de pilotage pour leurs conseils en cours de thèse lors de suivis semi-annuels.

Merci à vous tous, ce fut un plaisir de travailler avec vous.

Je remercie sincèrement M. Fargier Yannick et M. Oxarango Laurent pour m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de ma thèse et pour toutes les questions détaillées dans vos rapports qui m'ont permis d'avoir du recul d'élargir les perspectives des travaux réalisées dans ma thèse. Et enfin je remercie Mme Colette Sirieix et M. Vincent Chatain, membre du jury de thèse, pour vos questions pendant la soutenance.

Je tiens à remercier particulièrement IRIS instruments et INRAE pour l'intérêt qui ont eue pour le projet de thèse puis pour le soutien financier et technique, je pense notamment à Catherine TRUFFERT, Julien GANCE et à toute l'équipe REVERSALE.

Merci à l'ensemble des techniciens (Arnold, Jérémy) pour leur aide sans laquelle aucune investigation terrain ne pourrait se faire.

Merci à toi aussi Julia Leroy et Laura Delgado Gonzalez pour vos travaux sur le traitement des données terrains et vos relectures. Je remercie plus particulièrement à Nicolas Forquet pour votre aide enfin de thèse avec la modélisation des infiltrations des EUTS.

Merci aux facilitateurs d'accès sites (Pierre Breul et Florent Brun) pour leur aide.

Je tiens à remercier toute l'équipe de doctorant et post-doc (Raja, Perrine, Zoe, Sophie, Elodie et Elodie, German, Laura Béa, Mathilde, Luc) de permanent (Ania, Remi, Olivier, Jérémy, Florent, Stéphanie, Sylvie et JM, JM) pour votre joie de vie votre humeur votre soutien et votre bienveillance. Je remercie particulièrement les membres du jury fictif.

Merci à l'ensemble des techniciens (Arnold, Jérémy) pour leur aide sans laquelle aucune investigation terrain ne pourrait se faire.

Merci à toi aussi Julia Leroy et Laura Delgado González pour vos travaux sur le traitement des données terrains et vos relectures. Je remercie plus particulièrement à Nicolas Forquet pour votre aide enfin de thèse avec la modélisation des infiltrations des EUTS.

Merci aux facilitateurs d'accès sites (Pierre Breul et Florent Brun) pour leur aide.

Je tiens à remercier toute l'équipe de doctorants et postdoc (Raja, Perrine, Zoe, Sophie, Élodie et Élodie, German, Laura Béa, Mathilde, Luc) de permanent (Ania, Remi, Olivier, Jérémy, Florent, Stéphanie, Sylvie et JM, JM) pour votre joie de vie votre humeur votre soutien et votre bienveillance. Je remercie particulièrement les membres du jury fictifs.

Merci à Cassou, Chafa, Amina, Nassim, Lina, Yassine, Souad, Adeline, Marie, Hugo, Xavier, Bernadette, Christian, Wiwi, Myriam, Soumaya, Hanane, Khadija, Asia, Mima et Basidou pour votre amour, et votre amitié sincère et indéfectible

Merci à mes parents (Babati o Mamati) d'avoir cru en moi. Merci d'être toujours là pour moi je vous aime fort. Merci Tata Latifa pour ta contribution et ta bienveillance depuis mon arrivée en France. « Khalil I Houba »

Enfin, je te remercie Xavier, mon époux, le super des papas marmotte au monde pour ses trois ans de soutiens je te remercie pour ton calme durant mes moments de panique, ton assurance dans mes moments de doute.

Abstract

Downstream of wastewater treatment plants, infiltration systems are implemented to infiltrate treated wastewater: EUTS. In this case, soils are not only outfalls but also bioreactors that can carry out a complementary treatment of the water. The design of these infiltration areas therefore requires knowledge of the real saturated hydraulic conductivity of the soil on the entire plot in order to allow for a sustainable operation of the work. Nowadays, there is no technique to calculate the saturated hydraulic conductivity of a soil at all points. To compensate for this lack of information, geophysical methods are regularly cited to provide spatialized information. These methods are under-exploited because of the uncertainty of the measurements. To overcome this problem, this thesis proposes a solution allowing the spatialization of the saturated hydraulic conductivity using a geostatistical method: BME (Bayesian Maximum Entropy). The BME method aims at integrating geophysical measurements and localized measurements of infiltration tests to better evaluate and predict water and pollutant transfers in heterogeneous soils used in tertiary wastewater treatment. This optimization aims to help operators and local authorities to better design and adapt infiltration areas downstream of wastewater treatment plants. The methodology developed is validated through synthetic and experimental data that can be applied to true infiltration surface.

Résumé

En aval des stations de traitement des eaux usées, des dispositifs d'infiltration sont mis en œuvre pour infiltrer les eaux usées traitées : EUTS. Dans ce cas, ces dispositifs sont non seulement des exutoires mais également des bioréacteurs qui peuvent réaliser un traitement complémentaire de l'eau. Le dimensionnement de ces aires d'infiltration nécessite donc la connaissance de la conductivité hydraulique réelle du sol sur l'ensemble de la parcelle afin de permettre un fonctionnement pérenne de l'ouvrage. De nos jours, on ne dispose pas de technique permettant de calculer en tout point la conductivité hydraulique à saturation d'un sol. Pour pallier ce manque, les méthodes géophysiques sont régulièrement citées pour apporter une information spatialisée. Mais, ces méthodes semblent sous-explorées à cause de l'incertitude des mesures. Pour lever ce verrou, le travail de thèse propose une solution permettant la spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation en utilisant une méthode de géostatistique : BME (Bayesian Maximum Entropy). La méthode BME a pour but d'intégrer des mesures géophysiques et des mesures localisées des essais d'infiltration pour mieux évaluer et prédire les transferts d'eau et de polluants dans les sols hétérogènes utilisés en traitement tertiaire des eaux usées et traitées. Cette optimisation a pour but d'aider les gestionnaires et les collectivités locales, à mieux concevoir et adapter les surfaces d'infiltration en aval des stations d'épuration. La méthodologie développée est mise en œuvre à travers des données synthétiques et expérimentales applicables sur des surfaces d'infiltration réelles.

Valorisations

Article international

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Delgado-Gonzalez, L., Clément, R., 2021. Spatialization of saturated hydraulic conductivity using the Bayesian Maximum Entropy method: Application to wastewater infiltration areas. *Water Res.* 204, 117607.

<https://doi.org/10.1016/j.watres.2021.117607>

Colloques internationaux ou nationaux :

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Delgado-Gonzalez, L., Clément, R., 2021. Data fusion of ERT and infiltration tests, using Bayesian Maximum Entropy to mapping Saturated Hydraulic conductivity, Conference, NSG2021 27th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Aug 2021, Volume 2021, p.1 – 5,

<https://doi.org/10.3997/2214-4609.202120101>

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Clément, R., Spatialization of physical variables in soils by geophysical, geotechnical and geostatistic methods: the Bayesian maximum entropy data fusion approach, Conference vEGU21, 19–30 April 2021,

<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-4779>

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Clément, R., Estimation de la conductivité hydraulique par fusion des données géophysique et géotechnique : application de la BME. 12e Colloque GEOFCAN 9 et 10 mars 2021, Grenoble, France

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Clément, R., Estimation de la conductivité hydraulique par fusion BME des données géophysique et géotechnique : théorie et applications, Séminaire National Fusion d'informations, 1er et 2 février 2021

Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Clément, R., Spatialisation de variables physiques dans les sols par méthodes géophysique, géotechnique et géostatistique : approche numérique. 11e Colloque GEOFCAN 20 et 21 novembre 2018, Antony, France

Table des matières

Avant-propos	iii
Remerciements	v
Abstract	vii
Résumé	vii
Valorisations	viii
Table des matières	ix
Notations et abréviations	xi
Introduction générale	1
Contexte et problématique	1
Démarche générale de la thèse	7
Organisation du manuscrit de thèse	7
Chapitre 1 : Les sols et leurs propriétés, méthodes d'investigations géotechniques et géophysiques, méthode de fusion d'information	12
I. Introduction	12
II. Propriétés physiques des sols et mesures géotechniques retenues	13
1. Généralités sur les EUTs	13
2. Propriétés physiques du sol régissant les écoulements	15
3. Rappel sur les propriétés physiques des milieux poreux saturés et non saturés	20
4. Écoulements dans les milieux poreux non saturés.....	26
5. Conclusion	31
III. Méthodes géophysiques de proche surface	32
1. Prospection géophysique de proche surface	32
2. Présentation des méthodes géophysiques retenues	32
IV. Méthode de fusion d'informations géophysiques et géotechniques: BME	60
1. Choix de la BME.....	60
2. Introduction à l'interpolation spatiale et aux géostatistiques	61
3. Interpolation stochastique : géostatistique	63
V. Conclusion générale	77
Chapitre 2 : Estimation de la conductivité hydraulique à saturation par la fusion BME des données géophysiques et géotechniques : Approche numérique et terrain	79
I. Introduction	80
1. Introduction.....	83
2. Materials and methods	84
3. Results	94
4. Discussion	108

II. Conclusion	111
Chapitre 3 : Applications de méthodes géophysiques FDEM pour l'estimation 2D de la conductivité hydraulique à saturation : Application à une surface d'infiltration	113
I. Introduction.....	115
II. Matériels et méthodes	117
1. Site expérimental de Vacheresse	117
2. Techniques d'investigation géophysique: Mesure de la résistivité électrique à partir d'un conductimètre électromagnétique	119
3. Essais d'infiltration: mesure de la conductivité hydraulique à saturation	122
4. La méthode de fusion BME "Bayesian Maximum Entropy"	123
III. Résultats.....	125
1. Résultats de l'investigation FDEM et des essais d'infiltration	125
2. Résultats de l'estimation 2D de la conductivité hydraulique à saturation sur le site de Vacheresse	128
3. Capacité d'infiltration et fonctionnement hydrologique de la parcelle	130
IV. Synthèse et conclusion.....	134
Chapitre 4 : Vers un dimensionnement des surfaces d'infiltration avec la modélisation hydrodynamique.....	137
I. Introduction.....	138
II. Matériels et méthodes.....	139
1. Démarche	139
2. Rappels sur le fonctionnement d'une surface d'infiltration	141
3. Données de physique des sols et information hydrologique	143
4. Simulation de l'écoulement variablement saturé	145
III. Résultats et discussions	147
1. Dimensionnement sur la base d'une conductivité hydraulique à saturation	147
2. Simulation du modèle BME moyen	152
IV. Conclusions	153
Conclusions et perspectives	155
Bibliographie	160

Notations et abréviations

La liste suivante présente les notations et acronymes employés au cours de ce travail de thèse:

h	Potentiel matriciel	m
H	Charge hydraulique	m
K	Conductivité hydraulique	$m.s^{-1}$
Ks	Conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
S_e	Saturation	(-)
V	Volume total	m^3
V_e	Volume d'eau	m^3
V_V	Volume des vides	m^3
Θ	Teneur en eau volumique	$m^3.m^{-3}$
Ω	Teneur en eau massique	$kg.kg^{-1}$
Φ	Porosité	(-)
E	Champ électrique	$V.m^{-1}$
f	Opérateur du calcul direct	(-)
A	Surface de l'échantillon cylindrique	m^2
H	Champ magnétique	$A.m^{-1}$
I	Courant électrique	A
J	Densité de courant	$A.m^{-2}$
K	Coefficient géométrique	m
L_p	Norme (opérateur mathématique)	(-)
G	Matrice de sensibilité	(-)
V_{AB}	Différence de potentiel entre les deux électrodes d'injection de courant A et B	V
V_{MN}	Différence de potentiel entre les électrodes de mesure du potentiel M et N	V

$\Delta\rho$	Taux de variation de la résistivité électrique	%
λ	Paramètre de régularisation	
ρ	Résistivité électrique	$\Omega.m$
ρ_a	Résistivité apparente	$\Omega.m$
σ	Conductivité électrique	$S.m^{-1}$
H_P	Champs électromagnétique primaire	
H_S	Champs électromagnétique secondaire	

m	Espérance
C	Covariance
γ	Variogramme
G	Connaissances Générales
S	Connaissances Spécifiques
MI	l'information de Shannon
Λ	Vecteur des poids de Lagrange
μ	multiplicateur de Lagrange
σ_E^2	Erreur de la variance
H	Entropie de Shannon
hard	Données "hard" (ou données précises) une donnée avec une faible variance (ici les mesures de la Ks)
Soft	Données "soft" (ou données moins précises) une donnée avec une forte variance (ici les mesures de la résistivité électrique)
f_S	fonction de densité de probabilité des données spécifiques
f_G	fonction de densité de probabilité des données générales
f_K	fonction de densité de probabilité des données après fusion BME
Σ	variance des données géophysiques

Introduction générale

Contexte et problématique

Selon le Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie, en 2016, la France comptait 21 465 stations d'épuration qui représentent une charge globale de 100 millions d'Équivalents-Habitants (EH) (SDES, 2018). Sur l'ensemble du nombre de stations d'épuration, 90% ont une charge inférieure à 10 000 EH. Dans la grande majorité de ces stations, les traitements des eaux usées mis en œuvre ciblent essentiellement la matière organique. Malgré la directive européenne cadre sur l'eau de 2000 (DCE) et l'article de l'arrêté du 21 Juillet 2015, deux textes centraux qui structurent la politique publique de l'eau en France (MEDDE, 2015), la présence de polluants émergents (par exemple les micropolluants), la modification de la charge ionique de ces effluents et la biomasse présente sous forme de matières en suspension (MES) peuvent contaminer ou impacter d'un point de vue environnemental et/ou sanitaire le milieu récepteur aquatique. D'autre part, dans certaines régions, le rejet de la station d'épuration peut être supérieur au débit de la rivière durant la période estivale et donc affecter grandement la qualité de l'eau de la rivière. Cette tendance tend à se généraliser et à s'accroître avec le changement climatique observé ces dernières années.

Pour limiter l'impact direct des eaux usées traitées (EUT) sur le milieu récepteur, le recours à l'infiltration est de plus en plus pratiqué en aval des stations d'épuration pour :

- **L'évacuation des EUTs** : cette solution est envisagée dans le cas où il n'y a pas de rivière proche de l'exutoire de la station d'épuration. Selon le service des données et études statistiques chargé de l'environnement SDES, 2% des EUTs sont infiltrés aujourd'hui dans le sol (SDES, 2018). A titre d'exemple, l'agence de l'eau Seine Normandie dénombre aujourd'hui 202 stations ayant un exutoire de type « surface d'infiltration » ;
- **Le traitement complémentaire des EUTs** : l'amélioration de la qualité des EUTs rejetées (Boutin et al., 2009; Eweborn et al., 2014; Withers et al., 2011) par l'intermédiaire des Zones de Rejets Végétalisées et d'usage du sol (Forquet et al., 2014) a comme objectif de préserver ainsi les milieux récepteurs (rivière, nappe) ;
- **La réutilisation de l'EUT pour irrigation** : cette pratique est présente dans de nombreux pays européens et cela devrait se généraliser dans les années à venir dans le contexte de changement climatique actuel en France (Ait-Mouheb et al., 2020; ANSES, 2012; Boutin et al., 2009) ;
- **La résilience des villes** : cette approche repose sur une décentralisation des traitements, notamment avec des solutions fondées sur la nature, l'usage du sol pour traiter et infiltrer les EUTs au plus proche de leur lieu de production. L'approche décentralisée vise également à réintroduire une part de verdure en ville (irrigation des espaces verts), lutter contre les îlots de chaleur et favoriser la réutilisation. On est face à un système hybride d'infiltration, de traitement complémentaire et de « Reuse » (Canler and Stricker, 2016).

Les dispositifs d'infiltration des eaux usées domestiques traitées sont installés selon leur objectif : zéro rejet vers le milieu aquatique, avec infiltration totale et permanente (cf. Figure 1). Les types de dispositifs d'infiltration sont regroupés selon les descriptions suivantes (DISE, 2009) :

- **La surface d'infiltration** : les eaux traitées sont amenées vers une surface, spécifiquement aménagée, pour être dispersées sur le sol afin d'assurer leur infiltration. Ce type d'installation peut se faire sur une parcelle plane ou une tranchée d'infiltration ;
- **Le bassin filtration** : les eaux traitées sont amenées vers un ouvrage d'art destiné à la fois au stockage de l'effluent et à son infiltration grâce à un fond et des parois perméables ;
- **Le puits d'infiltration** : un forage est réalisé dans le sol de façon à rejeter les eaux traitées directement dans le sous-sol perméable. Leur dimensionnement est réalisé en fonction du débit à infiltrer ;
- **La bétoire** : une bétoire est un point d'engouffrement naturel qui met en relation rapide les eaux de surface et les eaux souterraines (via le réseau karstique) ;
- **La zone de rejet végétalisée (ZRV)** : un espace aménagé entre la station de traitement des eaux usées et le milieu récepteur superficiel de rejet des EUTs. Cet aménagement n'est pas considéré comme un dispositif de traitement des eaux usées au moyen d'une surface d'infiltration (installée à l'exutoire d'une station d'épuration), mais il est inclus dans le périmètre de la station d'épuration.

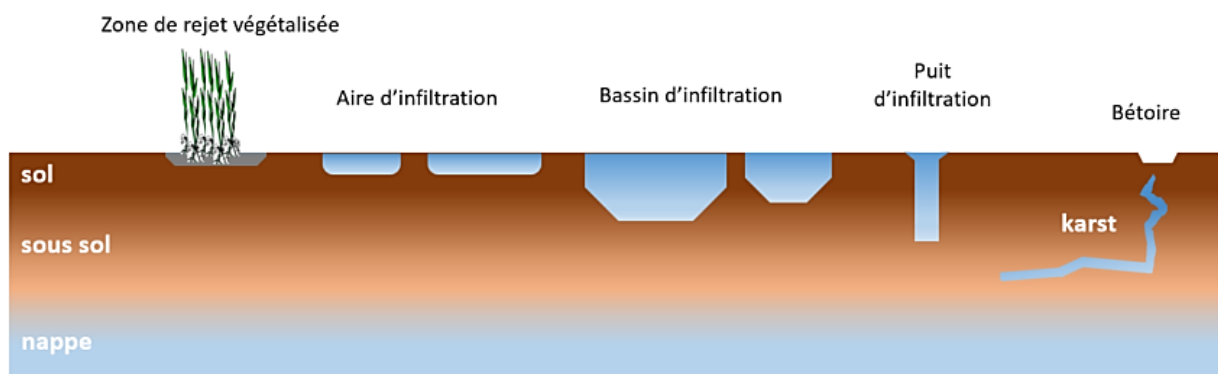


Figure 1: Schéma des différentes de typologies d'infiltration

L'installation de ces ouvrages nécessite une meilleure maîtrise de l'infiltration en fonction de la nature du sol, pour bien maîtriser les écoulements des EUTs dans le sol. La question du dimensionnement des surfaces d'infiltration est primordiale (c.-à-d. définir la charge journalière par m^2). En effet, une meilleure compréhension de ces écoulements est importante pour évaluer la capacité d'infiltration des sols en vue d'établir leur potentiel épuratoire (Petitjean et al., 2015; Rolland, 2009). Pour l'ensemble des dispositifs d'infiltration par le sol (Figure 1), il n'existe pas beaucoup de documents de référence sur leur dimensionnement, en particulier en contexte de sol hétérogène). Actuellement en France, le dimensionnement de ces surfaces d'infiltration s'appuie essentiellement sur trois références majeures : l'épandage des eaux usées domestiques (étude préalable de l'aptitude des sols et règles de dimensionnement des installations) de Jean-Joël Gril publié en 1980 (Gril, 1980), les surfaces d'infiltration des stations d'épuration, voir guide de conception et de gestion publié par la Délégation inter-service de l'eau de Seine Maritime en 2009 et les recommandations d'installation des dispositifs de l'assainissement non collectif (ANC) (arrêté prescription technique du 7 mars 2012). Ces trois références datent au minimum d'une décennie et détaillent tous le même type d'approche. Cette approche comporte trois principales recommandations reprises de l'ANC, 2016, à savoir : i) l'analyse documentaire par le biais de consultation de documents publics du BRGM, de l'INRAE ou de l'IGN. Ces

informations fournissent une indication utile sur l'évolution de l'usage du sol en surface ; ii) la reconnaissance visuelle et topographique durant laquelle les contraintes du site seront évaluées afin de prendre en compte les aspects géographiques (tels que la pente du terrain), le risque d'inondation et la présence d'une nappe phréatique ; iii) la reconnaissance pédologique et géotechnique pour estimer la conductivité hydraulique à saturation.

Une estimation des propriétés hydrauliques du sol a été identifiée, dans de nombreux rapports, comme étant un facteur très important pour la réussite de la conception, de l'installation, de l'exécution et de la performance à long terme d'un système d'infiltration d'eaux usées traitées ou d'eaux pluviales (Edwards et al., 2016; Sasidharan et al., 2019). Les essais d'infiltration de type charge constante sont souvent mis en œuvre afin d'estimer la conductivité hydraulique in situ. Ils fournissent des mesures à des points spécifiques mais avec une faible couverture spatiale (Gril, 1977). Cependant, sur des sols présentant de fortes hétérogénéités spatiales ou très stratifiés, le principal verrou est lié à la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) qui limite la bonne évaluation de la capacité d'infiltration des sols en vue d'établir le potentiel épuratoire du sol (Petitjean et al., 2015; Rolland, 2009). Cette limite est principalement due à la difficulté d'avoir une information suffisante avec les méthodes de mesure usuelles de K_s (Simunek et al., 1996) en raison du caractère ponctuel et en nombre limité de ces mesures (Brunet et al., 2011) et de l'impossibilité de multiplier ces mesures (coût humain et financier).

Dans un contexte hétérogène, une mauvaise estimation de K_s moyenne pourrait conduire à des dysfonctionnements dans les surfaces d'infiltration des EUTs, tels que i) le colmatage précoce (Forquet et al., 2014; McKinley and Siegrist, 2011; Siegrist and Boyle, 1987), ii) la sur-infiltration, qui pourrait conduire à une contamination des eaux souterraines par des germes pathogènes (Kobayashi et al., 2017), iii) la sous-infiltration, qui pourrait conduire à la formation de flaques d'eau et à des nuisances visuelles en surface ou olfactives des surfaces d'infiltration (Morugán-Coronado et al., 2011; Pound et al., 1978). Pour toutes ces raisons, les travaux de thèse présentés dans ce manuscrit s'intéressent à des techniques ou solutions de mesure alternatives et complémentaires avec comme objectif central, une amélioration de l'estimation de K_s à l'échelle d'une surface d'infiltration (Changement d'échelle par rapport à l'ANC et prise en compte de l'hétérogénéité de sols).

Les méthodes géophysiques, comme la prospection électromagnétique (EM, pour Electromagnetics methods en Anglais) et la Tomographie de Résistivité Electrique (ERT, pour Electrical Resistivity Tomography en Anglais), sont utilisées pour le suivi des infiltrations dans les milieux poreux, dans la recherche et l'ingénierie environnementale. Ces méthodes sont basées sur des mesures in situ de résistivités électriques apparentes. Les mesures de résistivités électriques sont influencées par différents paramètres physiques du sol : sa nature, sa teneur en eau, sa température, sa porosité et la conductivité électrique du fluide contenu dans le sol (Chapellier, 2000; Glover, 2016; Samouëlian et al., 2005; Telford et al., 1990). Les résistivités apparentes mesurées avec l'ERT doivent ensuite être inversées pour disposer de la distribution spatiale des résistivités électriques, en 2D ou 3D (Loke, 2011).

Certes, la résistivité électrique ne permet pas de remonter directement à la conductivité hydraulique de saturation (Attwa and Ali, 2018; Borner et al., 1996; Brigand and Lesueur, 2008; Mazac et al., 1990; Weller and Slater, 2019), cependant, la caractérisation du sol par les méthodes EM et ERT est justifiée par l'existence de corrélations entre les propriétés mesurées (observables géophysiques) et les caractéristiques géotechniques (essai d'infiltration). En effet, il existe des études reliant la

résistivité électrique à la conductivité hydraulique à saturation (Doussan and Ruy, 2009; Farzadian et al., 2015; Vogelgesang et al., 2020). Pour suivre l'infiltration de l'eau et la propagation des polluants radioactifs d'un site de stockage des déchets nucléaires, Lu et al. (2021) proposent de combiner les données d'essai de pompage et les données de l'ERT pour corrélérer la résistivité avec la conductivité hydraulique, et obtenir la distribution spatiale de cette dernière sur le site étudié. Les résultats de l'étude obtenus donnent une évolution exponentielle de la conductivité hydraulique en fonction de la résistivité électrique, avec une précision intéressante. La corrélation établie permet de déterminer la distribution de la conductivité hydraulique d'une surface à un coût relativement faible grâce à la donnée non destructives de la résistivité. Ce qui permet d'avoir une description quantitative du transport des eaux souterraines dans les surfaces à forte hétérogénéité. Dans le même contexte, l'article de Vogelgesang et al. (2020) montre également que la corrélation entre les mesures de résistivité électrique et la conductivité permet d'estimer la conductivité hydraulique de l'aquifère avec un degré de précision acceptable. Bien que l'ERT améliore la qualité des modèles d'écoulement des eaux souterraines à travers la distribution spatiale de la conductivité hydraulique, les corrélations proposées dans les deux articles restent étroitement dépendantes du site étudié. En effet, ces méthodes fournissent un premier niveau de spatialisation si l'on ne considère qu'une seule relation en tout point de l'espace. Mais comme la variabilité de la relation pétrophysique en contexte hétérogène est complètement négligée (Brunet et al., 2010), ces lois ne peuvent donc pas être appliquées seules à des sols hétérogènes de manière fiable. De plus, l'utilisation de ces lois pour transformer les signaux géophysiques mesurés sur le terrain (résistivité électrique) en caractéristique physique ou hydrodynamique d'un sol (la conductivité hydraulique à saturation par exemple) induirait de grandes erreurs et ne permettrait pas d'obtenir une estimation spatiale acceptable (Doussan and Ruy, 2009).

De Clercq et al. (2020) utilisent un modèle de résistivité 3D comme source d'information pour paramétrer la reconstruction de la conductivité hydraulique en 3D en inversant un ensemble de données hydrauliques acquises sur les 13 puits suivis en réponse à deux tests de pompage. La solution proposée dans l'article est intéressante mais nécessite une approche numérique lourde, réservée aux initiés et non adaptée au besoin de dimensionnement des surfaces d'infiltration des eaux usées traitées. En particulier, le coup des études exploserait dans la mesure où les surfaces d'infiltration concernent généralement des surfaces importantes par équivalent habitant (entre 2 et 10 m²/ EH typiquement suivant le type de sol).

Dans leur article, Bisone et al. (2017) présentent l'investigation ERT et EM comme une solution complémentaire aux essais géotechniques *in-situ*. L'investigation ERT et EM, a permis rapidement d'obtenir une bonne couverture spatiale et une première identification des variations de la résistivité électrique en lien avec les hétérogénéités globales de la conductivité hydraulique du site. En effet, sur le site étudié, les méthodes ERT et EM ont mis respectivement en évidence la présence de fortes anomalies verticales et horizontales. Ces méthodes ne se substituent pas à la mesure d'infiltration car la mesure de la résistivité électrique ne permet pas de quantifier les vitesses d'infiltration. Une telle approche est plus rapide et moins coûteuse qu'un plan d'échantillonnage aléatoire. En effet, en tenant compte de ces informations, cette méthodologie a permis de guider le positionnement des tests d'infiltration. Avec un nombre limité et ciblé de tests d'infiltration, on obtient ainsi une meilleure représentation de Ks à l'échelle d'une parcelle, par rapport à un plan de mesure aléatoire. L'ensemble de ces étapes (allant de l'investigation géophysique à l'échantillonnage ciblé) est fortement recommandé pour effectuer un bon dimensionnement d'une surface d'infiltration.

L'ensemble des études géophysiques et géotechniques pour l'estimation spatiale de la conductivité hydraulique (Bisone et al., 2017; De Clercq et al., 2020; Doussan and Ruy, 2009; Lu et al., 2021), a permis de mettre en avant que :

- les méthodes géophysiques et géotechniques sont complémentaires mais rarement considérées de manière conjointe ;
- les méthodes géophysiques sont certes non intrusives et rapides d'acquisition sur d'importants volumes de sols, mais elles présentent des incertitudes significatives d'autant plus si l'on souhaite dériver une valeur de ces méthodes ;
- les incertitudes des méthodes géophysiques sont liées aux limites de la relation pétrophysique ;
- les méthodes de reconnaissance géotechniques fournissent une information plus locale mais également plus précise et plus adaptée à la démarche du dimensionnement des surfaces d'infiltration, mais elles sont intrusives, longues à mettre en place et au regard du coût des essais, souvent limitées à quelques points ;

Ces constats montrent que l'enjeu majeur pour dimensionner des surfaces d'infiltration est de pouvoir proposer une fusion rigoureuse des données géophysiques et géotechniques, tout en prenant en considération leurs incertitudes et distributions spatiales respectives. Autrement dit, comment peut-on intégrer (fusionner) rigoureusement des jeux de données géotechniques (essais d'infiltration) et géophysiques (ERT et EM) pour la caractérisation des hétérogénéités du sol à un coût raisonnable, pour mieux dimensionner les surfaces d'infiltration des eaux usées traitées ?

C'est pourquoi la problématique de ce travail de thèse est définie comme suit : "Proposer une méthodologie de combinaisons de données, issues de l'investigation géophysique et géotechnique, tenant compte des incertitudes associées aux données ainsi que de leur répartition spatiale. Cette nouvelle méthodologie doit permettre d'optimiser le dimensionnement des surfaces d'infiltration au travers de l'amélioration de la connaissance de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation."

Pour limiter l'utilisation des lois pétro-physiques dans le domaine de la géophysique et de la géotechnique, l'utilisation d'une méthode appelée fusion d'informations ou de données a émergé (Dezert et al., 2018; Hibert et al., 2012; Li et al., 2019). La fusion de données est un processus d'intégration de plusieurs sources de données pour produire des informations plus cohérentes, précises et utiles. Afin de progresser davantage dans les interprétations multi-méthodes géophysiques, Grandjean et al. (2007) ont proposé une méthode de fusion de données géophysiques basée sur la logique floue, pour valider des hypothèses géo-mécaniques sur un glissement de terrain, en fusionnant différentes méthodes géophysiques avec des incertitudes différentes. Dans un autre ordre d'idée, Dezert et al. (2019) ont montré l'apport de la théorie des masses de croyance pour distinguer les différences entre les matériaux constitutifs des digues, en comparant à la fois des informations ponctuelles et des données géophysiques. Ces dernières méthodes semblent être très intéressantes sur des sites anthropiques tels que les digues, qui ont généralement une structure particulière. Malgré les nombreux apports de cette méthode, elle n'est cependant pas exempte de limites. Afin de l'utiliser, il est notamment nécessaire d'être en capacité de relier une valeur de paramètre physique mesurée à un type de matériau lithologique. Si aucun lien ne peut être établi entre les deux, les masses de croyance ne peuvent être allouées sur les différentes hypothèses du cadre de discernement en amont

du processus de fusion. De plus, pour employer la méthodologie, au moins plusieurs sondages géotechniques sont requis pour représenter l'extension latérale de l'information géotechnique.

Si l'on considère que nous disposons d'une part de données ERT (denses et avec une forte incertitude) et d'autre part de données d'infiltration (fiabiles mais peu nombreuses), la méthode bayésienne du maximum d'entropie (BME) semble être particulièrement avantageuse parmi toutes les méthodes de fusion de données. En effet, Christakos et al. (2002) ont montré que la BME est une méthode pertinente et adaptée à la prédiction de données spatiales pour plusieurs paramètres environnementaux. Elle est particulièrement efficace pour fusionner des données avec des densités de points et des incertitudes différentes. La BME est une méthode d'estimation non linéaire qui tient rigoureusement compte de la variabilité spatiale et de la distribution non-Gaussienne des données incertaines. Cette méthode s'apparente à un krigeage ordinaire dans son cas limite linéaire (Christakos, 1990; Christakos and Li, 1998; Christakos and Serre, 2000). La méthode permet également d'intégrer des "informations a priori" sur chaque jeu de données pour obtenir une meilleure prédiction spatiale. En général, les données à faible variance sont appelées "hard data" et les données à forte variance sont appelées "soft data".

Cette technique a été utilisée avec succès dans le domaine des géosciences, par exemple pour étudier la variation de la nappe phréatique (D'Or et al., 2001) ou le suivi spatio-temporel de la pollution particulaire (Yang et al., 2018). En 2005, cette méthode a déjà été appliquée pour la caractérisation des sols, en particulier la salinité des sols, où elle a produit des estimations de la salinité des sols qui sont bien corrélées avec la distribution réelle de la salinité mesurée par d'autres méthodes (Douaik et al., 2005). Ces exemples suggèrent que la méthode BME est adaptée à la fusion de données ponctuelles d'infiltration avec des données géophysiques pour produire des cartes Ks des premiers mètres du sol. Nous pouvons donc reformuler la problématique de la thèse comme suit :

"Adapter la méthode BME pour la fusion des données géotechniques avec les données géophysiques, afin de caractériser les hétérogénéités du sol pour mieux dimensionner les surfaces d'infiltration des eaux usées traitées."

Démarche générale de la thèse

La démarche de la thèse vise à répondre à la problématique et se divise en 6 étapes :

- étape 1 : débiter par une présentation générale du sol de la surface d'infiltration. Nous tenterons de définir ses propriétés physiques. Nous attacherons une attention particulière au facteur qui contrôle l'infiltration au travers du sol, à savoir la conductivité hydraulique à saturation du sol.
- étape 2 : présenter les différentes méthodes géotechniques et géophysiques potentiellement applicables à la caractérisation des sols hétérogènes.
- étape 3 : Justifier le choix de la méthode BME comme la méthode de fusion de données qui répond aux exigences fixées par la problématique.
- étape 4 : développer une méthodologie de fusion des données issues de la géophysique (ERT) et la géotechnique (essais de K_s) afin d'obtenir une distribution spatiale de K_s . Valider la méthodologie, dans un premier temps, sur des données synthétiques, puis sur les données réelles issues de l'investigation sur le terrain.
- étape 5 : Appliquer la méthodologie de fusion des données sur des données réelles de la géophysique (EM) et de la géotechnique (essais de K_s) afin d'obtenir une distribution spatiale de K_s d'une future surface d'infiltration ; Ensuite, proposer une première estimation de la capacité d'infiltration de cette surface.
- étape 6 : Proposer une méthodologie pour dimensionner une surface d'infiltration qui tient compte de la distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation issue de la méthode BME et des conditions aux limites (variabilité de la nappe). Les données utilisées sont issues d'une investigation sur le site d'Aulnat (Puy-de-Dôme, région Auvergne-Rhône-Alpes).

Organisation du manuscrit de thèse

L'organisation de ce manuscrit est schématisée dans la figure ci-dessous et se divise en quatre grandes parties présentées en détail par la suite. D'autre part, ce manuscrit a été rédigé à partir d'articles publiés ou qui seront à soumettre dans différents journaux scientifiques à comité de lecture.

Chapitre 1 : Les sols et leurs propriétés, méthodes d'investigations géotechniques et géophysiques, méthode de fusion d'informations

Cette partie est composée de trois sous-parties bibliographiques. Dans la première partie, nous débutons par une présentation générale du sol. Nous tentons de définir ses propriétés physiques. Nous attacherons une attention particulière aux facteurs qui contrôlent l'infiltration au travers d'un sol. Dans ce chapitre nous allons :

- définir ce qu'est un sol ;
- quelles sont ses caractéristiques hydrodynamiques ? Présenter les facteurs qui contrôlent l'infiltration et exercent une influence sur les écoulements ;
- présenter les modèles d'écoulements dans les milieux poreux de type sol.

Après avoir présenté rapidement l'infiltration dans le sol, nous tenterons de définir ce qu'est l'hétérogénéité dans nos études d'infiltration, pour ensuite faire le lien avec le volume élémentaire représentatif de nos mesures avec nos outils.

Dans la seconde partie, les différentes méthodes géotechniques et géophysiques potentiellement applicables à la caractérisation des sols hétérogènes seront recensées. Dans cette partie nous allons illustrer au travers de la bibliographie les outils et les moyens mis-en œuvre de façon classique pour caractériser l'hétérogénéité des milieux poreux.

Nous présenterons brièvement les principes des méthodes géotechniques et géophysiques de surface appliquées aux sols et présenterons et justifierons en détail les techniques de mesure retenues pour notre projet, à savoir :

- les outils géotechniques de subsurface retenus pour la caractérisation des propriétés des écoulements dans les sols hétérogènes ;
- les méthodes géophysiques les plus adaptées pour la caractérisation des hétérogénéités de très proche surface ;
- les liens entre les paramètres physiques et hydrodynamiques ;
- les techniques d'interprétation classiques des données géophysiques et géotechniques ainsi que leurs limites.

Dans la troisième partie, nous ferons un point sur les méthodes de Fusions d'information et nous présenterons une description détaillée de la méthode de fusion BME retenue dans cette thèse. Dans cette partie nous allons faire une présentation point par point de la méthodologie de combinaison d'informations géophysiques et géotechniques développée, à savoir :

- la théorie de la méthode fusion BME;
- la méthodologie d'intégration des données géophysiques et géotechniques ;
- les limites de la fusion de données géophysiques et géotechniques par la méthode BME ;
- l'importance de la prise en compte des incertitudes dans le processus de l'inversion.

Chapitre 2 : Estimation de la conductivité hydraulique à saturation par la fusion BME des données géophysiques et géotechniques : Approche numérique et terrain

Dans ce chapitre de la thèse, nous présentons la fusion des données géophysiques et géotechniques par la méthode BME avec une approche numérique et de terrain. Les résultats de la méthodologie de fusion BME, appliquée aux données géophysiques et géotechniques, seront présentés sous la forme d'article. Le but de l'article est de proposer une distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation à partir des mesures de résistivité électrique et les essais d'infiltration à charge constante.

Rappelons que, la méthode BME considère que l'information sur l'hétérogénéité du sol est incluse dans la mesure ERT et les incertitudes des essais d'infiltration sont faibles comparées à celles de la tomographie de résistivité électrique. Pour évaluer le bénéfice de la BME, la stratégie adoptée est basée sur une approche classique largement utilisée dans la littérature géophysique (Clément et al., 2009; Jianwen, 2005; Radulescu et al., 2007) et décomposée en trois étapes :

- Les données numériques de K_s et de résistivité électrique sont construites pour trois modèles de sols synthétiques. L'intérêt de travailler sur des données synthétiques est de contrôler les paramètres influençant les modèles hydrologiques (K_s , porosité, teneur en eau, etc.) et géophysiques (construction mathématique des données ERT);
- La méthode BME est adaptée puis optimisée aux jeux de données numériques (approche numérique), créés à l'étape précédente. Cette étape permet de valider son utilisation et d'évaluer le nombre optimal des tests d'infiltration, la stratégie d'échantillonnage, ainsi que l'impact de la variation de la teneur en eau du sol dans le modèle numérique ;
- Les optimisations utilisées dans l'approche numérique sont ensuite appliquées pour valider la méthode BME sur un ensemble de données de terrain afin de proposer une cartographie de la conductivité hydraulique à saturation.

Chapitre 3 : Fusion BME de la méthode géophysique FDEM pour l'estimation 2D de la conductivité hydraulique à saturation : Application à la surface d'infiltration

Nous avons vu précédemment que la méthode BME permet de fusionner rigoureusement les données ERT avec des mesures localisées des essais d'infiltration. Nous avons vu également l'importance de l'intégration de l'incertitude des données ERT (en lien avec la mesure ERT, l'inversion et la relation pétro-physique) lors du processus de la fusion. Dans ce chapitre, nous allons nous affranchir de l'incertitude du processus d'inversion, nous proposerons une fusion BME avec les données EM et les essais d'infiltration. Une partie de ce travail consiste à bien intégrer ces données, c'est pourquoi nous allons effectuer une analyse de données pour estimer la corrélation possible entre les mesures EM et les essais d'infiltration. Le résultat de cette fusion permet d'avoir une distribution horizontale de K_s et de proposer une première estimation de la capacité d'infiltration d'une future surface d'infiltration.

Chapitre 4 : : Vers un dimensionnement des surfaces d'infiltration avec la modélisation hydrodynamique

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un guide de dimensionnement d'une surface d'infiltration qui tient compte de la distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation et des conditions aux limites de la parcelle étudiée. Les données utilisées sont issues d'une investigation. Dans ce chapitre, on cherche à évaluer l'apport de la carte de conductivité hydraulique à saturation pour le dimensionnement d'une surface d'infiltration des eaux usées. En général, la prise en compte de K_s est basée sur l'utilisation de la valeur moyenne de K_s pour la parcelle de terrain. Cette valeur moyenne permettra de fixer le coefficient de sécurité pour la conception et le fonctionnement de la surface d'infiltration.

Dans ce chapitre nous proposons une méthode qui produit des cartes 2D de K_s qui préservent les propriétés statistiques (covariance et paramètre d'anisotropie) des données (ERT + essais d'infiltration) collectées sur le terrain. Pour ce faire, 100 simulations conditionnelles de la distribution de la K_s sont réalisées et intégrées dans le modèle hydraulique. Cette étape permet d'une part de calculer le volume théorique d'infiltration et de vérifier le bilan de masse pour chaque simulation. Ensuite nous avons confronté les volumes théoriques d'infiltration des K_s homogènes avec la distribution de K_s afin de

montrer l'intérêt de cette dernière dans l'optimisation du coefficient de sécurité pour le bon fonctionnement de la surface d'infiltration.

La conclusion de ce manuscrit vise à présenter un bilan des travaux réalisés. De nombreuses perspectives sont également rapportées.

Chapitre 1 : Les sols et leurs propriétés, méthodes d'investigations géotechniques et géophysiques, méthode de fusion d'information

I. Introduction

Ce premier chapitre se compose de trois parties de synthèse bibliographique. La partie 1 est dédiée à la présentation des sols et de leurs propriétés physiques qui rentrent dans le processus d'écoulement de fluide dans un milieu poreux. Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse plus particulièrement à l'infiltration des EUTs dans le sol. La conductivité hydraulique à saturation étant le paramètre clé pour évaluer la capacité d'infiltration des sols, nous avons présenté dans ce chapitre les méthodes géophysiques permettant d'estimer ce paramètre. Dans cette étude, la modélisation hydrodynamique peut permettre de mieux décrire l'écoulement des EUTs dans une surface d'infiltration, afin d'évaluer par la suite, le volume d'infiltration dans la surface d'infiltration (SI). C'est pourquoi, de nombreuses simulations hydrauliques ont été réalisées. La partie 2 correspond à une présentation bibliographique des méthodes d'investigation géophysique notamment, la méthode de tomographie de résistivité électrique (ERT) et la méthode électromagnétique fréquentielle (FDEM). Ces deux méthodes permettent d'obtenir une information sur l'hétérogénéité du sol étudié, à travers la spatialisation de la résistivité électrique. La résistivité électrique (ER), à travers la mesure d'ERT et du FDEM, présente l'avantage d'avoir des liens indirects avec la conductivité hydraulique à saturation (K_s) du sol. Dans cette partie, les différentes interprétations classiques pour estimer la conductivité hydraulique à saturation d'un sol hétérogène seront présentées. Ce chapitre met le point sur la difficulté à bien estimer la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation. En effet, malgré le couplage des méthodes géophysiques et géotechniques, bien souvent, les méthodes proposées ne tiennent pas compte des incertitudes des méthodes géophysiques ; et qui plus est, les relations pétrophysiques reliant la K_s et l'ER restent site-dépendant. Dans la partie 3, nous présenterons une méthode de fusion d'informations, qui permet d'intégrer rigoureusement les données géophysiques et géotechniques, en faisant appel à un cadre mathématique solide.

II. Propriétés physiques des sols et mesures géotechniques retenues

Dans le strict cadre de l'ANC (Assainissement Non Collectif) (Arrêté du 7 mars 2012 modifiant l'arrêté du 7 septembre 2009 fixant les prescriptions techniques applicables aux installations d'assainissement non collectif recevant une charge brute de pollution organique inférieure ou égale à 1,2 kg/j de DBO5), la réglementation française privilégie l'évacuation des EUTs par infiltration dans le sol. Le rejet vers le milieu hydraulique superficiel est normalement exceptionnel : en réalité, ce caractère exceptionnel est caduc sur certains territoires du fait de la prédominance de sols imperméables qui obligent à mettre en place des filières drainées d'ANC vers un exutoire tel qu'un ruisseau, à titre d'exemple. Dans le cas de l'AC (Assainissement Collectif), l'infiltration dans le sous-sol peut constituer un mode d'évacuation plébiscité par certaines Agences de l'Eau, car au-delà d'assurer un complément de traitement (traitement tertiaire) et une dispersion/infiltration efficace des rejets dans le milieu naturel, c'est aussi une alternative économique plus intéressante que la mise en place d'un linéaire de réseau d'évacuation (pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres) pour rejoindre le milieu hydraulique superficiel. En effet, dans le cadre du projet ZRV (Boutin et al., 2019), il a été montré que celles-ci peuvent apporter un plus dans la qualité de l'eau restituée au milieu sous certaines conditions de conception et d'exploitation. Un parallèle avec les dispositifs d'infiltration, lorsque les EUTs sont rejetées dans le sol, peut être conduit. Dans ce contexte, il apparaît évident que la prise en compte des propriétés et de l'organisation des sols est indispensable à la compréhension et à la gestion des EUTs infiltrées dans le sol. Dans cette partie nous allons présenter le milieu étudié dans le cadre de cette thèse, à savoir le sol où s'infiltrent les EUTs.

Pour cette première partie de l'étude bibliographique, différentes questions ont été identifiées :

- qu'est-ce qu'une eau usée traitée ; En effet l'infiltration de l'eau dans le sol est abordée dans de nombreux ouvrages et articles ; existe-t-il une différence significative pouvant modifier les écoulements entre l'eau naturelle et les EUTs ; qu'est-ce qu'un sol naturel ;
- concernant l'hétérogénéité spatiale du sol, peut-on mettre en évidence son influence sur l'infiltration des effluents traités et quantifier cette influence ; Quelles propriétés hydrauliques caractérisent son influence ;
- comment modéliser et prédire les écoulements hydrodynamiques d'EUT dans les sols ?

1. Généralités sur les EUTs

La caractérisation des eaux usées domestiques par source d'émission suggère de différencier l'ensemble des lieux sources où sont produites des eaux usées à l'échelle de l'habitat. En effet, les eaux usées domestiques ont deux composantes: les eaux vannes et les eaux ménagères. En moyenne, une quantité de 150 litres d'eaux usées sort de chaque maison par jour, dont environ 25 % proviennent des eaux vannes et 75 % proviennent des eaux ménagères. La quantité et la qualité des eaux issues d'une maison sont dépendantes du nombre et du niveau de vie des habitants (Chocat, 1997).

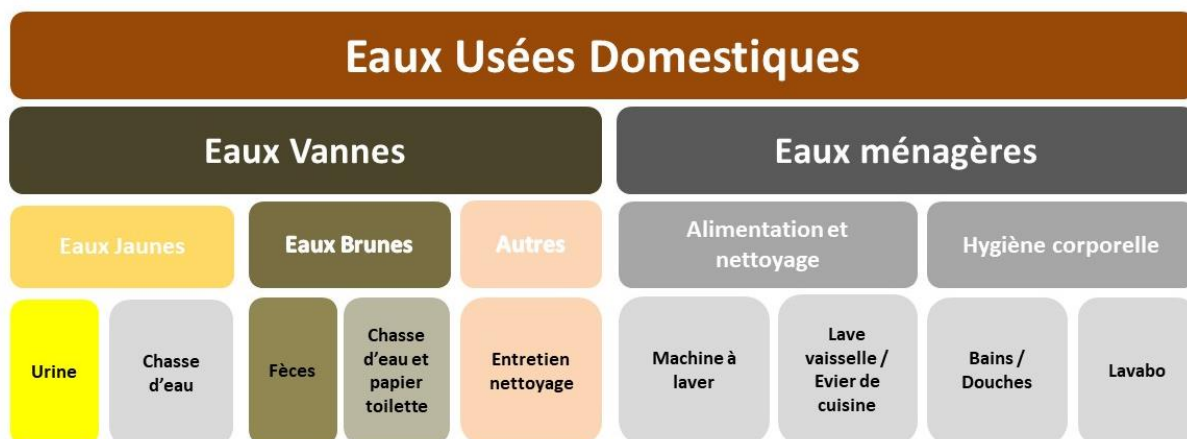


Figure 2 : Classification des eaux usées domestiques (Eme and Boutin, 2015).

Pour les **eaux vannes**, on distinguera la collecte classique d'eaux issues des toilettes, de la collecte sélective associée au développement de nouvelles toilettes. Comparées au cabinet de toilette classique, les toilettes à séparation permettent la collecte sélective d'eaux jaunes (eau de chasse et urine) et d'eaux brunes (fèces, eaux de chasse et papier toilette). Les apports considérés comme accidentels comme les eaux de ménage dans les toilettes, mégots, sont également répertoriés (Eme and Boutin, 2015).

Les **eaux ménagères** présentent des sources d'émission variées dont les caractéristiques sont liées aux équipements proprement dits et aux usages individuels: évier de cuisine, lave-vaisselle, lave-linge, lavabo de salle de bain, douche, baignoire. Ces usages sont classés en deux rubriques: les eaux ménagères liées aux activités alimentaires et de nettoyage (eaux de cuisine et lave-linge); des eaux ménagères issues de l'hygiène corporelle, effluents provenant de la salle de bain.

Suite à leur émission et leur collecte, les usées domestiques sont majoritairement dirigées vers des stations d'épuration collectives où elles sont traitées. Cette phase de traitement vise dans la plupart des cas à éliminer les polluants d'origine anthropique constitués essentiellement de carbone, d'azote et de phosphore. Pour ce faire, il existe différents types de procédés de traitement biologiques regroupés en 2 grandes familles: les cultures libres de type boues activées (souvent mises en place pour des agglomérations supérieures à 5000 habitants) et les cultures fixées sur support fin ou grossier (pour les petites et moyennes agglomérations) souvent localisées en zone rurale. Les lois et les décrets définissent les seuils de pollution des eaux, les flux de pollution après l'épuration afin de prévenir des contaminations dans les milieux naturels situés en aval. Quel que soit le procédé utilisé, les caractéristiques des EUT sont semblables (d'un point de vue qualitatif) mais avec des proportions diverses en polluants résiduels. L'arrêté du 21 juin 2015, (MEDDE, 2015), impose des niveaux de traitement minimal et oblige des mises en conformité des systèmes d'assainissement collectif en fonction de la taille de l'agglomération et de la sensibilité du milieu récepteur. Les taux de MES (Matière En Suspension), d'azote N, de phosphore totale Pt, de demande chimique en oxygène DCO, et de demande biologique en oxygène DBO₅ doivent satisfaire des concentrations imposées et précises. Les proportions diverses en polluants résiduels d'une EUT et d'une eau potable sont synthétisées dans le Tableau 1 ci-après. A noter, ce tableau regroupe des exigences minimales de traitement. Ces exigences dépendent essentiellement de la taille de l'agglomération (en termes de

charge brute de pollution organique produite par l'agglomération d'assainissement en kg/ j de DBO5), et des exigences locales qui peuvent être plus strictes au regard de la sensibilité du milieu récepteur.

Tableau 1 : Composition moyenne des EUT et une eau potable définies par l'arrêt du 25 Juillet 2015 (d'après (MEDDE, 2015))

Polluants	Charge brute de pollution organique produite par l'agglomération d'assainissement en kg/ j de DBO5	Concentration maximale à respecter pour EUT	Concentration maximale à respecter pour eau potable
DBO5	< 120	35 mg(O2)/l	<7 mg(O2)/l
	≥ 120	25 mg (O2)/l	
N	< 600	15 mg(O2)/l	3 mg(O2)/l
	≥ 600	10 mg(O2)/l	
Pt	< 600	2 mg(O2)/l	0.7 mg(O2)/l
	≥ 600	1 mg(O2)/l	
DCO	< 120	125 mg(O2)/l	30 mg(O2)/l
	≥ 120	200 mg(O2)/l	
MES	< 120	-	25 mg(O2)/l
	≥ 120	35 mg(O2)/l	

En aval d'une station d'épuration, les EUTs peuvent être soit rejetées dans le milieu naturel, soit réutilisées. Dans ces cas, un traitement tertiaire ou quaternaire est parfois nécessaire pour assurer une performance minimale de traitement attendue pour certains paramètres tel que l'azote et le phosphore, ou encore dans le but d'éliminer certains pathogènes (virus, bactéries, protozoaires ...). Cependant, l'usage de l'infiltration, est une solution à moindre coût mais dont on ignore encore de manière précise les performances.

2. Propriétés physiques du sol régissant les écoulements

Cette partie s'attachera à définir les propriétés physiques qui décrivent les bases des écoulements dans le milieu poreux, en répondant aux questions suivantes :

- Quelles sont les propriétés physiques des milieux poreux qui contrôlent les transferts d'eau ;
- Quels sont les modèles mathématiques qui permettent de décrire les écoulements ;
- Quelles méthodes de mesure de la conductivité hydraulique utiliser ?

2.1. Qu'est-ce qu'un sol ?

La notion de sol est complexe et l'on peut retrouver de nombreuses définitions dans la littérature. En effet, les sols constituent une interface issue des interactions entre les différents ensembles que sont la lithosphère, l'hydrosphère, l'atmosphère, la biosphère et enfin l'anthroposphère (Faybishenko et al., 2016). Cette particularité des sols rend difficile le choix d'une définition unique. Il en existe donc plusieurs définitions en fonction du contexte choisi.

La définition officielle des sols formulée par l'Association Française de l'Etude des Sols (AFES), en 2014, puis retenue en 2018, est la suivante: « *Le sol est un volume qui s'étend depuis la surface de*

la Terre jusqu'à une profondeur marquée par l'apparition d'une roche dure ou meuble, peu altérée, ou peu marquée par la pédogenèse. L'épaisseur du sol peut varier de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres, ou plus. Il constitue, localement, une partie de la couverture pédologique qui s'étend à l'ensemble de la surface de la Terre. Il comporte le plus souvent plusieurs horizons correspondant à une organisation des constituants organiques et/ou minéraux (la terre). Cette organisation est le résultat de la pédogenèse et de l'altération du matériau parental. Il est le lieu d'une intense activité biologique (racines, faune et micro-organismes). » (Baize and Girard, 2008). Chaque horizon possède des caractéristiques propres qui influenceront, par exemple, sur la faisabilité d'un ouvrage à laisser infiltrer des EUTs.

La diversité des conditions naturelles relatives aux matériaux géologiques, au climat, au relief, aux types de végétation, et aux activités humaines conduit à une diversité très importante de sols. Ces facteurs de la pédogenèse s'expriment à différentes échelles spatiales et temporelles, et favorisent la variation verticale et horizontale du sol. Face à cette hétérogénéité du sol, il peut être difficile de dimensionner les systèmes d'infiltration d'EUTs. En effet, la variabilité des sols va entraîner une variabilité des modalités d'écoulements en son sein. Cette variabilité est définie par les propriétés hydrodynamiques du sol qui vont contrôler et influencer ces écoulements. La variabilité du sol est illustrée dans la Figure 3 suivante, qui présente un ensemble de photos de sol.

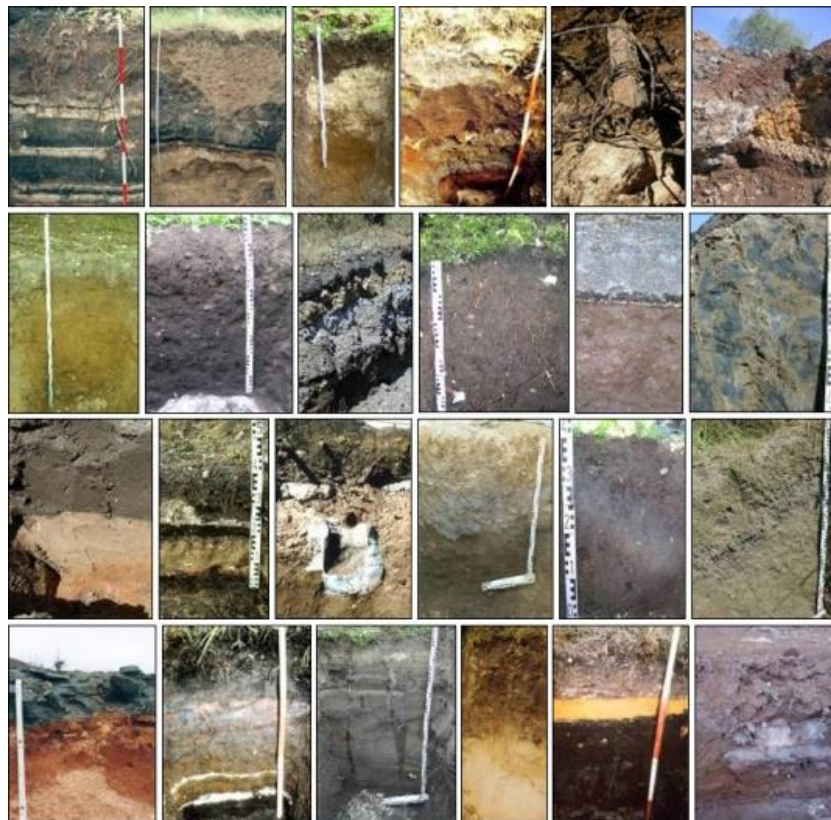


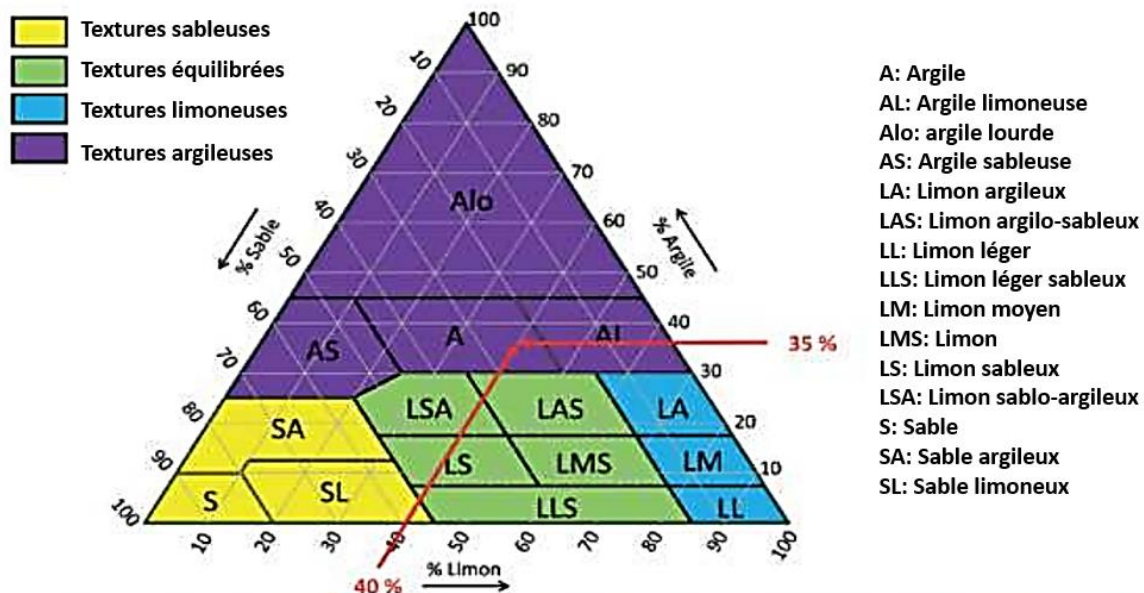
Figure 3 : Variabilité spatiale du sol (Schwartz, 2013)

2.2. Notions de texture et de structure

Toutes les propriétés des sols, en particulier leurs propriétés physiques mécaniques et hydriques, dépendent plus ou moins directement de leur composition granulométrique. Les

différentes compositions granulométriques correspondent aux propriétés différentes. Ce constat est à la base du concept de texture, est une définition globale des propriétés des matériaux composant le sol ou les horizons dont ils sont issus (R. Calvet, 2003).

Les pédologues ont été établies trois classes texturales, correspondant aux trois principales fractions granulométriques : sables, limons et argiles (Baize and Jabiol, 1995). Les sables contiennent des particules d'un diamètre compris entre 50 et 2000 μm (correspondant à la macroporosité), les limons ont un diamètre de 2 à 50 μm (mésoporosité), et les argiles possèdent un diamètre inférieur à 2 μm (microporosité) (Baize, 2004). Par conséquent, la texture repose ainsi sur l'appréciation du mélange de ces différentes particules minérales de tailles variables. Cette classification est représentée à l'aide d'un outil appelé le triangle des textures (Figure 4), dont chaque côté correspond à l'une des trois fractions. Les trois côtés de ce triangle correspondent respectivement aux pourcentages de sables, de limon et d'argile. (Gis Sol, 2011).



Jamagne M. (1967) Bases et techniques d'une cartographie des sols. Annales Agronomiques, vol. 18
Note: En rouge, la position dans le triangle d'un échantillon de sol ayant 40% de limon et 35% d'argile + limon + sable fait toujours 100%

Figure 4 : Triangle des textures d'un sol (d'après (Gis Sol, 2011))

La texture du sol est également liée à sa structure. En effet, celle-ci correspond au le mode d'arrangement des différents composants (sable, limon, argile et matières organiques) entre elles en agrégats ou non : autrement dit en agglomérats de particules dont la cohésion interne est assurée par les argiles, le fer, les matières organiques et/ou l'eau (Massenet, 2013). Ce mode d'arrangement affecte sur la porosité du sol, volume des pores, et plus précisément sur la forme, la distribution et la taille de ces pores. La structure conditionne la circulation des flux d'air, d'eau et de matières organiques dans le sol (Boutin et al., 2019). La structure de chaque horizon dépend également de sa teneur en eau qui varie ainsi en fonction des saisons et des conditions météorologiques (Baize and Jabiol, 1995), mais également suite à l'activité biologiques dans le sol (bioturbateurs) (Legros, 2012). La texture d'un sol agit donc sur sa structure à travers la porosité et la teneur en eau. Elle intervient particulièrement sur la dynamique des écoulements, et conditionne la présence du flux d'air dans le sol (Gobat et al., 2010), et permet ainsi le maintien de l'équilibre et la pérennité de la biodiversité du

sol. De plus par la granulométrie des différents minéraux, elle agit également sur la capacité de rétention en eau d'un sol : plus la granulométrie du sol est grossière, moins le sol retient l'eau. Et enfin, selon le type de sol, la texture peut évoluer en fonction de la profondeur (cf. Figure 5). A titre d'exemple, dans le cas d'un podzolosol, la teneur en argile reste globalement stable, tandis que pour un planosol, la quantité d'argile varie fortement selon les horizons (Gis Sol, 2011)). C'est pourquoi, l'analyse de l'aptitude d'un sol à l'infiltration sur une profondeur suffisante est nécessaire pour tenir compte des différentes situations.

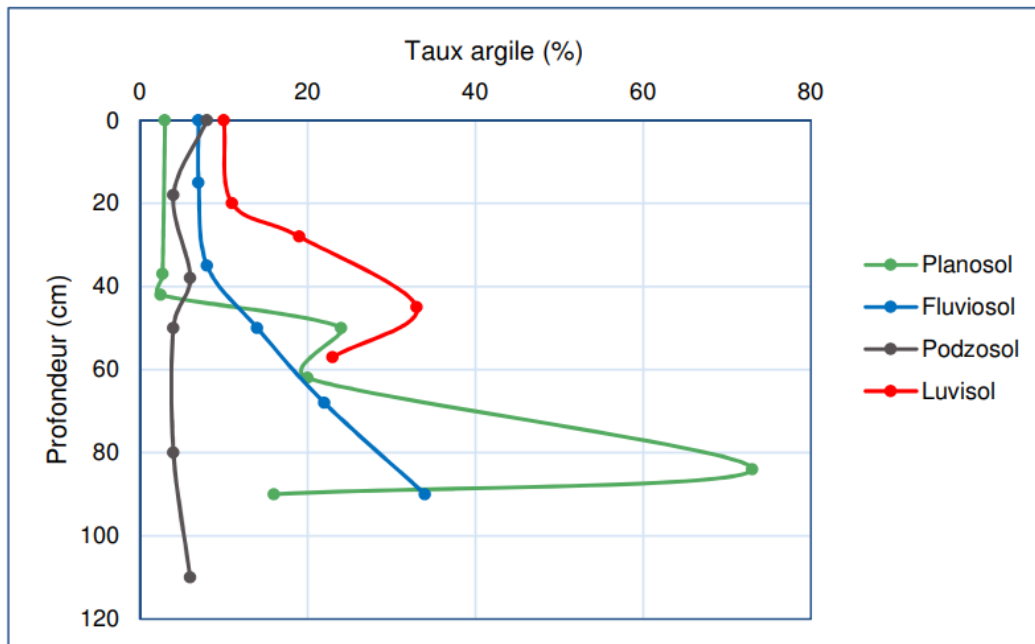


Figure 5 : Exemple d'évolution du taux d'argile en fonction de la profondeur pour quatre sols différents (Gis Sol, 2011)

Dans leur article Braudeau et al. (2004) une représentation schématique du sol est proposée et prend en compte 4 niveaux hiérarchiques : l'horizon, la pédostucture, les agrégats et les particules minérales. A chaque niveau, l'assemblage des éléments crée un réseau poreux (cf. Figure 5) (Ugarte Nano, 2015). La structure du sol peut donc se décrire à plusieurs échelles. L'influence de la structure sur les processus hydriques, tels que, l'infiltration, le transfert préférentiel, et la rétention de l'eau, dépendent donc de l'échelle considérée (Ugarte Nano, 2015). Par ailleurs, les propriétés spécifiques des éléments granulométriques, et en particulier leurs caractéristiques minéralogiques, jouent un rôle décisif dans le cadre des processus d'échanges entre la matrice solide et la phase liquide. La texture exerce de ce fait également une action indirecte sur les modalités de l'organisation de la phase solide. Or, son influence sur les qualités physiques du sol provient essentiellement des propriétés colloïdales des minéraux argileux (phénomène d'attraction ou de répulsion des ions dû aux charges négatives des particules d'argile) (Musy and Soutter, 1991).

2.3. *Les argiles et le complexe argilo-humique*

En minéralogie l'argile est une matière rocheuse naturelle à base de silicates ou d'aluminosilicates hydratés contenant de l'eau ou des hydroxydes. En géotechnique, le terme argile correspond à l'ensemble matériaux de granulométrie de taille inférieure à 2 μm . Un sol est considéré comme argileux lorsque la proportion de ces particules sera supérieure à 35% (Ugarte Nano, 2015). L'argile influe sur les propriétés physiques et chimiques du sol. En effet, le caractère hydrophile traduit par sa capacité à absorber l'eau et sa petites tailles conduit à trois autres de ses propriétés :i)sa plasticité caractérisant son aptitude à être modelée ,ii)son adhésivité traduisant sa faculté à coller, et iii) sa faculté de gonflement et de retrait correspondant à sa capacité à changer de volume selon l'humidité (Massenet, 2010). Cette faculté de gonflement est susceptible de changer la masse volumique apparente du sol, la porosité et la distribution de taille des pores (imperméabilité des argiles) (Nasri, 2014). Dans le sol, les argiles sont souvent liées à la matière organique sous la forme d'un complexe argilo-humique. La présence de complexes argilo-humiques dans le sol permet donc de favoriser les échanges ioniques. Cependant, de grandes quantités de matières organiques peuvent provoquer une imperméabilisation du sol et donc réduire l'infiltration. De même, la smectite est une argile gonflante à fort retrait, qui peut obstruer l'infiltration de l'eau, si un pourcentage élevé est présent dans le sol. Les complexes argilo-humiques influe plus ou moins sur la perméabilité des sols. Cependant, il ne s'agit pas du seul facteur ayant une influence sur cette dernière. C'est ce que nous verrons dans la partie suivante. Plus d'informations concernant la caractérisation des sols peuvent être trouvées dans la synthèse bibliographique de Leroy (2021).

3. Rappel sur les propriétés physiques des milieux poreux saturés et non saturés

3.1. La Porosité

A l'échelle microscopique, le sol est considéré comme étant un milieu poreux. Il est constitué d'une phase solide et d'une phase de vide appelée « pores » dans laquelle circule un fluide. La porosité, notée ici ϕ , constitue une mesure du volume relatif de vide dans le matériau. Elle est définie comme le rapport entre le volume des pores V_{pores} et le volume total V_{total} .

La porosité représente la quantité de vides disponibles au sein d'un matériau. Il existe trois types de porosités :

- la porosité totale Φ_t ;
- la porosité ouverte ou inter-particulaire Φ_o ;
- la porosité efficace ou de drainage Φ_e

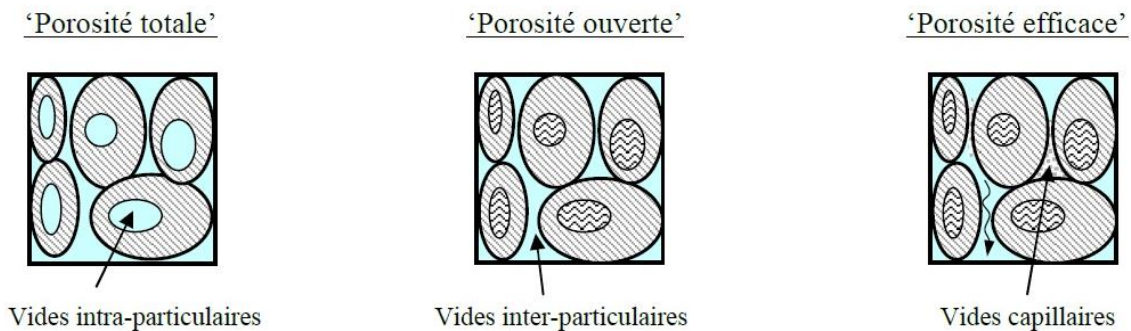


Figure 6 : Représentation des trois types de porosité (Olivier, 2003).

Avec:

$$\Phi_t = \frac{V_v}{V_t} \quad \text{Équation 1}$$

$$\Phi_o = \frac{V_t - V_s}{V_t} \quad \text{Équation 2}$$

Où V_v est le volume des vides, V_t le volume total et V_s le volume de sols solides (en m^3). La porosité efficace Φ_e (sans unité) peut être calculée suite à des tests de percolation (Beaven and Powrie, 1995).

3.2. Teneur en eau massique et volumique

3.2.1. Teneur en eau massique

La teneur en eau massique ω d'un sol est définie comme le rapport de la masse d'eau présente entre les éléments solides de sol par rapport à la masse sèche de sol après le passage de l'échantillon à l'étuve. Elle est définie par la formule suivante :

$$\omega = \frac{m_s - m_d}{m_s} \quad \text{Équation 3}$$

avec m_s et m_d correspondant respectivement à la masse du sol solide, et la masse sèche du sol. C'est un paramètre clef de la modélisation de l'infiltration.

3.2.2. Teneur en eau volumique

La teneur en eau volumique θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) correspond au volume relatif de la phase liquide, soit au rapport entre le volume occupé par l'eau (V_w) et le volume total de sol (V_t). Elle est définie par la formule suivante:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad \text{Équation 4}$$

La teneur en eau volumique et la teneur en eau massique sont reliées par l'expression suivante :

$$w = \theta \frac{\rho_w}{\rho_{app}} \quad \text{Équation 5}$$

Avec ρ_w : la densité de l'eau et ρ_{app} : la densité apparente du sol (exprimées en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Cette dernière est exprimée par la relation suivante

$$\rho_{app} = \frac{m_s}{V_t} \quad \text{Équation 6}$$

3.2.3. Mesures

La nécessité de déterminer la quantité d'eau contenue dans le sol se pose fréquemment dans plusieurs domaines (agronomie, écologie et hydrologie) et dans le cas de l'infiltration des EUTs. Il existe des méthodes directes et indirectes pour mesurer l'humidité du sol. Dans cette thèse, nous avons choisi volontairement de ne pas rentrer dans les détails de cette mesure, car il existe une large littérature présentant cette description. Cependant, nous utiliserons quand cela sera nécessaire deux types de méthodes de mesure de la teneur en eau:

- Au laboratoire nous utiliserons la méthode de mesure directe de la teneur eau. La méthode standard pour mesurer l'humidité du sol est la méthode thermogravimétrique, qui consiste à prélever de manière très minutieuse, un échantillon non remanié dans un cylindre dont le volume et le poids sont connus. Il faut ensuite maintenir l'échantillon dans une étuve à 105 °C pendant 48 heures et déterminer le poids qu'il a perdu. Ceci donne la teneur volumique en eau du système. C'est la méthode la plus précise de mesure de l'humidité du sol, elle est indispensable pour calibrer les autres méthodes de mesures (Walker et al., 2004). Elle présente de nombreux inconvénients, longue à mettre en place, elle n'intègre pas de grandes surfaces et de plus, elle est très destructrice pour le sol, surtout si l'on envisage de réaliser un profil d'humidité sur plusieurs centimètres de sol. C'est cette méthode que nous appliquons sur les échantillons éventuels que nous prélevons sur le terrain.
- Sur le terrain, ce sont des sondes qui fonctionnent en réflectométrie dans le domaine temporel ou sondes TDR (Time Domain Reflectometry). Elles mesurent l'humidité volumique θ du sol en place. Utilisée à l'origine pour tester des câbles de circuits électriques, la méthode TDR s'est développée rapidement à partir des années 80. Elle est d'un emploi relativement simple et permet une mesure de l'humidité volumique avec une incertitude inférieure à $\pm 2\%$ (Whalley, 1993) et avec une très bonne

résolution spatiale et temporelle. Le principe de la méthode repose sur la relation existante entre la constante diélectrique relative des sols et la teneur en eau volumique. La constante diélectrique relative mesurée du sol est fonction de ses constituants. La permittivité de l'air est égale à 1, celle des particules minérales varie de 3 à 5 et pour de l'eau, elle avoisine 80. Celle de l'eau dominant largement, c'est la teneur relative en eau qui impose la permittivité globale, ou effective, du sol. Un étalonnage permet de relier celle-ci à la teneur en eau volumique du sol. La technique consiste à envoyer une impulsion électromagnétique dans un guide d'ondes généralement formé de deux électrodes (parfois trois) métalliques de longueur connue (l) et à analyser le temps de transit (t), soit à partir du signal de retour de l'impulsion, soit en mesurant le temps de transit pour différentes tensions. La vitesse de propagation du signal permet de mesurer la constante diélectrique du sol qui est fonction de la teneur en eau du sol. Plusieurs paires de guides d'ondes peuvent être insérées dans le sol pour avoir une valeur à diverses profondeurs. Lesdits guides d'ondes peuvent rester en place plusieurs mois. Les mesures peuvent être prises par multiplexage, à des pas de temps réguliers, et automatisés.

Ce n'est bien entendu pas la mesure de la teneur en eau qui nous intéresse. Cependant, la conductivité hydraulique ainsi que la résistivité électrique étant influencées par la teneur en eau, il est important de comprendre ce paramètre.

3.3. Conductivité hydraulique

3.3.1. Définition

Comme il n'est généralement pas possible de déterminer la distribution de la taille et de l'interconnectivité des pores dans le sol, une approche macroscopique est utilisée pour décrire l'écoulement dans le sol. Cette approche a été proposée par Henri Darcy, un ingénieur travaillant sur des filtres à sable utilisés pour épurer l'eau dans la ville de Dijon, France. Il avait choisi cet endroit pour y construire un immense réservoir d'eau potable relié par aqueduc à la source du Rosoir. Il a permis à la ville de Dijon de disposer dès 1844 d'un système d'adduction d'eau, chose très rare à l'époque. Dans son ouvrage publié en 1856 et intitulé "les fontaines publiques de la ville de Dijon", Darcy décrit le système d'adduction d'eau mis en place (Zerner, 2011). Dans la note D, il décrit aussi un dispositif expérimental et établit une loi qui quantifie le débit de l'eau dans du sable, ou plus généralement d'un fluide dans un milieu poreux. Plus il y a de différence de pression ou plus il y a de hauteur, plus l'eau s'écoule vite d'un endroit à un autre, de façon proportionnelle à cette différence. On retrouve mathématiquement la loi de Darcy à partir des équations de Navier-Stokes de la mécanique des fluides. En effet, pour des écoulements lents comme celui de l'eau dans le sable, on peut appliquer une méthode d'homogénéisation pour simplifier les équations. En effet, par l'expérimentation, il a constaté que le débit volumétrique par unité de surface de la coupe (A) à travers un filtre de sable d'une épaisseur donnée (L) est proportionnel au gradient de pression totale sur le sable $\frac{\Delta H}{L}$ où L est la longueur de la colonne de sol et ΔH est la charge d'eau (Zerner, 2011):

$$\frac{Q}{A} = K \frac{\Delta H}{L} \quad \text{Équation 7}$$

Il a appelé la constante de proportionnalité, conductivité hydraulique à saturation K qui dépend de la texture et de la structure du sol. Ce coefficient varie dans des proportions considérables en passant d'un sol fin à un sol grossier, comme le montre le Tableau 2 ci-après. La variation de K permet d'établir un classement des sols en fonction de leur capacité à infiltrer l'eau et d'identifier ainsi le type du sol.

Tableau 2 : Valeurs typiques de la conductivité hydraulique K_s (m/s) (Schaap et al., 2001)

Type de sol	Conductivité hydraulique à saturation K_s (m/s)
Sables	$10^{-3} - 10^{-5}$
Sables limoneux	$10^{-5} - 10^{-6}$
Limons	$10^{-6} - 10^{-7}$
Argile	$10^{-7} - 10^{-9}$

K est une propriété liée aux caractéristiques du milieu poreux (la taille, nombre de pores conducteurs du milieu poreux, et la forme). Cependant, elle présente une variabilité temporelle significative due aux variations des propriétés physiques du sol sous l'effet des précipitations, des variations de température et des actions mécaniques. Cette variabilité temporelle qui s'ajoute à la variabilité spatiale rend la description et la maîtrise du fonctionnement hydrologique du sol (R Calvet, 2003). La mesure in-situ des variations temporelles de K est très complexe à réaliser à l'échelle d'un essai. Pour pallier cette difficulté, on mesure généralement la conductivité hydraulique à saturation (K_s , lorsque le sol est totalement saturé en eau) (Phalempin, M., Vanclouster and Gerin, 2018).

3.3.2. Mesures

Il existe de nombreuses méthodes de mesure de la conductivité hydraulique dans les sols adaptées aux différentes situations, textures, gammes de mesure (Chossat, 2005; Dhouib et al., 1998; REYNOLDS and ELRICK, 1985). Les mesures peuvent être réalisées soit en laboratoire sur les échantillons prélevés sur le terrain, soit *in situ* directement sur le sol en place. Les mesures faites en laboratoire consistent à effectuer un carottage et à le ramener dans l'enceinte du laboratoire afin de réaliser des tests de conductivité hydraulique dessus. Cette technique permet de réaliser des mesures précises dans des conditions de température, de pression, bien contrôlées. Cependant, les mesures en laboratoire, si elles présentent de nombreux avantages, ne sont pas toujours représentatives de la réalité. En effet, d'une part les conditions de mesure dans l'environnement sont difficilement reproductibles en laboratoire, d'autre part le prélèvement peut avoir un impact sur la structure de l'échantillon. De ce fait, les mesures *in situ* restent très largement utilisées, parfois en complément des mesures de laboratoire, mais aussi pour une question de coût et de rapidité.

Plusieurs techniques de mesure de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) *in situ* existent. Le tableau ci-dessous synthétise les principales techniques avec leurs caractéristiques et limites. Pour plus de détails sur ces techniques, se reporter au livre de (Chossat, 2005).

Tableau 3 : Synthèse des principales caractéristiques de mesures de conductivité hydraulique (d'après (Forquet and Bisone, 2018))

Type d'essai	Profondeur d'investigation	Ks		Charge		Gamme d'utilisation
		A l'eau		Constate	Variable	
		Sur la nappe	Sous la nappe			
Méthode du double anneau ouvert	0.15 cm	X		X		10^{-2} à 10^{-6} cm.s ⁻¹
Méthode du double anneau fermé	0.15 cm	X			X	10^{-7} à 10^{-10} cm.s ⁻¹
Méthode du perméamètre de Guelph	0.15 à 0.75 cm	X		X		10^{-2} à 10^{-6} cm.s ⁻¹
Méthode du perméamètre de Porchet	0.3 à 2 cm	X		X	X	10^{-3} à 10^{-8} cm.s ⁻¹
Essai Lefranc	Grand profondeur		X			10^{-3} à 10^{-5} cm.s ⁻¹

D'après le tableau, la méthode du perméamètre à charge constante est la procédure la plus polyvalente pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation (t) d'une zone non saturée proche de la surface à quelques mètres de profondeur (2 m dans notre cas). Cette technique est basée sur l'application directe de la loi de Darcy et du débit d'eau à l'état d'équilibre (Q) sous la charge constante (H) au fond d'un trou cylindrique de rayon (r). Dans la procédure originelle, cette méthode prenait plusieurs heures et nécessitait une quantité considérable d'équipement et une grande quantité d'eau. Cependant, en raison de la mise au point d'équipements nouveaux (par exemple, Infiltromètre à charge constante (Aardvark), le débit à l'état d'équilibre d'un trou cylindrique de petit diamètre sous une profondeur constante d'eau peut maintenant être atteint avec quelques litres d'eau dans les deux à trois heures (Theron et al., 2010). Durant l'essai, le réservoir d'eau est posé sur une balance. Pendant que l'eau se déverse dans le forage, on enregistre automatiquement à intervalles de temps constants la mesure du poids du réservoir. L'essai s'arrête quand la variation de poids entre deux mesures reste identique. Un régime permanent est alors atteint. (Theron et al., 2010).

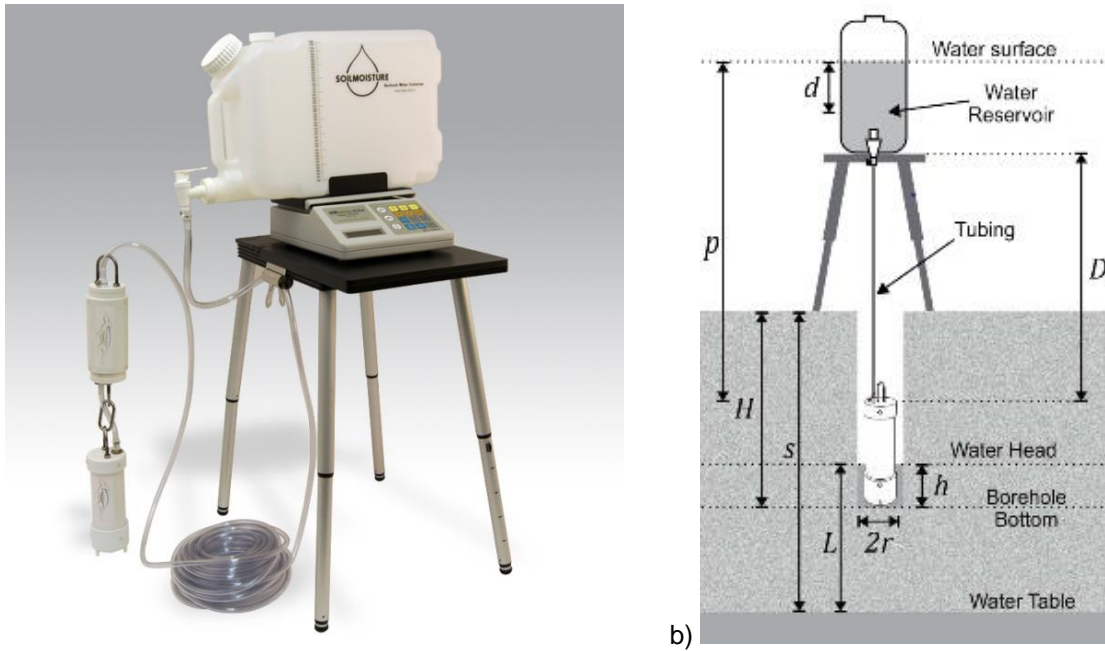


Figure 7 : a) Photographie du dispositif utilisé ; b) Schéma du perméamètre Aardvark à charge constante.

Dans notre étude, la conductivité hydraulique à saturation du sol est obtenue, sur nos terrains d'études, grâce à l'utilisation d'un perméamètre Aardvark commercialisé par Soil Moisture (US) (cf. Figure 7). Le principe de cet appareil est simple, il consiste en l'estimation de la conductivité hydraulique du sol en imposant une charge hydraulique constante et en mesurant la quantité d'eau ajoutée, mesurée à des intervalles de temps égaux. Pour cela, le forage du carottage est agrandi au diamètre du module qui injecte l'eau. Celui-ci, relié au réservoir d'eau est inséré au fond du forage. Il fournit une pression hydraulique constante: h . Durant l'essai, le réservoir d'eau est posé sur une balance. A intervalles de temps constants, la mesure du poids du réservoir est reportée. L'essai s'arrête quand la variation de poids entre deux mesures reste identique. Un régime permanent est alors atteint. Cette méthode a été sélectionnée parmi les nombreuses méthodes existantes (Chossat, 2005) car elle s'approche le plus des conditions d'opération des systèmes d'infiltration d'eau usée. Le calcul de la conductivité hydraulique à saturation se fait comme suit :

Quand $\frac{L}{h} > 3$:	$K_s = \frac{Q}{2 * \pi * h^2} \left\{ \ln \left[\frac{h}{r} + \sqrt{\left(\frac{h}{r}\right)^2 + 1} \right] - \frac{\sqrt{\left(\frac{h}{r}\right)^2 + 1}}{\frac{h}{r}} + \frac{1}{\frac{h}{r}} \right\}$	Équation 8
Quand $1 < \frac{L}{h} < 3$	$K_s = \frac{Q}{2 * \pi * h^2} \left[\frac{\ln(h/r)}{\frac{1}{6} + \frac{1}{3} * \left(\frac{L}{h}\right)} \right]$	
Quand $\frac{L}{h} < 1$:	$K_s = \frac{Q}{2 * \pi * h^2} \left[\frac{\ln(h/r)}{\frac{L}{h} + \frac{1}{2} * \left(\frac{L}{h}\right)^2} \right]$	

Le débit du réservoir au régime permanent est $Q = \frac{\text{volume d'eau injecté entre deux mesures}}{\text{temps entre ces deux mesures}}$ en $\text{ml} \cdot \text{s}^{-1}$. Le calcul se base sur la procédure USBR 7300-89 (Colorado, 1990):

Avec : K_s Conductivité hydraulique à saturation ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$), h charge hydraulique constante dans le puits (cm), r rayon du puits (cm). L distance entre la nappe et le haut de la surface d'eau du puits cm.

Notons que, la réalisation de ces tests d'infiltration pourra parfois s'avérer encore très consommatrice de temps, ce qui limite la réalisation de plusieurs essais. C'est pour cette raison qu'il est nécessaire de fusionner ces données ponctuelles, avec les données géophysiques pour obtenir des informations distribuées.

4. Écoulements dans les milieux poreux non saturés

Maintenant que nous avons identifié les paramètres clés du transfert d'eau dans le sol, nous allons aller plus loin dans notre compréhension des écoulements. Généralement, il est admis d'utiliser les équations de Richards pour simuler les écoulements des EUT dans le sol car leurs propriétés physiques sont proches des eaux naturelles, en termes de viscosité et de densité (Roy et *al.*, 2021). Dans cette thèse, il est envisagé d'utiliser le modèle hydrodynamique (MH) de Richards (L. A. Richards, 1931) couplé au modèle de Mualem-Van Genuchten (van Genuchten, 1980) pour simuler les écoulements dans le sol, que nous allons présenter dans cette partie. A ce stade de la thèse, l'objectif est de mettre en avant les informations nécessaires à la modélisation des écoulements en vue de futurs dimensionnements hydrauliques des surfaces d'infiltration. En effet, la modélisation numérique de l'écoulement des EUTs dans la surface d'infiltration pourrait avoir comme objectif de mieux estimer les volumes théoriques à infiltrer sur une année, sur une parcelle déterminée.

Nous avons fait ce choix car le MH de Richards est le modèle le plus couramment utilisé dans la littérature (Simunek et *al.*, 1999) et c'est donc celui pour lequel nous aurons le plus de renseignements concernant l'estimation des paramètres nécessaires à la simulation. Nous présentons dans cette partie le MH mathématique de Richards et les équations correspondantes.

4.1. Les propriétés de rétention

Les propriétés de rétention du milieu poreux sont liées à la nature des éléments (composition, granulométrie) et à l'état de compression du milieu. Elles déterminent la quantité d'eau que le sol peut retenir après drainage gravitaire (état communément appelé « capacité au champ »). Ces propriétés sont importantes pour décrire les écoulements de l'eau en milieux poreux non saturés, car elles font le lien entre la quantité d'eau dans le milieu poreux et la pression de l'eau. Les phénomènes de rétention dans un milieu poreux sont liés aux phénomènes de tension superficielle qui coexistent entre le solide, le liquide et l'air. Ils sont liés à la structure du milieu poreux et plus précisément à la distribution des tailles de pores. La courbe caractéristique des phénomènes de rétention d'un milieu poreux s'appelle la courbe de rétention et correspond à la résultante de l'ensemble des effets capillaires. Cette courbe met en relation le potentiel matriciel h (m) ou la succion capillaire ϕ (kPa) du milieu poreux et la teneur en eau volumique θ correspondante. Elle permet ainsi de décrire une distribution de l'eau dans les pores (Audebert, 2015).

Dans un milieu poreux saturé, le potentiel matriciel h [L] s'exprime de la manière suivante :

$$h = -\frac{P_{\text{air}} - P_{\text{eau}}}{\rho_w g} = \frac{P_{\text{eau}}}{\rho_w g}$$

Équation 9

Où P_{eau} est la pression de l'eau dans le sol (en Pa), P_{air} celle de la phase gazeuse (supposée égale à la pression atmosphérique d'après l'hypothèse de la loi de Richards), ρ_w la masse volumique de l'eau (exprimée en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) et g l'accélération de la pesanteur (exprimée en $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$).

Dans un milieu poreux partiellement saturé en eau, la pression de l'eau est différente de celle de la phase gazeuse, en raison des phénomènes de mouillage de l'eau sur la surface du solide, mais en dépression (tension) : c'est le phénomène de « suction capillaire » noté ici Ψ . On a donc $\Psi > 0$ lorsque $h < 0$ et $\Psi = 0$ lorsque $h \geq 0$. Dans un milieu poreux non saturé ($h < 0$), le potentiel hydrique peut donc s'écrire sous la forme :

$$h = -\frac{\Psi}{\rho_w g}$$

Équation 10

La Figure 8 montre un exemple de courbe de rétention pour deux échantillons de sols différents. Le cas 1 correspond à un échantillon granulaire peu capillaire présentant une faible frange capillaire. Au contraire, le cas 2 présente un échantillon argileux très capillaire, avec une large frange capillaire. Suivant le sens de parcours de la courbe, imbibition ou bien drainage, les courbes de rétention peuvent ne pas être superposées. Il s'agit du phénomène d'hystérésis, mis en évidence par la courbe de rétention présentée pour le cas 2 (Figure 8).

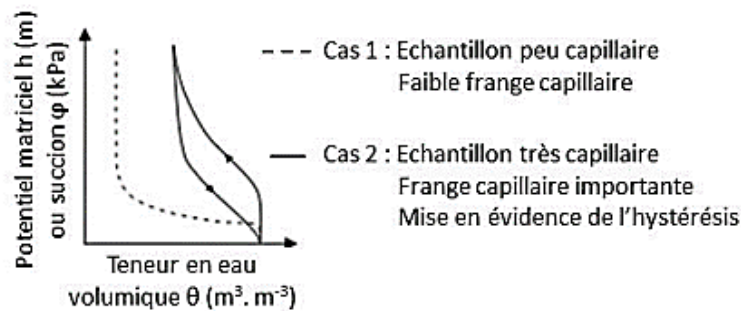


Figure 8: Forme générale de la courbe de rétention pour un échantillon peu capillaire (cas 1) et un échantillon très capillaire (cas 2) avec mise en évidence du phénomène d'hystérésis (Stoltz, 2009)

La définition du potentiel hydrique, nous permet de définir la notion de charge hydraulique H (en m) de la manière suivante :

$$H = h + z$$

Équation 11

Avec l'axe des z orienté positivement vers le haut. Dans la zone non saturée (aussi appelée « zone vadose »), le potentiel hydrique h donné par l'équation est toujours négatif.

4.2. Modélisation Hydrodynamique

La modélisation hydrodynamique est une étape importante dans ce travail. En effet, elle permet de réaliser des modèles synthétiques, en particulier pour évaluer la méthodologie que nous allons développer, mais également pour le dimensionnement des surface d'infiltration, présenté à la fin du manuscrit. La modélisation numérique du modèle hydrodynamique regroupe : (i) la représentation conceptuelle du sol étudié ; (ii) le modèle mathématique et les équations de transfert correspondantes permettant de décrire les écoulements des EUTs dans le sol. Différentes approches continues peuvent être utilisées pour simuler une infiltration dans un milieu poreux. Cependant, il n'existe pas de méthode systématique pour choisir la représentation conceptuelle la plus appropriée au sol étudié. Ce choix dépend essentiellement du domaine d'application, d'informations a priori sur le milieu et de l'expérience du modélisateur. Dans le cadre de cette thèse, le milieu est représenté selon une approche conceptuelle basée sur la résolution de l'équation de Richards.

4.2.1. Volume Élémentaire Représentatif (VER)

La première étape de simulation du transfert de l'eau dans le sol consiste à définir l'échelle à laquelle on va travailler (Vauclin, 1990). Dans cette étude, il s'agit de l'échelle décimétrique. En effet, à cette échelle, les phénomènes de transfert peuvent être décrits par des équations dont les variables et les paramètres sont représentatifs des grandeurs moyennes au sein du continuum du milieu poreux à la même échelle. Autrement le volume élémentaire consiste à affecter à un point de l'espace, la valeur moyenne des propriétés d'un volume de milieu poreux (le VER).

4.2.2. Loi de Darcy

La conductivité hydraulique à saturation K d'un milieu poreux caractérise son aptitude à laisser passer l'eau sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique H . Sa définition en milieu saturé résulte de la loi de Darcy (Darcy, 1856) qui exprime la proportionnalité entre le débit et la différence de charge hydraulique appliquée. Cette relation a été généralisée au cas non-saturé et la loi de Darcy s'écrit alors :

$$\mathbf{q} = -K(\theta) \cdot \mathbf{grad}(H) \quad \text{Équation 12}$$

Où \mathbf{q} est la « vitesse » de Darcy ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (débit volumique par unité de surface), $K(\theta)$ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) une fonction qui traduit la forte dépendance de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau et H le gradient de charge hydraulique.

4.2.3. Équation de Richards pour les écoulements variablement saturés

Pour modéliser le transfert d'eau en milieu non-saturé, il suffit de combiner la loi de Darcy avec l'équation de conservation de la masse. On obtient alors, l'équation connue sous le nom d'équation de Richards (L A Richards, 1931) qui s'écrit :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = -\text{div } \mathbf{q} \quad \text{Équation 13}$$

Cette équation fortement non linéaire nécessite des moyens numériques de calculs adaptés et importants pour sa résolution en 2D et en 3D. Dans le cadre de cette thèse, la méthode numérique que nous envisageons d'utiliser pour résoudre l'équation de Richards est la méthode des éléments finis. De plus, la variabilité spatiale des propriétés est particulièrement importante à prendre en compte dans la simulation, car elle peut significativement modifier le cheminement de l'eau. C'est pourquoi, la connaissance de la distribution de la conductivité hydraulique à l'échelle du site permettra de définir la présence ou non d'écoulements préférentiels.

4.2.4. Modèle de Mualem-Van Genuchten

Le transfert de l'eau dans un milieu poreux est contrôlé par deux relations caractéristiques dépendantes des propriétés intrinsèques du milieu (Daniel, 1998):

1. la « courbe de rétention » $\Psi(\theta)$ exprimant la relation entre la succion et la teneur en eau et qui est une mesure de la capacité du sol à retenir l'eau
2. la fonction $K(\theta)$ qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau quand un gradient de charge ou de teneur en eau existe au sein du milieu

Plusieurs auteurs ont proposé des expressions mathématiques des courbes de rétention en eau $\Psi(\theta)$. Le modèle de Mualem-Van Genuchten utilise les expressions suivantes (Van Genuchten, 1980):

$$\theta(\Psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + \alpha|\Psi|^n)^{-m} \quad \text{Équation 14}$$

$$K(\theta) = K_s \cdot Se^\lambda \left[1 - \left(1 - Se^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad \text{Équation 15}$$

Avec S_e la saturation effective:

$$Se = \frac{\theta(\Psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + \alpha|\Psi|^n]^{-m} \quad \text{Équation 16}$$

Avec θ_r la teneur en eau résiduelle (sans unité), θ_s la teneur en eau à saturation (sans unité), α , n et m les paramètres de Van Genuchten (sans unité), λ le facteur de connectivité des pores (sans unité) et K_s la conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot s^{-1}$). Dans ces travaux de thèse, le modèle de Van Genuchten sera utilisé en routine dans le but de simuler les données géophysiques et géotechniques.

A NOTER:

Les trois termes : vitesse d'infiltration, perméabilité et conductivité hydraulique sont parfois indifféremment employés alors qu'ils correspondent à des variables distinctes. Pour éclaircir leur signification, nous nous appuyons sur l'ouvrage de J.-C. Chossat (2005).

La vitesse d'infiltration, appelée également taux ou régime d'infiltration, désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol, et est généralement exprimée en mm/h. Elle dépend du régime d'alimentation et des propriétés du sol et ne doit pas être confondue avec la capacité d'infiltration qui représente le flux d'eau maximal que le sol est susceptible d'absorber. Enfin, le terme de percolation est parfois employé et est particulièrement adéquat dans le cas de l'infiltration des eaux usées traitées. Il désigne l'écoulement vertical de l'eau vers la nappe sous l'action de la gravité.

L'usage du terme perméabilité pour désigner le coefficient de proportionnalité K dans la loi de Darcy $v = -K\nabla\phi$, avec v la vitesse moyenne et ϕ la charge hydraulique tend à disparaître en faveur du terme conductivité hydraulique. Elle s'exprime en cm/s ou en m/s. Ce changement de sémantique vise à éviter la confusion avec la perméabilité intrinsèque k , ($k = \frac{Kv}{g}$) avec g l'accélération de la pesanteur et ν viscosité cinématique de l'eau et qui a la dimension d'une surface (cm² ou m²).

4.2.5. Hypothèses du modèle

Les trois principales hypothèses de la représentation d'un milieu poreux sont les suivantes (d'après(Audebert, 2015)) :

- Les phénomènes capillaires sont supposés plus rapides que les phénomènes d'écoulement. Le milieu est alors en équilibre capillaire à tout moment. L'équilibre capillaire correspond à l'équilibre entre la pression de la phase liquide et la pression de la phase gazeuse dans les pores. La relation entre la succion capillaire et la teneur en eau volumique (courbe de rétention) s'applique en tout point et à tout instant ;
- Les flux sont décrits par une loi de Darcy généralisée. Plus la teneur en eau est faible, plus les pores disponibles pour l'écoulement sont de faibles dimensions et par conséquent, plus la conductivité hydraulique est faible ;
- La teneur en eau du milieu n'est pas constante pendant toute la durée de l'écoulement. Son évolution au cours du temps est la résultante du bilan des flux.

Ainsi, la représentation conceptuelle du milieu poreux et la résolution de l'équation de Richards vont permettre de simuler les écoulements des EUTs dans le milieu poreux, en particulier dans le sol des surfaces d'infiltration, qui de façon générale répondent à ces hypothèses.

4.2.6. Outil de modélisation

Afin de modéliser l'écoulement des EUTs dans une surface d'infiltration, nous avons choisi d'utiliser le logiciel COMSOL Multiphysics permettant de simuler des écoulements de l'eau dans un milieu poreux. COMSOL Multiphysics est un logiciel commercial d'analyse en éléments finis qui permet de simuler un grand nombre d'applications en physique et en ingénierie, notamment de simuler des écoulements de l'eau dans un milieu poreux. Ce logiciel est utilisable sous plusieurs types de système

d'exploitation, tels que Windows, Mac et Linux. COMSOL Multiphysics possède une interface de plusieurs composants, dont la génération de la géométrie, le choix des matériaux, les modèles physiques, le maillage, le solveur et le post-traitement. De plus, il est également équipé d'une interface avec MATLAB permettant de nombreuses fonctionnalités de programmation, de pré-traitement et de post-traitement. De nombreux tutoriels sur chaque modèle physique de Comsol sont disponibles sur le site internet de COMSOL (<https://www.comsol.fr>).

L'écoulement de l'eau dans un milieu poreux est représenté mathématiquement sous la forme d'équation de Richard aux dérivées partielles. Dans le logiciel Comsol Multiphysics, ces équations sont effectivement résolues par la méthode des éléments finis. Cette méthode de calcul représente une technique numérique qui divise le domaine de calcul en un maillage d'éléments discrets, dans le but de trouver des solutions approximatives aux problèmes relatifs aux valeurs limites des équations différentielles. Elle emploie diverses méthodes afin de minimiser les erreurs relatives et de produire des solutions plus stables.

Pour la simulation d'une infiltration, les données d'entrée à fournir sont la géométrie du domaine, les conditions initiales et limites ainsi que la durée de la simulation et les unités de longueur et de temps choisies.

5. Conclusion

Cette première synthèse bibliographique a mis en avant les caractéristiques physiques et hydrodynamiques de sols. Sans rentrer dans les détails de la modélisation hydrodynamique, il apparaît légitime d'utiliser la modélisation du milieu poreux avec l'équation de Darcy généralisée. En effet, nous allons limiter nos travaux aux sols naturels. Nous excluons pour le moment les milieux fracturés ou complètement anthropiques. Ici, nous avons utilisé le modèle de Darcy généralisé déjà intégré dans COMSOL, couplé à MATLAB pour définir des routines de simulation avec le modèle. La modélisation hydrodynamique nous servira d'une part à la génération de modèles synthétiques de simulation hydrodynamique et d'autre part au dimensionnement des surfaces d'infiltration comme nous le verrons à la fin de ce manuscrit.

III. Méthodes géophysiques de proche surface

1. Prospection géophysique de proche surface

La prospection géophysique de proche surface est définie comme une « Méthode de prospection fondée sur la mesure de grandeurs physiques susceptibles de permettre la distinction des roches de composition chimique et minéralogique différente (conductibilité électrique ou sismique, susceptibilité magnétique, densité, etc.) ». Elle a pour but de mettre en évidence des variations spatiales et/ou temporelles de propriété physiques dans le sous-sol. Une des applications de la prospection géophysique est d'en déduire les structures présentes dans le sous-sol.

Cette thèse s'intéresse à la caractérisation des propriétés géophysiques des sols comme la résistivité électrique et la conductivité électrique. Dans notre cas aucune méthode géophysique ne permet d'estimer directement la conductivité hydraulique à saturation, le paramètre clé dans le dimensionnement des surfaces d'infiltration. Sa caractérisation est dite indirecte, c'est-à-dire que la quantité mesurée (ex. résistivité électrique) n'est qu'un indicateur de la propriété physique recherchée (conductivité hydraulique). L'interprétation des données géophysiques indirectes demande une étape supplémentaire pour remonter au paramètre d'intérêt qu'est la conductivité hydraulique à saturation.

2. Présentation des méthodes géophysiques retenues

Avant le démarrage de la thèse, il avait été choisi de retenir deux méthodes géophysiques de très proche surface pour la caractérisation des sols en lien avec la caractérisation des deux premiers mètres du sol pour les surfaces d'infiltration. Les deux méthodes sont la tomographie de résistivité électrique (TRE) et la méthode électromagnétique de mesure de la conductivité électrique (basse fréquence) que nous nommerons méthode EM par la suite pour méthode électromagnétique. Ces deux méthodes présentent l'avantage de couvrir une large gamme de valeurs en réponse aux différents matériaux naturels que nous pourrions étudier dans les aires d'infiltration (Chapellier, 2000).

Une première étude, réalisée dans le cadre du projet ZRV (ONEMA, Zone de rejets végétalisée, 2013-2019, (Boutin et al., 2019)) a mis en lumière l'intérêt de combiner ces deux méthodes pour l'étude des aires d'infiltration. Les résultats de l'article pour la caractérisation de la zone d'infiltration des eaux usées traitées proposent une démarche méthodologique basée sur i) une prospection détaillée de la surface par EM, ii) (Bisone et al., 2017a; Forquet and Bisone, 2018) par l'ERT. Les deux méthodes s'avèrent très sensibles à la détection d'hétérogénéités liées à des variations de la résistivité électrique en lien avec le paramètre d'intérêt, la conductivité hydraulique à saturation (Kaleris and Ziogas, 2015; Lu et al., 2019, 2021; Niu et al., 2015; Paper, 2004; Vogelgesang et al., 2020).

Elles présentent des sensibilités physiques intéressantes aux différents types de sol (limon, sable, argile), matériaux que nous devrions rencontrer sur nos sites. Les travaux de cette thèse seront limités à des sols anthropiques ou naturels non consolidés et nous laissons de côté les milieux fracturés. D'une part, les milieux fracturés sont plus complexes et d'autre part, ils ne sont pas avantageux pour l'infiltration et le traitement complémentaire des EUTs, qui nécessitent des temps de transferts lents à la surface du sol (Roy et al., 2021).

Cependant de nombreuses études ont montré qu'il n'est pas possible de relier directement les propriétés hydrauliques aux propriétés géophysiques du sol, car les relations proposées sont dépendantes du site d'étude. Malgré l'existence limitée de relations physiques liant les propriétés hydrauliques du sol aux paramètres physiques électriques (résistivité électrique, ...) (Doussan and Ruy, 2009; Topp et al., 1980), il existe une forte corrélation entre eux. Maintenant, pour bien comprendre

la relation qu'il pourrait exister entre la résistivité électrique et la conductivité hydraulique (notre paramètre d'intérêt), il est important de décrire ce paramètre de résistivité électrique.

2.1. Rappel sur la résistivité électrique

2.1.1. Définition

La résistivité électrique ρ d'un milieu est un paramètre physique qui détermine l'aptitude de ce milieu à s'opposer au déplacement des charges électriques libres (électrons, ions) sous l'effet d'un champ électrique. Elle est définie comme la résistance électrique du milieu par unité de longueur ρ ($\Omega \cdot m$). Soit un échantillon de sol de longueur L (m) et de section A (m^2), disposé entre deux plaques conductrices, reliées à un générateur délivrant un courant électrique d'intensité I (A) et de tension électrique U (V) (Figure 9), la résistivité de l'échantillon ρ ($\Omega \cdot m$) est alors définie par :

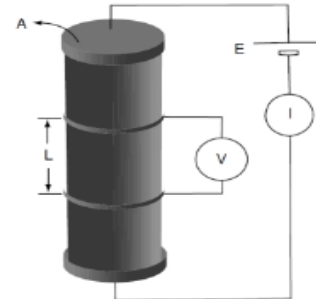


Figure 9: Mesure de la résistivité électrique d'un matériau.

$$\rho = \frac{AR}{L}$$

Équation 17

La conductivité électrique σ ($S \cdot m^{-1}$) correspond à l'inverse de la résistivité électrique. Elle caractérise sa capacité à faciliter la propagation du courant électrique (Clement, 2010).

Le Tableau 4 présente un aperçu des différentes valeurs de résistivité pour les sols types. Pour l'ensemble des matériaux, on observe de grandes variations de la résistivité électrique, y compris pour un même type de matériau. Par exemple, la résistivité électrique des limons varie entre 30 et 100 $\Omega \cdot m$. Ces variations s'expliquent en partie par le degré de saturation, mais aussi par d'autres paramètres influençant la valeur de la résistivité qui seront présentés par la suite. Il existe un lien entre la résistivité électrique et des paramètres hydrauliques (conductivité hydraulique à saturation). Ce lien rend la mesure de la résistivité électrique intéressante pour l'étude des surfaces d'infiltration.

Tableau 4: Exemples de valeurs de la résistivité électrique exprimée en $\Omega \cdot m$ versus la Conductivité hydraulique à saturation m/s pour différents matériaux (Knödel et al., 2007).

Matériaux	Résistivité électrique ρ ($\Omega \cdot m$)		Conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot s^{-1}$)	
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Argile	5	<100	10^{-7}	10^{-6}
Limon	30	200	10^{-6}	10^{-5}
Sable	50	10^4	10^{-5}	10^{-3}

2.1.2. Paramètres qui influencent la résistivité électrique

Il existe de nombreuses variables pédologiques qui ont un impact sur la mesure de résistivité électrique (Samouëlian et *al.*, 2005). La littérature abonde d'études qui mettent en rapport les variations de résistivité électrique avec les variables physiques, des paramètres intrinsèques du sol (Buvat et al., 2014; Goulet and Barbeau, 2006; Singha and Gorelick, 2005; Zhu et al., 2007). Ce manuscrit s'intéresse uniquement aux paramètres externes et dynamiques, qui se caractérisent par une évolution rapide. Cette sous-partie a pour but de déterminer à quel(s) paramètre(s) la variation de la résistivité électrique peut être principalement attribuée. Autrement dit, des évolutions à la semaine, pouvant impacter nos prospections.

i. Teneur en eau

Le paramètre physique qui influence le plus la valeur de la résistivité électrique est la teneur en eau. L'augmentation de la teneur en eau a pour incidence une diminution de la résistivité électrique. Les premiers travaux montrant cette relation ont été réalisés par Archie (1942). En effet, la loi d'Archie a été établie pour des milieux sans argile et permet de relier la résistivité électrique à la saturation, la porosité, la résistivité de l'eau d'imbibition et au type de distribution du milieu. Cette relation s'est révélée également valable dans la zone non saturée des sols et a été réécrite par Campbell sous la forme suivante :

$$\rho_r = \rho_e a_A \phi^{-m} S_e^n \quad \text{Équation 18}$$

Avec ρ_r la résistivité de la roche ($\Omega \cdot m$), ρ_e la résistivité de l'eau d'imbibition ($\Omega \cdot m$), ϕ la porosité, a_A un facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0,6 et 2, m un facteur de cimentation et l'exposant n . En lien avec la relation empirique d'Archie, de nombreuses mesures en laboratoire ont montré la relation de dépendance entre teneur en eau et résistivité. L'article de (Calamita et al., 2012a) regroupe les différentes études scientifiques permettant de mettre en évidence la relation résistivité-teneur en eau. En effet, dans la Figure 10 on peut constater que le comportement de cette relation est principalement lié à la texture du sol, et qu'un assez bon accord peut être détecté entre les différentes études réalisées dans des conditions similaires.

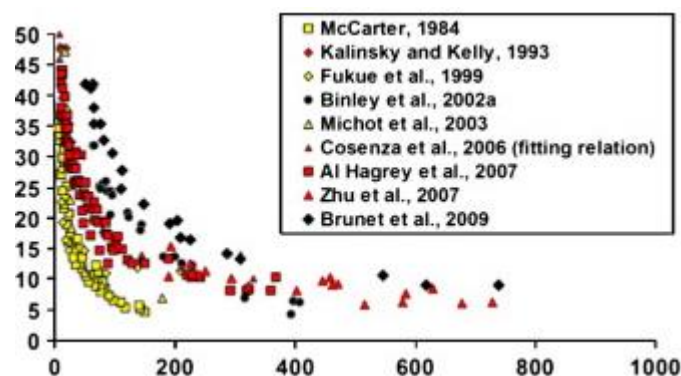


Figure 10 : Relation entre la résistivité électrique et la teneur en eau du sol pour différentes études rapportées dans la littérature. La couleur du symbole représente de manière indicative la texture du sol (jaune: argile. Rouge: limoneux. Noir: sable) (Calamita et al., 2012).

Cette propriété liant la résistivité à la teneur en eau a permis des études de suivi temporel pour cartographier la distribution de la teneur en eau du sol afin d'en comprendre à plus long terme le fonctionnement hydrodynamique (Besson et al., 2010; Brunet et al., 2010b; Clément et al., 2009).

ii. Porosité totale

Le degré de compaction du milieu et par conséquent sa porosité ϕ influent sur la valeur de la résistivité. Deux milieux complètement saturés en eau, avec des valeurs de porosité différentes, n'auront pas la même résistivité. (Besson et al., 2004) ont montré que lorsque la densité d'un matériau augmente, la résistivité décroît de façon non linéaire. La variation peut être importante entre des argiles ou de sables par exemple.

iii. Température

Le calcul de la résistivité électrique dépend de la température (Besson et al., 2004). En effet, une augmentation de la température, abaissant la viscosité du fluide, génère une augmentation de la mobilité ionique et de la conduction électrolytique. Dans ce contexte, certains auteurs (Campbell et al., 1949; Keller and Frischknecht, 1966) indiquent que, la résistivité électrique ρ_T d'un sol, à une température quelconque, est donnée, à l'aide de la température ambiante (température de référence $T_{\text{réf}}$):

$$\rho_T = \frac{\rho_{T_{\text{réf}}}}{1 + \alpha(T - T_{\text{réf}})} \quad \text{Équation 19}$$

α : un coefficient de corrélation de la température ($^{\circ}\text{C}^{-1}$).

En France, les sols connaissent des variations de température au cours de l'année pouvant aller de 0 et 30°C. L'amplitude de la variation thermique diminue avec la profondeur. D'après ces éléments la résistivité d'un matériau (à faible profondeur ou à proximité d'une infiltration) peut donc doubler sa valeur suivant la période de l'année où est réalisée la mesure. C'est pourquoi afin de pouvoir comparer des résultats (de proche surface), ceux-ci doivent être réalisés sur des périodes temporelles communes. Dans nos études de reconnaissance parcellaire, nous avons réalisé nos mesures sur une période la plus courte possible pour limiter les variations de température qui peuvent créer des variations de résistivité électrique, non liées aux propriétés hydrodynamiques des sols.

iv. Conductivité électrique de la solution

La conductivité électrique d'un sol saturé est proportionnelle à la conductivité électrique de l'eau contenue dans les pores (Archie, 1942). Elle dépend de la concentration en ions et de la mobilité des ions en solution. Plusieurs études ont montré que la résistivité est directement proportionnelle à la conductivité électrique de la solution. Lorsque la teneur en sel de la solution d'imbibition diminue, la résistivité électrique de l'échantillon augmente (Gupta and Hanks, 1972; Waxman and Smits, 1968). Dans nos dimensionnements de surface d'infiltration, la variation de la conductivité électrique de la solution peut varier après des précipitations. L'eau de pluie ayant une conductivité électrique très faible, elle va avoir tendance à s'équilibrer avec le sol. Cela veut dire que le mieux serait de faire des mesures plusieurs jours après une pluie.

v. Texture et minéraux argileux d'après (Buvat, 2012)

La texture du sol est le facteur qui a le plus d'impact sur la mesure de résistivité, du fait du rôle joué par l'argile. En effet, les minéraux argileux, comportant une surface électriquement non neutre, sont caractérisés par leur capacité d'adsorption des ions de l'électrolyte. Cette propriété leur confère une forte capacité d'échange cationique (CEC) : elles fixent des cations, qui augmentent la densité de charge conductrice (Ward, 1990), qui peuvent se déplacer à la surface des feuilletts. La résistivité apparente d'un sol est ainsi très fortement influencée par la proportion d'argile plus conductrice

(Auerswald et al., 2001). Par conséquent, une forte teneur en argile entraîne une diminution de la résistivité. Les mesures de résistivité électrique peuvent alors être un indicateur fort des horizons à faible conductivité hydraulique contenant des argiles.

vi. Conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation, n'est pas un facteur directement relié à la résistivité électrique du sol. Cependant la conductivité hydraulique à saturation est directement reliée aux autres paramètres, que sont la porosité, la texture et nature du sol notamment le contenu argileux. Ce qui fait de la résistivité une variable indirecte intéressante pour la caractérisation de cette propriété hydrodynamique. La loi d'Archie montre également un lien entre avec la porosité, la taille des pores, la saturation, la tortuosité des pores et surtout avec la conductivité hydraulique à saturation. En effet, la généralisation de l'approche de Kozeny permet de relier la conductivité hydraulique à saturation avec la saturation S_e efficace (Schneider, 2010)

2.2. Tomographie de résistivité électrique

La théorie de la mesure de résistivité électrique est exposée dans les ouvrages de géophysique appliquée (Chapellier, 2000; Telford et al., 1990). Cependant pour bien comprendre la chaîne complexe de mesure de résistivité électrique et ensuite prendre en compte les incertitudes de la mesure, il est important de faire une large bibliographie sur la tomographie de résistivité électrique.

2.2.1. Principe général de la mesure de résistivité électrique

La mesure de la résistivité électrique est réalisée à partir de deux électrodes d'injection, Les électrodes A et B permettent l'injection d'un courant électrique d'intensité I dans le sol, les électrodes M et N permettent la réalisation de la mesure de la différence de potentiel électrique. L'écartement des électrodes d'injection A et B, permet de créer des circulations de courant de plus en plus profondes. Ce dispositif à quatre électrodes est généralement appelé quadripôle (Figure 11).

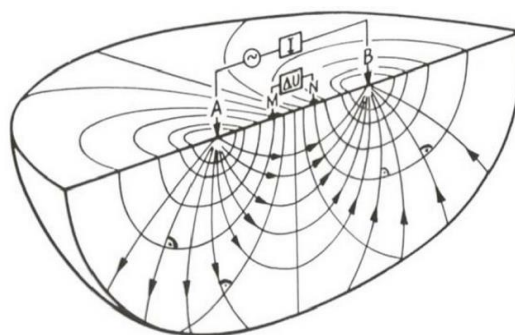


Figure 11: Principe de la mesure de la résistivité avec quatre électrodes (Knödel et al., 2007).

Les résistivités mesurées sont appelées par convention résistivités apparentes. Dans un milieu homogène et isotrope, la résistivité apparente correspond à la résistivité vraie du sol, ce qui n'est pas valable pour les milieux hétérogènes. La résistivité apparente $\rho_{app} (\Omega.m)$ est donc une résistivité intégrée sur un volume de sensibilité, que nous décrirons par la suite. Elle est calculée en faisant le rapport entre la différence de potentiel entre les électrodes M et N, $\Delta V_{MN} (V)$ et le courant électrique $I (A)$, multiplié par un coefficient géométrique $K (m)$, propre à chaque dispositif (Équation 20).

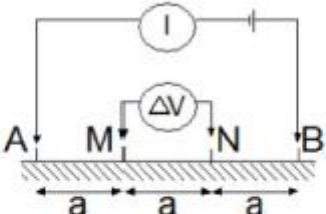
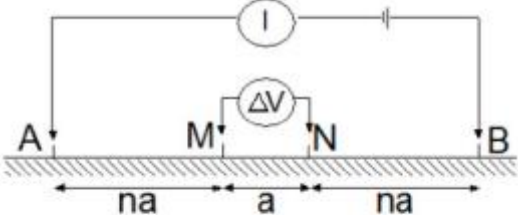
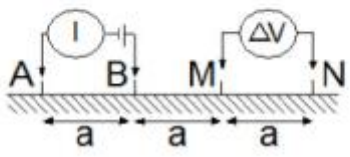
$$\rho_{app} = K \frac{\Delta V_{MN}}{I} \quad \text{Équation 20}$$

Le coefficient géométrique K dépend uniquement de la configuration du quadripôle (la position des électrodes). Il est calculé, dans un demi-espace de résistivité homogène par l'équation suivante :

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad \text{Équation 21}$$

Il est à noter que cette équation généralisée n'est valable que pour une surface semi-infinie plane. Avec une topographie donnée, K est généralement obtenu numériquement aujourd'hui. Le coefficient K peut être simplifié pour les quadripôles les plus utilisés. Le Tableau 5 donne la valeur de K (sans topographie) en fonction de l'espacement inter-électrodes, pour trois dispositifs couramment utilisés :

Tableau 5: Exemples de coefficients géométriques K pour les dispositifs Wenner- α , Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle.

Dispositif	Configuration des électrodes	Coefficient géométrique K
Wenner- α		$K = 2\pi a$
Wenner-Schlumberger		$K = \pi n(n+1)a$ $n > 3$
Dipôle-dipôle		$K = 2\pi n(n+1)(n+2)a$

2.2.2. Tomographie de résistivité électrique : principe

Apparue à la fin des années 80, l'ERT permet de reconstruire des distributions 2D ou 3D de variations de résistivité électrique du sous-sol (Dahlin, 2001). Cette méthode repose sur l'utilisation de flûtes (fils conducteurs) connectées à des électrodes et reliées à un appareil de mesure, appelé résistivimètre. L'acquisition des mesures est réalisée à partir de séquences programmables dans lesquelles l'ensemble des quadripôles à utiliser pour la prospection est sélectionné. L'information collectée dépend de l'agencement des électrodes. Les mesures de résistivité apparentes sont représentées sous la forme

de panneaux 2D, appelés pseudo-sections. Par convention, la mesure d'un quadripôle est reportée, à l'aplomb du centre du dispositif et à une ordonnée proportionnelle à la distance séparant les électrodes (AN/2 ou AB/2), définissant ainsi des niveaux d'acquisition. $n=1$ est acquis à partir de quadripôles d'espacement inter électrodes n fois a , soit $1a$. Une fois que tous les quadripôles d'espacement $1a$ sont acquis, le niveau d'acquisition $n=2$ est obtenu à partir des quadripôles d'espacement $2a$, et ainsi de suite (Figure 12).

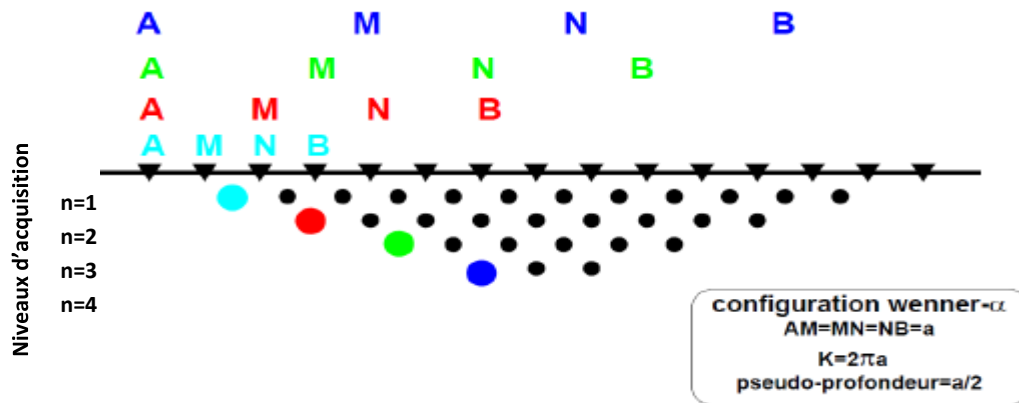


Figure 12: Schéma explicatif de l'acquisition d'un panneau électrique 2D pour un dispositif Wenner- α (d'après (Clement, 2010)).

2.2.3. Sensibilité des mesures

Les mesures de la tomographie de résistivité électrique sont réalisées à partir d'une séquence programmable de quadripôles. La sensibilité de chaque quadripôle dépend du type de dispositif utilisé et de la distribution de la résistivité électrique du sol. Il n'est pas facile de choisir, a priori, quel est le meilleur dispositif électrique à utiliser lors d'une prospection. La sensibilité et les limites de chaque dispositif ont été étudiées par plusieurs auteurs (Danielsen and Dahlin, 2010).

La Figure 13 présente la valeur de la sensibilité pour trois quadripôles :

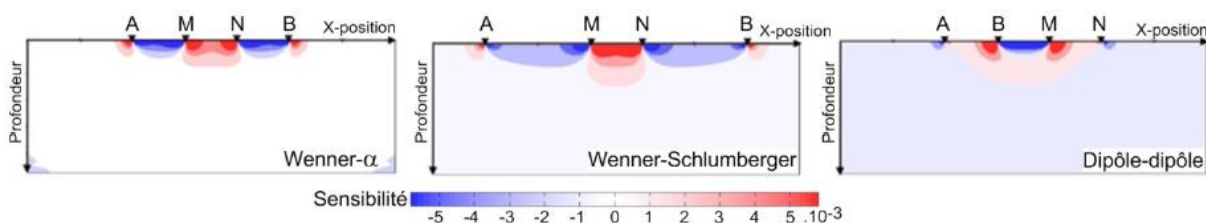


Figure 13: Sensibilité de différents dispositifs de mesure de la résistivité électrique (Wenner- α , Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle) (Clement, 2010).

La valeur de la sensibilité peut être obtenue en calculant le produit des densités de courant entre un quadripôle de mesure et le réciproque. Le quadripôle réciproque consiste à injecter du courant entre les électrodes M et N et à mesurer une différence de potentiel entre les électrodes A et B (principe de réciprocité). Par conséquent, les régions où le produit des densités de courant est élevé correspondent à une zone de forte sensibilité (zones rouges et bleues Figure 13). Une augmentation de la résistivité vraie du sous-sol, dans une zone rouge (i.e. sensibilité positive), aura tendance à engendrer une augmentation de la résistivité apparente mesurée, alors qu'une augmentation de la résistivité vraie,

dans une zone bleue (i.e. sensibilité négative), se traduira par une diminution de la résistivité apparente mesurée.

Chaque dispositif a ses caractéristiques propres :

- Les dispositifs Wenner- α et Wenner-Schlumberger présentent un gradient de sensibilité plus important verticalement qu'horizontalement, les rendant plus sensibles aux variations verticales de la résistivité ;
- Le dispositif dipôle-dipôle montre un gradient de sensibilité plus élevé horizontalement que verticalement, le rendant plus sensible aux variations latérales de la résistivité.

Dans ce manuscrit de thèse, l'objectif est de cartographier les premières couches du sol, ce qui semble rendre le dispositif dipôle-dipôle plus adapté à notre besoin. Cependant parler du Wenner alpha est très intéressant pour son rapport signal sur bruit.

2.2.4. Modélisation numérique ERT : Calcul direct

La modélisation numérique ERT permet de calculer un jeu de données de résistivités apparentes synthétiques pour un milieu dont la distribution de la résistivité est connue. La modélisation numérique ERT constitue une étape incontournable de ce travail de thèse. En effet, pour valider la méthode de Fusion de données, nous allons utiliser une démarche classique de la géophysique. Cette démarche consiste en la modélisation ERT qui permet de réaliser de multiples scénarii en définissant le modèle de distribution des résistivités vraies, de tester les différents paramètres d'acquisition, d'évaluer le modèle de résistivités interprétées par rapport au modèle de résistivités vraies et de tester les paramètres d'inversion et le maillage. Dans notre cas, nous testerons la validité de notre approche de fusion de données comme cela a été réalisé dans la thèse d'Audebert en 2015. C'est pour cette raison que la modélisation directe est primordiale. La rédaction de cette partie est basée sur les thèses de Günther (2004) et de Fargier (2013). Les grandeurs vectorielles intervenant dans les équations mathématiques sont identifiés par des caractères gras dans tout le manuscrit à des fins de simplification.

i. L'équation de Poisson

Lorsque des ondes électromagnétiques se propagent dans la matière, certaines lois constitutives (lois de comportement) doivent être utilisées. Parmi ces lois, la loi d'Ohm exprime la relation entre la densité de courant \mathbf{j} (A.m^{-2}), la conductivité électrique σ (S.m^{-1}) et le champ électrique \mathbf{E} (V.m^{-1}).

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}$$

Équation 22

La prospection électrique est une méthode dite de courant continu, où la densité de charges injectées \mathbf{j} est constante au cours du temps, conduisant à une simplification des deux premières équations de Maxwell (équations Équation 23 Équation 24 respectivement de Maxwell-Ampère et Maxwell-Faraday):

$$\mathbf{rot H} = \mathbf{j}$$

Équation 23

$$\mathbf{rot E} = \mathbf{0}$$

Équation 24

Avec \mathbf{E} le champ électrique (V.m^{-1}), \mathbf{H} le champ magnétique (A.m^{-1}) et \mathbf{j} la densité de courant (A.m^{-2}). De plus, la divergence du rotationnel étant nulle, on a $\text{div}(\mathbf{rot H}) = 0$, soit:

$$\text{div}(\mathbf{j}) = 0$$

Équation 25

L'Équation 25 exprime l'état conservatif du champ électrique \mathbf{E} tel que:

$$\mathbf{E} = -\mathbf{grad}V$$

Équation 26

Ainsi en milieu hétérogène et isotrope, la relation entre la densité de courant injectée \mathbf{j} et les distributions du champ de potentiel V résultant peuvent s'exprimer sous la forme de l'équation de Poisson (présentée ici en 2D):

$$-\text{div}\left[\frac{1}{\rho(x,z)}\mathbf{grad}V(x,z)\right] = I_S\delta_D(x-x_s)\delta(z-z_s)$$

Équation 27

où $V(x,z)$ est la distribution du champ de potentiel 2D, $\rho(x,z)$ ($\Omega.m$) la distribution des paramètres du modèle contenant les valeurs de résistivité, $I_S(A)$ l'intensité du courant au point source de coordonnées (x_s, z_s) et δ_D la fonction Dirac. L'équation de Poisson va permettre d'estimer la distribution du champ de potentiel $V(x,z)$ relative au type de structures et à leur organisation par rapport à la distribution des valeurs de $\rho(x,z)$.

Le calcul direct à partir de $V(x,z)$ permet de déduire le jeu de données de résistivités apparentes.

ii. Les méthodes de résolution

Il existe deux méthodes principales pour calculer les données de résistivités apparentes pour un modèle spécifique :

- Les méthodes analytiques qui sont limitées à des géométries simples (homogène ou 1D) ;
- Les méthodes par différences finies ou éléments finis qui sont généralement les seules solutions utilisables lorsqu'il s'agit d'un sous-sol « normal », c'est-à-dire des milieux à distribution de résistivité électrique complexe et/ou avec une topographie.

Dans notre étude nous retiendrons la méthode des éléments finis, qui présente l'avantage d'être beaucoup plus adaptée aux terrains présentant une topographie forte, ce qui peut être le cas sur une surface d'infiltration en fonction du secteur de localisation. Cette méthode permet, de déterminer la forme du champ de potentiel électrique V , généré par une injection de courant I entre deux électrodes, en tout nœud du maillage d'un domaine noté Ω (Günther et *al.*, 2006; Loke, 2011). De plus, cette méthode de résolution, basée sur un maillage tétraédrique, permet de construire des modèles de résistivités vraies complexes en 3D (en incluant une topographie et une géométrie), notamment en vue de modéliser une surface d'infiltration et d'appliquer le calcul direct sur ce modèle.

iii. Discrétisation du problème direct

La résolution du problème direct implique la discrétisation du milieu étudié en sous-domaines, appelés « mailles ». La résolution de l'équation de Poisson par la méthode des éléments finis implique le calcul du gradient du potentiel électrique. C'est pourquoi, il est nécessaire d'avoir un très grand nombre de mailles au niveau de la zone à fort gradient. Ces zones correspondent généralement aux électrodes et/ou à des effets topographiques. Il est important d'affiner le maillage à proximité des électrodes. Inversement, les régions éloignées des électrodes présentent de faibles variations du potentiel électrique et donc un faible gradient. La Figure 14 correspond à un modèle de résistivités électriques vraies 2D où le maillage a été raffiné au niveau des électrodes.

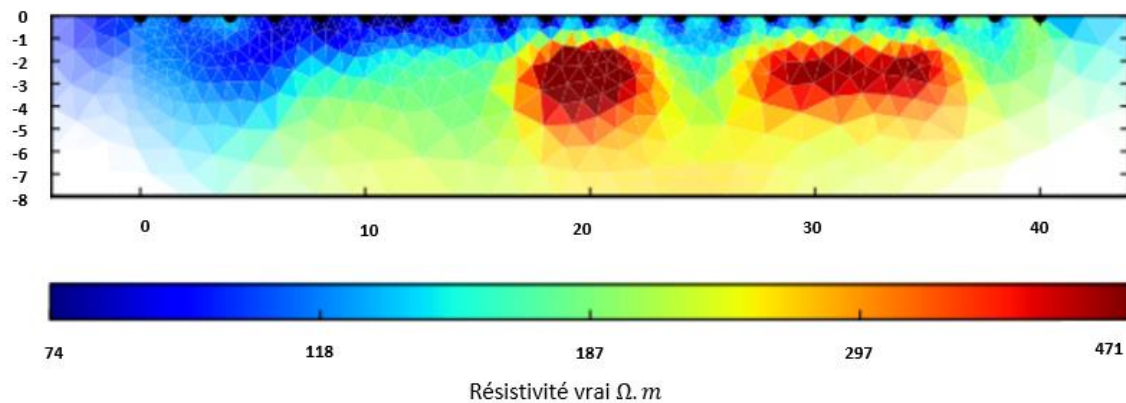


Figure 14: Exemple de maillage d'un modèle de résistivités vraies, pour le calcul direct.

iv. Les outils utilisés pour le calcul direct

Dans le cadre de cette thèse, le code MatLab F3DM couplé au logiciel ComSol Multiphysics développé par *Clément et al.* (2011) sera utilisé afin de simuler les données de résistivités apparentes. Ceci permettra d'obtenir des données de résistivités apparentes synthétiques pour un modèle de distribution de résistivités vraies. Nous avons choisi d'utiliser cet outil principalement en raison de son logiciel de conception assistée par ordinateur (CAO) et de son générateur de maillage en éléments finis. COMSOL permettra pour des modèles complexes 2D de distribution de résistivités vraies, de simuler des mesures. D'autre part c'est un outil qui fonctionne sous Matlab, ce qui le rend très pratique pour la modélisation et l'écriture des routines de calculs. Dans le cadre des travaux que j'ai dû mener, j'ai réalisé de nombreuses modélisations sur la base des simulations de modèles hydrologiques également simulés sous Matlab

v. Un exemple de calcul direct ERT

La modélisation directe permet de simuler l'obtention d'un jeu de données des résistivités apparentes qui serait obtenu par l'injection d'un courant et la mesure des potentiels résultants, dans un milieu de résistivités connues. Dans le problème de la modélisation directe, la structure des résistivités vraies du sous-sol est connue et le but est de simuler les résistivités apparentes qui seraient mesurées lors d'une prospection ERT. La modélisation directe fait partie intégrante du programme d'inversion. Elle est utilisée pour calculer les résistivités apparentes simulées pour le modèle produit par le code d'inversion.

La Figure 15 (en haut) montre un exemple de simulation des résistivités apparentes pour un modèle de structure 2D simple, en se basant sur cette méthode, le modèle est composé d'une zone à 10 ohm.m dans laquelle est incluse une anomalie résistante de 500 ohm.m. Dans la Figure 15 (en bas), on peut

voir les mesures de résistivités apparentes (représentées par convention). On localise la zone mais la mesure ne ressemble pas à la distribution réelle, c'est pour cette raison qu'il est nécessaire d'inverser les données de résistivité électrique. En effet dans cette thèse, il ne sera pas possible d'utiliser directement les résistivités apparentes, il sera nécessaire de les inverser.

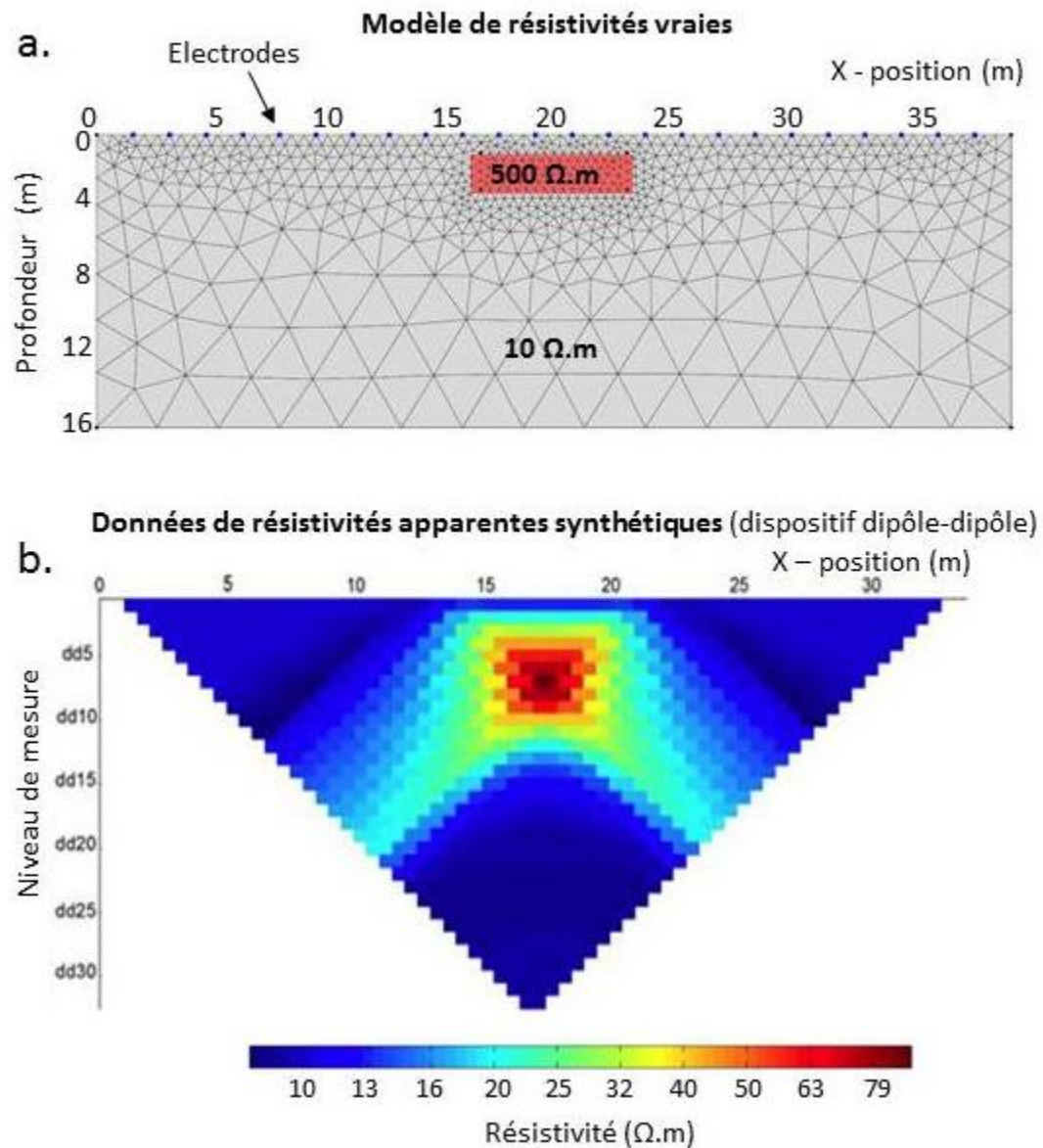


Figure 15: Exemple de modélisation directe avec F3DM: a. Modèle de résistivités vraies créé sous Comsol Multiphysics b. Profil de résistivités apparentes obtenues suite au calcul direct avec F3DM(Audebert, 2015)

2.2.5. Le processus d'inversion

i. Principe général de l'inversion

L'inversion est un procédé de calcul utilisé pour remonter aux caractéristiques inconnues du terrain à partir de réponses mesurées. Dans les travaux présentés, l'inversion sera un outil et rien n'a été développé, mais il était important de bien introduire son processus. Il s'agit, à partir des potentiels (ou des résistivités apparentes) mesurés pour N quadripôles de mesures, de retrouver M paramètres, qui décrivent la structure étudiée de manière plausible et expliquant les données mesurées.

Plusieurs techniques d'inversion et méthodes de calcul ont été développées au cours des dernières années (deGroot-Hedlin and Constable, 1990; Ellis and Oldenburg, 1994; Loke and Barker, 1996). Elles se basent toutes sur le même principe, qui consiste à représenter la zone étudiée par un modèle de résistivités interprétées. Le but est de retrouver les épaisseurs et les résistivités interprétées des différents corps en présence. Les figures Figure 16 Figure 17 présentent le processus d'inversion. A chaque bloc est associée une valeur de résistivité (Figure 16). De façon itérative (Figure 17), en modifiant la résistivité interprétée de chaque bloc du modèle (Figure 17 c), l'outil d'inversion a pour objectif de minimiser une fonction basée sur l'écart entre les données de résistivités apparentes simulées par le calcul direct (Figure 17 b) et mesurées (Figure 17 a). Les critères d'erreur donnent une estimation de cette optimisation.

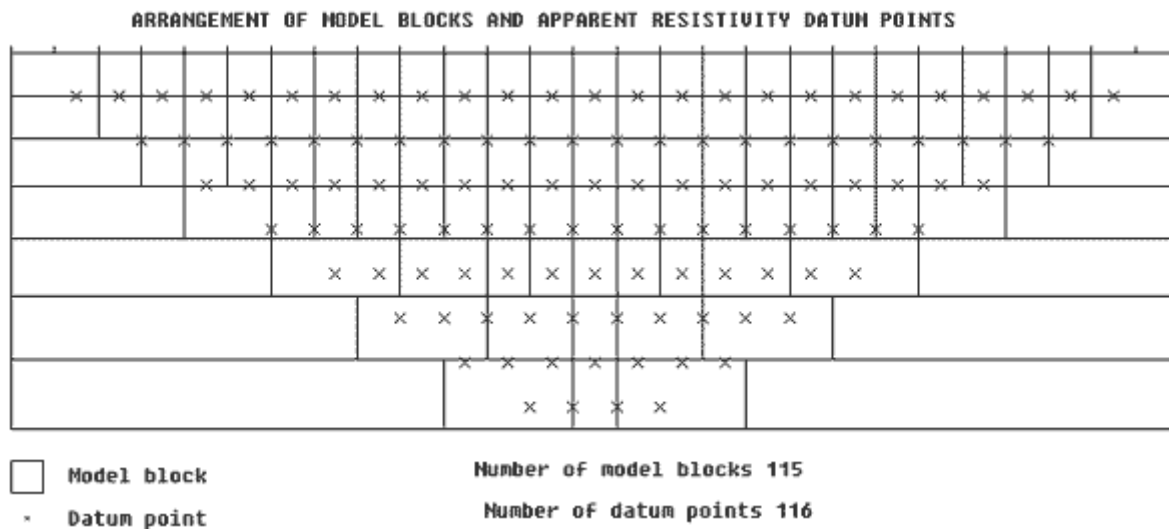


Figure 16: Représentation des blocs et points de mesure servant à l'inversion (Loke and Barker, 1996)

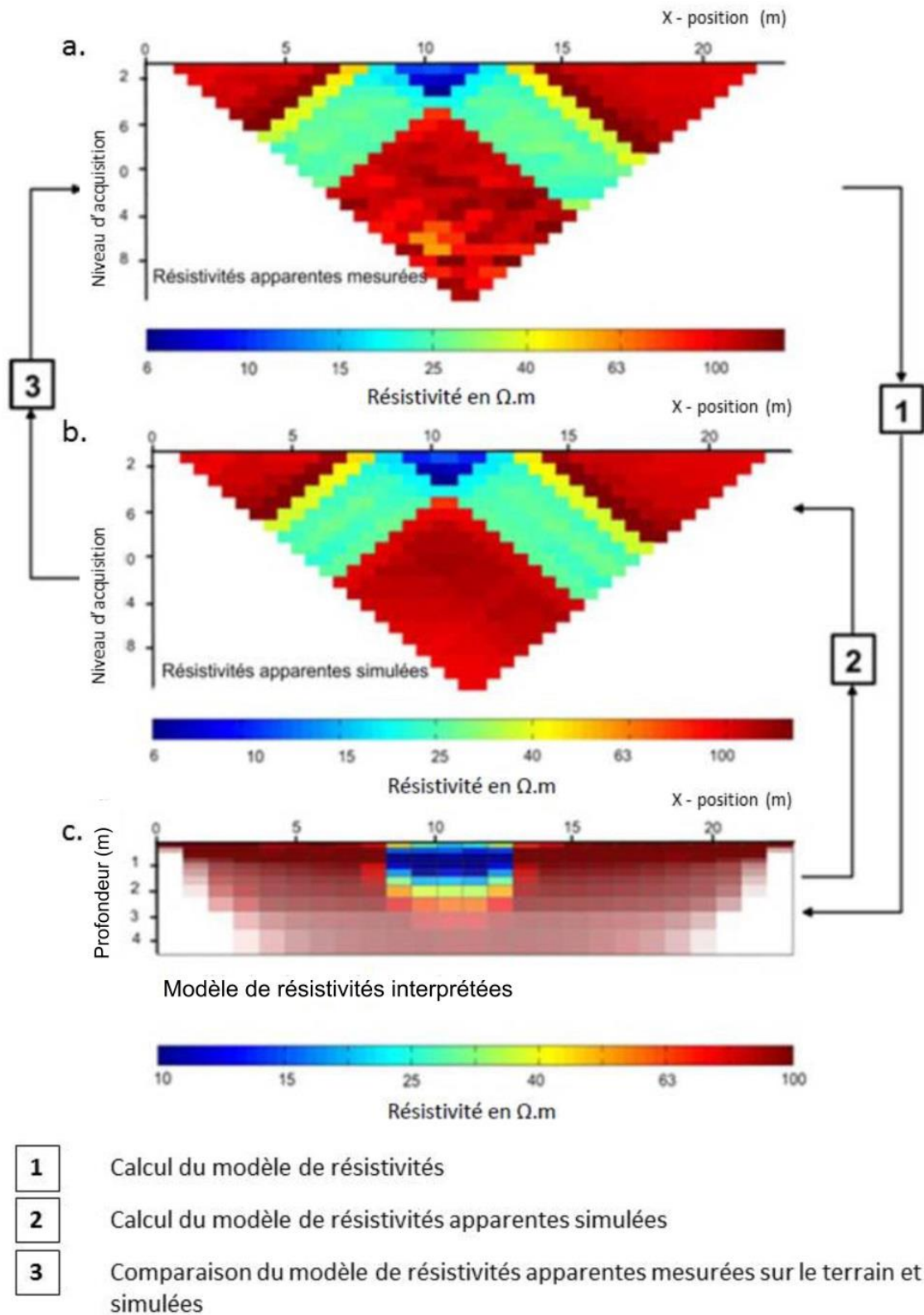


Figure 17: Procédure d'inversion (Clement, 2010): a. Profil de résistivités apparentes mesurées b. Profil de résistivités apparentes simulées c. Modèle de résistivités interprétées

ii. Théorie de l'inversion

Soit le milieu d'investigation noté m^{vrai} et un milieu « imaginaire » noté « \mathbf{m} » discrétisé en sous volumes appelés paramètres du modèle suivant l'expression: $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)$. On différencie maintenant les N données de résistivités apparentes $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)$ et les données obtenues par simulations sur un modèle synthétique $\mathbf{d}^{calc} = (d_1^{calc}, \dots, d_N^{calc})$

La réalisation de mesures sur un milieu m^{vrai} peut-être symbolisée par l'opérateur f dans l'Équation 28 suivante :

$$f(\mathbf{m}^{vrai}) = \mathbf{d} ; \quad f(\mathbf{m}^k) = \mathbf{d}^{calc} \quad \text{Équation 28}$$

Lorsque le problème est linéaire et que les données dépendent de manière linéaire de l'opérateur, il est possible de noter cet opérateur: $f(\mathbf{m}) = \mathbf{f}\mathbf{m}$. Cependant, la majorité des problèmes géophysiques n'étant pas linéaires, un développement de Taylor du premier ordre permet d'approcher le comportement non-linéaire de l'opérateur f :

$$f(\mathbf{m}^{k+1}) \approx f(\mathbf{m}^k) + \frac{\partial f(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m} \quad \text{Équation 29}$$

où m^{k+1} représente le modèle reconstruit à l'itération $k + 1$ après l'ajout de la perturbation ∂m au modèle m^k à l'itération précédente k . Cette méthode exige la connaissance d'un modèle a priori de départ. Enfin, cette méthode nécessite la connaissance de la matrice des dérivées de Fréchet $G[N \times M]$, aussi appelée matrice Jacobienne ou matrice de sensibilité (voir ci-après) :

$$G_{i,j} = \frac{\partial f(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} = \begin{pmatrix} \frac{\partial d_1}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial d_1}{\partial m_M} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial d_N}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial d_N}{\partial m_M} \end{pmatrix} \text{ avec } i = [1:N] \text{ et } j = [1:M] \quad \text{Équation 30}$$

Ainsi, nous obtenons la principale équation d'inversion :

$$G\Delta \mathbf{m} = \mathbf{d} - f(\mathbf{m}) = \mathbf{r} \quad \text{Équation 31}$$

Le principe étant de minimiser le vecteur \mathbf{r} , rappelons que le processus d'inversion est basé sur la mesure d'une « distance » entre les données mesurées et les données simulées, sur un modèle reconstruit à chaque étape de l'inversion. L'opérateur permettant de mesurer une distance est appelé la norme, noté $\|\cdot\|$. Cette utilisation permet la création d'une nouvelle expression Ψ , nommée fonction « objectif », indiquant la quantité que l'on désire minimiser. Lorsque la norme L2 est sélectionnée, cette expression prend la forme suivante (d'après (Tarantola, 2005)) :

$$\begin{aligned} 2\Psi(\mathbf{m}) &= \|\mathbf{d} - f(\mathbf{m})\|_D^2 + \|\mathbf{m} - m_{prior}\|_M^2 \\ &= (f(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{calc})' \mathbf{C}_D^{-1} (f(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{calc}) + (\mathbf{m} - m_{prior})' \mathbf{C}_M^{-1} (-m_{prior})' \end{aligned} \quad \text{Équation 32}$$

Avec $\mathbf{m}_{prior} = \mathbf{m}^{vrai}$; les matrices \mathbf{C}_M^{-1} et \mathbf{C}_D^{-1} correspondent respectivement à l'inverse de la matrice covariances du modèle et des données.

Afin de minimiser la fonction « objectif », on dérive l'Équation 32 par rapport aux paramètres du modèle, ce qui conduit à l'écriture de l'équation d'inversion :

$$(\mathbf{G}'\mathbf{G})\Delta\mathbf{m} = \mathbf{G}'\mathbf{r} \quad \text{Équation 33}$$

Avec \mathbf{G}' est la transposée de \mathbf{G}

iii. Calcul de la matrice de sensibilité

Les principaux algorithmes d'inversion reposent sur l'utilisation d'une matrice de sensibilité \mathbf{G} , quantifiant l'effet de la modification d'un paramètre du modèle sur une mesure. Cette matrice contient les dérivées de toutes les mesures de différence de potentiel ΔV par rapport à tous les paramètres du modèle $\rho_j(\Omega, m)$ (Équation 30).

Lorsque le milieu est un demi-espace homogène et isotrope, le calcul de la matrice de sensibilité peut être obtenu de manière analytique, simplifiant considérablement le coût calculatoire associé (Loke, 2011). Pour des milieux hétérogènes, il existe plusieurs approches numériques pour le calcul de la sensibilité. Nous présentons dans cette partie deux de ces approches.

iv. L'approche par perturbation

L'approche par perturbation est la première stratégie, historiquement utilisée, qui implique une série d'essais de perturbation du milieu et de quantification de l'effet de cette perturbation sur la mesure. En d'autres termes, une petite variation de résistivité est appliquée en chaque maille du modèle et l'impact que cette perturbation génère est évalué en chaque quadripôle de mesure. Le coût calculatoire de cette méthode est donc relatif à la taille de la matrice [NxM]. Cette approche est la plus robuste mais aussi la plus lourde en termes de temps de calcul (Mc Gillivray and Oldenburg, 1990). Par conséquent, cette approche n'est jamais utilisée dans les logiciels commerciaux et les codes d'inversion.

v. L'approche de l'état adjoint

L'approche de l'état adjoint fut décrite initialement par *Geselowitz* (1971). La matrice de sensibilité résulte de l'application du principe de réciprocité et d'une analyse par perturbation d'un système d'équations adjointes. Cette approche est démontrée par *Fargier* (2013) reprenant en grande partie le formalisme de *Park and Van* (1991). La matrice de sensibilité peut être calculée grâce à l'Équation 34.

$$\frac{\delta V(x,y,z)}{\delta \rho} = \int_{\Omega} \mathbf{j} \cdot \mathbf{j}' d\Omega \quad \text{Équation 34}$$

Le terme de gauche correspond à un élément de la matrice de sensibilité et \mathbf{j}' correspond à la densité de courant provenant d'un point source situé à la position d'un récepteur (principe de réciprocité). Cette expression n'est valide que dans une hypothèse pôle-pôle (c'est à dire une source de courant et une mesure de potentiel). Cette sensibilité « pôle-pôle » est fonction de la position du point source et

du récepteur, de la quantité de courant injecté, de la distribution de résistivité du milieu et enfin du volume d'intégration Ω . En conséquence, la sensibilité d'une mesure pôle-pôle nécessite de simuler une injection de courant via l'électrode de mesure (rappelant le principe de réciprocité). Cependant, les mesures de résistivité électrique étant toujours réalisées avec deux sources de courant et deux récepteurs au minimum, il est nécessaire de reconstruire la sensibilité d'une mesure en quadripôle de la manière suivante :

$$\frac{\delta V_{ABMN}}{\delta \rho} = \int_{\Omega} j_A \cdot j_M d\Omega - \int_{\Omega} j_B \cdot j_M d\Omega + \int_{\Omega} j_B \cdot j_N d\Omega - \int_{\Omega} j_A \cdot j_N d\Omega \quad \text{Équation 35}$$

Cette équation indique que la totalité du terme de droite peut être placée sous la même intégrale. Cependant, dans le cadre de mesures géo-électriques, découper la sensibilité d'une mesure en quadripôle, sous forme d'une somme de sensibilité pôle-pôle, permet d'économiser un temps important de calcul. Par cette expression, on comprend qu'une maille du modèle, où le produit des densités de courant est élevé, correspond à une zone de forte sensibilité. Le calcul de la sensibilité permet de montrer que les dispositifs Wenner- α et Wenner-Schlumberger sont sensibles aux variations verticales et le dispositif dipôle-dipôle aux variations latérales.

2.2.6. Critères d'erreur

Les critères d'erreur permettent d'estimer les incertitudes et donnent une estimation de la différence mathématique entre les résistivités apparentes mesurées et simulées.

Le RRMS (Relative Root Mean Square), noté ici RMS, correspond au critère d'erreur pour la norme L2:

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \frac{|d_i - f_i(m)|^2}{|d_i|^2}}{N}} \quad \text{Équation 36}$$

Le critère ABS (Absolute Error) correspond au critère d'erreur pour la norme L1:

$$\text{ABS} = \sum_{i=1}^N \frac{|d_i - f_i(m)|}{|d_i|} \quad \text{Équation 37}$$

Où f_i est l'opérateur du calcul direct et d_i correspond aux données mesurées, $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)$.

Ces critères d'erreur sont calculés sur un intervalle de 1 à N, N représentant le nombre total de mesures. Si la valeur du RMS (ou du critère ABS) est faible, cela signifie que le modèle proposé reproduit mathématiquement bien les données de résistivités apparentes mesurées. Le problème du RMS (ou du critère ABS) réside dans le fait que, s'il existe de forts contrastes de résistivité dans les données de résistivités apparentes (parce que les données sont bruitées), les valeurs extrêmes vont fortement influencer l'estimation de ce critère d'erreur.

Pour pallier cet effet, les logiciels comme PyGIMLI ou DC2DInvRes (Günther *et al.*, 2006) proposent d'utiliser le χ^2 , qui est très similaire au RMS (sans la racine carrée) et normalisé par l'erreur propre de chaque quadripôle de mesure ε_i (erreur estimée en fonction du dispositif utilisé, de l'espacement

inter-électrodes, du voltage injecté et des résistivités apparentes mesurées). Le critère d'erreur χ^2 peut être calculé par l'équation suivante :

$$\chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{|d_i - f_i(m)|^2}{|\varepsilon_i|^2}}{N} \quad \text{Équation 38}$$

Le χ^2 permet d'avoir une estimation de l'erreur représentative de l'ensemble des résistivités (Günther, 2004). Si l'erreur pour chaque quadripôle est la même, il n'y a pas de différence à utiliser le *RMS* ou le χ^2 . En revanche, si les mesures sont de mauvaise qualité (erreur importante), il est préférable d'utiliser le critère du χ^2 . Le χ^2 étant normalisé par rapport à l'erreur sur la mesure, une valeur inférieure à 1 caractérisera une inversion dont l'écart entre données mesurées et calculées est inférieur à l'erreur sur la mesure. Une telle inversion introduira l'erreur dans le modèle. À l'inverse, un χ^2 supérieur à 1 caractérisera une inversion qui ne reproduit pas assez les données. Lorsque l'erreur est bien caractérisée, une bonne inversion converge vers une valeur de χ^2 égale à 1.

Il est donc important de préciser que ce n'est pas l'inversion qui présente une valeur de *RMS*, *ABS* ou χ^2 la plus faible, qui donne nécessairement le modèle le plus représentatif de la réalité du terrain. En effet, le résultat d'une inversion, avec un jeu de paramètres choisi, n'est qu'une solution parmi une « infinité » (non-unicité de la solution). Ainsi, à cette étape de l'étude bibliographique, nous nous sommes posé les questions suivantes :

- Comment choisir les valeurs des paramètres d'inversion permettant d'imager au mieux l'infiltration des EUTs dans le sol ?
- Quelle stratégie et/ou quels critères peut-on utiliser pour faire ce choix ?

2.2.7. Les erreurs sur la mesure

Une des principales difficultés de l'inversion est de reconstruire un modèle unique et « parfait » alors que les données mesurées pour l'obtenir ne le sont pas. En effet, du fait du caractère non linéaire de l'inversion et de la difficulté d'estimer le bruit qui impacte la mesure, le bruit se propage lors de l'inversion et conduit parfois à la formation d'artefacts dans le résultat. À cet effet, l'erreur sur la mesure ρ_{app} , peut être découpée en trois parties (Günther, 2004):

$$\frac{\delta \rho_a}{\rho_a} = \frac{\delta k}{k} + \frac{\delta V}{V} + \frac{\delta I}{I} \quad \text{Équation 39}$$

L'intensité du courant injecté peut être mesurée facilement et avec une grande précision, il s'agit du troisième terme dans l'équation Équation 39, c'est pourquoi l'erreur sur cette mesure ne sera pas évoquée plus en détail. Les deux autres types d'erreur dépendent cependant de plusieurs facteurs qu'il est important de discuter.

i. Erreur sur le facteur géométrique

En tomographie de résistivité électrique ERT, une part de l'erreur globale peut être due à notre incapacité à représenter l'acquisition de manière réaliste. Or, le facteur géométrique regroupe à la fois les termes impliquant la géométrie de l'acquisition et du milieu ausculté (Équation 21). En effet, selon la dextérité de l'opérateur et en fonction de la géométrie du quadripôle de mesure, une mesure peut être plus ou moins affectée par l'erreur de positionnement des électrodes. C'est d'autant plus vrai

dans l'étude des surfaces d'infiltration, nous nous intéressons globalement aux deux premiers mètres du sol, pour avoir une résolution fine des petits espacements qui vont devoir être utilisés. Lorsque des mesures sont réalisées en ligne (tomographie 2D), les travaux de Zhou et *al.* (Zhou and Dahlin, 2003) illustrent les effets des erreurs « in-line » (erreur sur l'espacement entre les électrodes sur la ligne) et « off-line » (électrodes positionnées à l'extérieur transversalement). Dans le cadre d'un demi-espace homogène et isotrope, cette étude indique que l'erreur sur le facteur géométrique peut être calculée par :

$$\delta k = \frac{k}{2\pi} \left[\left(\frac{dr_{BN}}{r_{BN}^2} - \frac{dr_{BM}}{r_{BM}^2} \right) - \left(\frac{dr_{AN}}{r_{AN}^2} - \frac{dr_{AM}}{r_{AM}^2} \right) \right] \quad \text{Équation 40}$$

Avec r la distance séparant deux points placés en indice, dr l'erreur sur cette distance et enfin dk l'erreur sur le facteur géométrique. Cette étude montre que l'erreur sur le positionnement possède un effet plus élevé dans le cadre d'une erreur en ligne et dépend de la géométrie du quadripôle d'acquisition. En conséquence, une erreur de 10 % sur le positionnement peut entraîner une erreur de 20 % sur le facteur géométrique (Zhou and Dahlin, 2003). Ce qui peut induire une erreur si on ne tient pas compte du facteur géométrique.

Lorsque des campagnes d'ERT sont réalisées, même avec des électrodes impolarisables, on observe la présence d'une différence de potentiel non négligeable entre les électrodes d'acquisition sans avoir à injecter de courant. Les courants telluriques sont à l'origine de ce phénomène. Cependant, l'effet de ces courants ne devient important que lorsque les distances entre électrodes sont élevées (supérieures à 100 m) pour des prospections à grande profondeur, ce qui ne sera pas du tout notre cas. Une autre forme de couplage peut être induite par des champs électromagnétiques d'origine industrielle. Enfin, un dernier type de couplage peut exister entre le passage d'un câble d'injection et un câble de mesure, en fonction de la qualité d'isolation des câbles d'acquisition, c'est une possibilité mais cela reste limité dans la mesure où nous limitons le voltage d'injection, d'autre part ce phénomène affecte plus les mesures de polarisation induite que de résistivité électrique. A noter les outils de mesure modernes (Syscal par exemple) limitent ces effets néfastes.

Dans nos cas d'étude nous allons limiter au maximum ces erreurs en nous mettant dans des conditions optimales. Nous prendrons beaucoup de précaution au placement des électrodes et aux autres critères, pour limiter au maximum ces erreurs. L'enfoncement sera contrôlé ainsi que la position qui sera relevée au tachéomètre. En effet l'intégration de ces erreurs dans la chaîne d'inversion n'est pas encore complètement résolue par la communauté géophysique. Le mieux étant d'avoir un niveau d'erreur le plus faible possible. En revanche, dans le cas d'utilisation pour la fusion d'informations, il est important de pouvoir mesurer l'incertitude de la mesure après inversion.

ii. Polarisation des électrodes, contact et erreur matérielle

Du fait du contact avec le sol mais aussi de l'injection de courant, les électrodes de mesure peuvent comporter un certain niveau de polarisation pouvant jouer un rôle important sur la mesure (Dahlin, 2000). Cette polarisation étant complexe à intégrer dans la résolution du problème direct, dans le cadre de la thèse, c'est pourquoi il est considéré comme un bruit à filtrer. Techniquement, les systèmes de mesure actuels utilisent des critères d'injection complexes permettant de limiter fortement ce type d'erreur. Ainsi la forme du crêneau d'injection, la répétition de la mesure mais aussi le fait de ne pas utiliser comme électrode de mesure une électrode venant juste d'injecter, permettent de limiter la

formation de ce type de bruit. Notre équipement, le Syscal pro de chez IRIS Instruments, propose ce type d'option.

Plus la surface de contact électrode-sol est faible, plus la résistance de contact augmente et moins l'injection de courant est facilitée. Dans le cadre de sols secs, endurcis, souvent résistants électriquement (cas des calcaires francs et propres) ce phénomène peut induire une forte erreur sur la mesure. Ce contact peut être amélioré artificiellement par l'ajout d'eau sur les électrodes à mauvais contact. Les stations d'acquisition récentes permettent de mesurer de manière in-situ cette résistance de prise afin d'améliorer le contact électrode/sol. Ce type d'erreur est surtout présent lorsque le niveau de différence de potentiel mesuré est très faible (souvent lorsque le facteur géométrique est très élevé). Or, les matériels de mesure actuels permettent d'imposer une différence de potentiel mesurée minimum en augmentant le courant injecté. Une seconde erreur matérielle peut être assimilée à la résolution minimum, en fonction du convertisseur analogique, de l'appareil de mesure. Cette dernière erreur sera considérée négligeable en comparaison des autres erreurs de mesure. Finalement en travaillant avec de petits espacements, nous arrivons à une meilleure détection des hétérogénéités présentes dans le sous-sol, afin de mieux les intégrer dans le dimensionnement des futures surfaces d'infiltration.

2.2.8. Incertitude

La méthode ERT ne permet pas de mesurer les valeurs exactes de la résistivité électrique de la parcelle étudiée. Ceci est dû à la fois à la physique (équations de diffusion) de la méthode TRE qui mesure la variation de la résistivité électrique apparente à partir de la surface, et aux outils de reconstruction d'images qui utilisent des algorithmes produisant des contours lissés. Dans certaines parties du modèle inversé, la valeur de résistivité électrique d'une cellule a un impact très faible sur la résistivité électrique apparente mesurée. Il est donc primordial de tenir compte de l'incertitude sur la TRE.

L'incertitude totale de la résistivité électrique dépend : du processus d'inversion, de l'incertitude des données mesurées, et de la perte d'informations avec la profondeur. Le calcul de l'incertitude totale est un processus long et complexe ; par conséquent, il est proposé ici d'estimer l'incertitude au moyen d'indicateurs d'inversion simples issus de la littérature géophysique, à savoir : la couverture (coverage), et le rayon de résolution r_{Res}^i (Friedel, 2003). Selon (Friedel, 2003), un rayon de résolution pour chaque cellule du modèle peut être déterminé à partir des éléments diagonaux de la matrice de résolution R_{ij} . Supposons une résolution cellulaire constante par morceaux avec r_{Res}^i comme rayon d'un cercle cellulaire ayant une résolution parfaite de 1. Pour une cellule de dimensions Δx_i et Δz_i le rayon de résolution est défini par l'Équation 41 ci-dessous :

$$r_{Res}^i = \sqrt{\frac{\Delta x_i \Delta z_i}{\pi R_{ii}}} \quad \text{Équation 41}$$

La matrice du rayon de résolution r_{Res}^i calculée permet d'évaluer la fiabilité des modèles inversés en fonction du degré de résolution propre à chaque cellule. La matrice du rayon de résolution r_{Res}^i s'adapte aux maillages Pygimli non structurés ou irréguliers. Pour cette raison, elle a été choisie comme une incertitude à introduire dans la BME.

Comme expliqué auparavant, dans ce travail de thèse, on cherche à spatialiser la conductivité hydraulique à saturation dans le sol, le plus rigoureusement possible. De ce fait, la connaissance de la matrice du rayon de résolution r_{RES}^i , permet d'associer à chaque valeur de résistivité électrique inversée une incertitude propre à elle. Cette incertitude sera utilisée et évaluée par la suite dans les modèles de fusion de données.

D'un point de vue conceptuel, le coverage peut être également pertinent car il est dépendant de la sensibilité de la méthode notamment verticale. Il apparaît donc que l'inverse du coverage ou le rayon de résolution semblent être pertinent pour la BME. Dans le cas d'un bruit plus important, le rayon de résolution intégrant l'erreur des résistivités apparentes pourrait être plus opportun.

La tomographie par résistivité électrique est un problème inverse mal posé et non linéaire généralement résolu par des méthodes déterministes basées sur le gradient. Ces méthodes garantissent une convergence rapide vers la solution finale, mais la linéarisation locale de l'opérateur inverse empêche des évaluations précises de l'incertitude. C'est pourquoi, les algorithmes numériques de Monte Carlo de la chaîne de Markov pourraient être intéressants pour l'évaluation de l'incertitude. En effet, une bonne estimation de l'incertitude peut être incorporée des contraintes spatiales pour atténuer le mauvais conditionnement du problème inverse (Aleardi et al., 2021). Mais ce processus est assez lourd trop compliqué donc, c'est pourquoi nous avons défini un paramètre de calibrage comme solution alternative L'article (Rabouli et al., 2021) montre une procédure pour valider le paramètre de calibrage.

Conductivité électrique par méthode électromagnétique

2.3. Conductivité électrique par méthode électromagnétique

2.3.1. Principe

La prospection par champs électromagnétiques naturels ou artificiels, générés par des courants alternatifs, et mesurés dans un dipôle ou dans une boucle, porte le nom de prospection électromagnétique (EM). Les phénomènes électromagnétiques sont décrits par les équations de Maxwell, mais ne seront pas présentées dans cette bibliographie, car elles n'apporteront pas d'éléments pour cette thèse.

Il existe un nombre conséquent de méthodes EM. Chacune se place dans des conditions particulières (par exemple à des fréquences particulières) visant à simplifier les équations de Maxwell. Ici, nous nous intéressons plus particulièrement à la méthode Slingram qui permet de déterminer la résistivité électrique du sous-sol avec un grand rendement. Ce type d'appareil est libre de tout contact avec le sol et est très mobile. Ce qui peut être très intéressant pour parcourir de grandes surfaces, comme celles des aires d'infiltration. Leur emploi est ancien en prospection minière mais ce n'est qu'à partir des années 1980, avec la réalisation d'appareils à faible nombre d'induction (où $B = L^2\sigma\mu\omega \ll 1$), que leur emploi s'est développé dans les autres applications peu profondes. Sous cette condition le champ magnétique secondaire H_s comprend une composante en quadrature avec le champ primaire H_p qui est directement proportionnelle à la conductivité, et une composante en phase « statique » directement proportionnelle à la susceptibilité magnétique du sous-sol (Tabbagh, 1986a).

Les équipements utilisent en général un émetteur (bobine) pour générer le champ électromagnétique (EM) primaire qui se propage dans et au-dessus du sol (air). Lorsque les ondes EM parcourent le sous-sol, elles sont légèrement modifiées vis-à-vis de celles parcourant l'air. Si un corps conducteur est présent dans le sous-sol, la composante magnétique du champ EM primaire induit des courants de Foucault (alternatifs) dans ce corps. Ces courants de Foucault génèrent à leur tour un champ EM, secondaire, qui est détecté par la bobine réceptrice (Figure 18). Cette dernière détecte également le champ primaire qui parcourt l'air, la réponse résultante mesurée est donc l'effet combiné des champs primaire et secondaire. De ce fait, la réponse mesurée diffère tant par la phase que par l'amplitude vis-à-vis du champ primaire non modulé (Figure 18 a). Le degré par lequel les composantes diffèrent permet de déduire des informations sur la taille, la géométrie et les propriétés de tout élément conducteur du sous-sol (Reynolds, 2011).

Dans le cas des prospections EM, il est usuel de simplifier le sous-sol à un circuit électrique RLC composé d'une résistance R , d'une bobine d'inductance L et d'un condensateur de capacité C . Pour une prospection EM, un champ magnétique primaire H_p est appliqué au sous-sol, conformément aux propriétés d'un signal EM (Telford et al., 1990). Le champ magnétique est en phase avec la composante électrique orthogonale. On notera donc également que la force électromotrice (f.e.m) du champ EM secondaire est déphasée de $\pi/2$ par rapport à H_p . Le déphasage du courant et de H_s par rapport à H_p est de $\pi/2 + \varphi$. Le retard de la résultante par rapport à H_p est α (Figure 18.b).

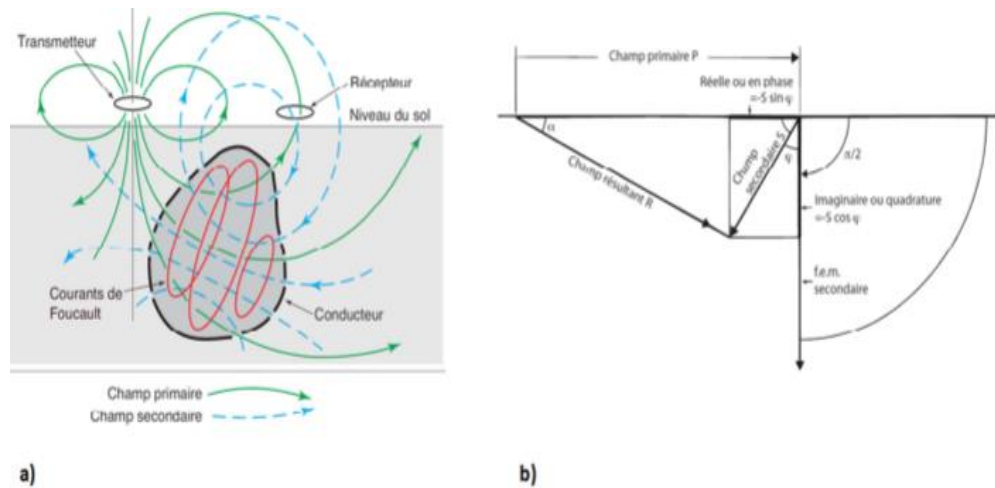


Figure 18: Mesures Electromagnétiques, a) principe des champs primaire et secondaire, b) principe du déphasage du champ secondaire (d'après: (Giroux, 2005))

La réponse du système (détection du signal secondaire), nommée $\Phi(z)$, dépend de l'espacement entre les bobines émettrices(s), de la profondeur de la couche prospectée (z) (Figure 19 a). On note alors une profondeur normalisée $Z = z/s$ (McNeill, 1980). Dans ces conditions, la distance entre bobines et leur orientation (verticale ou horizontale) par rapport à la surface du sol influent sur la profondeur d'investigation. Pour une prospection en champ horizontal, les couches superficielles influent de façon notable les mesures, alors qu'en champ vertical, les couches prépondérantes sont situées à $Z=0,4$ m. A noter également que les terrains localisés à une profondeur supérieure à $Z = 1,5$ interviennent encore de façon non négligeable (20%) dans les valeurs de conductivité mesurées (Figure 19 b). Les mesures obtenues avec cette technique de prospection sont traduites en termes de conductivité apparente (S/m) et plus fréquemment en résistivité apparente ($\Omega.m$).

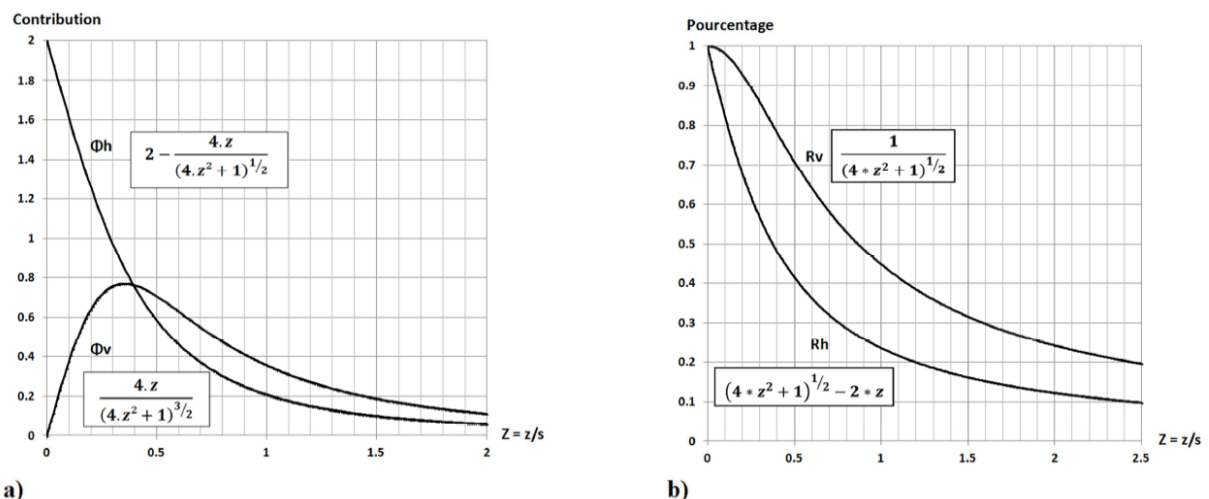


Figure 19 : Comparaison des dipôles en orientation Verticale et Horizontale, a) réponse relative d'une couche de sol, b) réponse cumulative d'une couche de sol (d'après:(JD, 1980)).

La résolution atteignable par cette méthode dépend du pas de mesure que l'utilisateur souhaite mettre en place et de l'espacement entre la bobine émettrice et réceptrice. Ce pas peut varier du mètre à quelques mètres en mode pedestre, jusqu'à la mesure en pseudo-continu (1 mesure par seconde) dans le cas d'un matériel tracté. Soulignons que comparativement aux méthodes électriques

(TRE), les prospections EM sont des méthodes ne nécessitant pas un contact direct entre l'appareil de mesure et le sous-sol. Du fait de sa sensibilité aux champs électromagnétiques, l'utilisation de cette méthode de prospection sur des parcelles présentant déjà un bâti ou des éléments métalliques sera sujette à réserves. Ce dernier point pourrait s'avérer récurrent sur nos sites dans nos futurs travaux, qui pourraient se trouver sur ces parcelles proches de site industriel (station d'épuration), avec des éléments venant perturber les mesures.

2.3.2. Acquisition des données

Les méthodes géophysiques électromagnétiques basse fréquence en champ proche, type EM, permettent l'acquisition de données de conductivité électrique dont les variations traduisent les hétérogénéités et les variations de faciès du proche sous-sol.

Le système de mesure, appelé conductivimètre, comprend deux dipôles magnétiques reliés au boîtier de contrôle.

Les mesures de conductivité électrique sont prises en quasi continu ou de façon discrète, en se déplaçant sur la surface à investiguer, le long de profils plus ou moins serrés en fonction des hétérogénéités recherchées. L'opérateur se déplace à pied et l'équipement peut aussi être tracté (Figure 20). Plusieurs centaines de mètres (voire des kilomètres) de mesure peuvent être acquis quotidiennement, en fonction des conditions du site. Lors de la prospection, on essaie de suivre des lignes droites où les mesures seront acquises automatiquement.



Figure 20 : Prospection EM d'une parcelle : (à gauche) Répartition de la mesure (à droite) acquisition du jeu de données

2.3.3. Traitement et interprétation de données

Comme dans la sous-partie précédente, la prise de mesure est simple puisque les valeurs de la conductivité électrique, la phase, le temps, et les coordonnées GPS sont directement donnés par l'appareil. Les mesures sont ensuite transférées dans l'ordinateur pour effectuer un premier traitement sur la phase. Dans ce traitement, pour une la fréquence des mesurées un filtrage est effectué sur la mesure de phase oui les effets métalliques. Enfin, les données de conductivité électrique sont restituées en cartes 2D. Ce qui nous permet d'avoir un premier aperçu de la variabilité sur le plan horizontal du sol. Il peut être envisageable de réaliser d'autres traitements sur ces représentations. Cependant, il faut rester conscient que ces traitements éliminent de l'information. Dans ce projet de thèse la conductivité électrique est mesurée à une dizaine de centimètres de la surface c'est pourquoi nous avons fait le choix de ne pas les inverser les données de la conductivité électrique.

2.4. Limites des méthodes géophysiques retenues

D'après les nombreux articles cités dans ce chapitre, les techniques géophysiques TRE et EM sont totalement adaptées pour étudier les variations de résistivités (conductivités électriques) d'un sol permettant ainsi l'identification des hétérogénéités présentes dans le sol étudié. Cependant, ces méthodes géophysiques comportent différentes limites et soulèvent de nombreuses questions, qui seront présentées plus en détail dans cette partie.

Dans le cas d'une prospection par la TRE, le processus d'inversion peut engendrer de fausses variations de la résistivité, que l'on appelle des artefacts de TRE (cf. Figure 21) :

- Les modèles de résistivités interprétées peuvent présenter des distorsions dans les images d'infiltration, avec par exemple, des infiltrations que la TRE montre plus profondes que la réalité (Descloitres et *al.*, 2008) ou des variations de résistivités en surface, impliquant des fausses variations de résistivités interprétées (artefacts) en profondeur (Clément et *al.*, 2009)
- Les modèles de résistivités interprétées présentent des valeurs de résistivités fausses. Par exemple, dans l'article de Descloitres et *al.* (2003), le terrain a une résistivité vraie de 50 $\Omega.m$, mais le modèle de résistivités interprétées restitue une valeur de la résistivité interprétée de 150 $\Omega.m$.

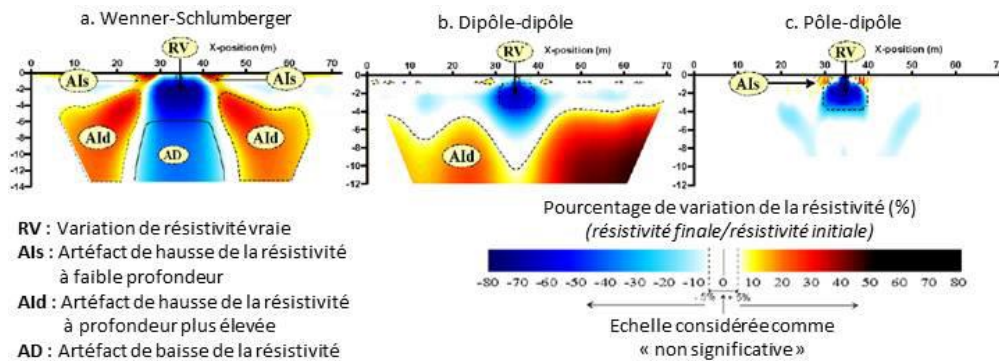


Figure 21: Exemple d'inversion time-lapse « standard » de données de résistivités apparentes synthétiques avec un dispositif a. Wenner-Schlumberger b. dipôle-dipôle et c. pôle-dipôle (Audebert, 2015)

La plupart des auteurs expliquent la présence de ces artefacts, dans les modèles de résistivités interprétées, par :

- la sous détermination du problème inverse
- des effets de distorsion dans les inversions, dus aux méthodes de régularisation (Singha and Gorelick, 2005) ;
- la distribution géométrique des structures et notamment des effets dus à des infiltrations superficielles, pouvant se produire dans des conditions naturelles, lors du suivi temporel (Descloitres et *al.*, 2008) ;
- l'intensité du contraste de résistivité entre le liquide injecté et le sol (Cassiani and Binley, 2005);
- des effets d'erreur de numérisation, dus au choix de l'espacement inter-électrodes (Ramirez et *al.*, 1993) ;
- le choix de certains jeux de paramètres d'inversion (Clément et *al.*, 2009; Rings and Hauck, 2009).

Dans nos cas d'études nous avons de fausses variations de la résistivité électrique ou de la conductivité électrique du sol (dus à l'erreur) . La question est de voir comment, nous allons pouvoir limiter l'influence de ces fausses variations dans l'interprétation des données de résistivité électrique.

Il est possible de détecter ces artefacts dans les mesures, ces artefacts vont généralement se traduire par de fortes incertitudes dans les cellules d'inversion. Il faudra donc voir si la prise en compte de ces incertitudes dans le ou les futurs outils de fusion de données suffira à limiter leur influence dans l'obtention d'informations spatialisées sur la conductivité électrique.

2.5. *Interprétation hydrodynamique des données ERT, et EM*

2.5.1. Relation empirique

Dans le cadre de cette thèse, le principal objectif est de spatialiser la conductivité hydraulique du sol, à travers l'information sur l'hétérogénéité du sol donnée par l'ERT et l'EM. La spatialisation de la conductivité hydraulique va nous permettre d' :

- Évaluer avec précision la capacité d'infiltration des effluents traités dans le sol ;
- Améliorer le dimensionnement des systèmes d'infiltration d'effluents traités et d'estimer les volumes et débits d'effluents à infiltrer ;
- Améliorer la compréhension des écoulements des effluents dans ces systèmes.

Comme évoqué précédemment, les méthodes géophysiques EM et la TRE sont des méthodes indirectes. Elles ne permettent donc pas de mesurer directement les valeurs des paramètres hydrodynamiques du sol comme la teneur en eau, ou encore la conductivité hydraulique du sol.

En hydrologie ou en agronomie, l'obtention d'une information sur la répartition de propriétés hydriques du sol (teneur en eau ou conductivité hydraulique.) à partir des données de résistivité ou conductivité est une stratégie courante. Cette interprétation est principalement basée sur l'utilisation de lois pétro-physiques empiriques (Brevik et *al.*, 2006; Brunet et *al.*, 2010b; Doussan and Ruy, 2009). Ces lois empiriques sont fréquemment utilisées dans la littérature et sont bien adaptées à des milieux homogènes. L'idée d'une loi pétro-physique est de trouver une relation physique ou empirique entre le paramètre géophysique et le paramètre d'intérêt. Dans le cas d'un sol homogène, l'évaluation des paramètres des lois empiriques, se fait à partir de mesures de résistivité (ou conductivité électrique) réalisées au laboratoire sur des échantillons de sol, où l'on va mesurer aussi le paramètre d'intérêt. Cependant, pour des milieux plus complexes où la résistivité et le paramètre d'intérêt sont très variables, il est très difficile d'estimer et de calibrer les valeurs de ces paramètres. (cf Figure 22)

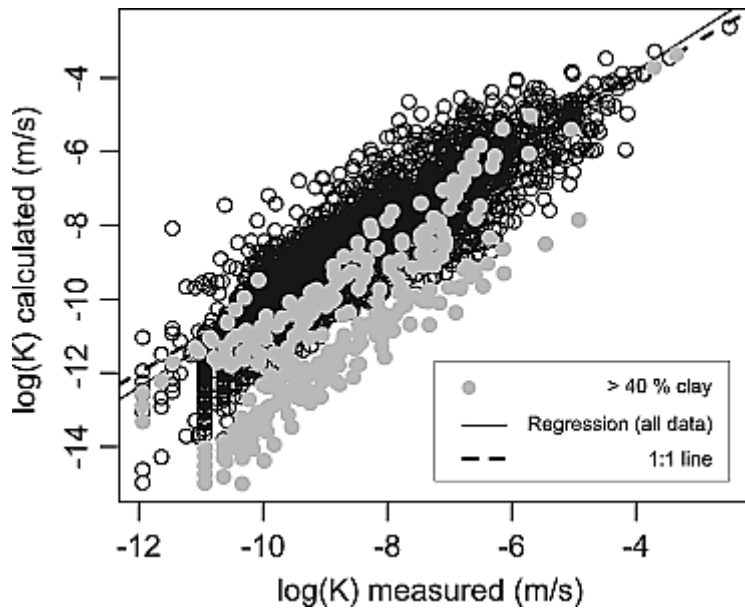


Figure 22: Test de la relation empirique électrohydraulique (Doussan and Ruy, 2009)

Par exemple, Doussan (2009) a proposé une relation empirique de conductivité hydro-électrique (σ -K) dérivée et testée à l'aide de données expérimentales obtenues en mesurant K, θ , σ sur des échantillons de sol non perturbés. Pour évaluer le potentiel de cette approche, Doussan a validé son équation empirique sur une grande base de données de mesures de la conductivité hydraulique à saturation du sol UNSODA (Figure 22). Le graphique comprend environ 190 sols et 3000 points de données de mesure de conductivité électrique et de conductivité hydraulique. Les points gris représentent les sols contenant plus de 40% d'argile. La Figure 22 présente en abscisse le logarithme de la conductivité hydraulique à saturation réellement mesuré à partir de données de terrain ou de laboratoire. En ordonnées, la Figure 221 présente le logarithme de la conductivité hydraulique dérivée des mesures de conductivité électrique. Globalement les résultats sont encourageants, mais on observe une grande variabilité des valeurs, ce qui est d'autant plus vrai lorsque la teneur en argile augmente. Doussan et al. (2009) présente dans leur article la forte variabilité des paramètres d'un sol. En effet, sur le terrain il peut exister différentes relations pour différents types de sol. Ces relations sont proches mais peuvent entraîner tout de même un ou deux ordres de grandeur d'erreur sur l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation.

2.5.2. Zonation

Rappelons que, les prospections géophysiques nous fournissent des cartes de spatialisation d'une variable géophysique du sol (résistivité électrique, conductivité électrique), alors que les prospections géotechniques sont des mesures associées à des analyses ponctuelles du comportement hydromécanique du sous-sol (exemple : la conductivité hydraulique à saturation). Dans la littérature, on trouve une seconde méthode, pour utiliser conjointement les données géophysiques et géotechniques. C'est la méthode de zonation, cette méthode vise à coupler les deux types de mesures dans le but de tirer parti de leurs avantages respectifs, à savoir l'information d'hétérogénéité sur le sol étudié d'une part (géophysique), et l'identification des propriétés géomécaniques (conductivité hydraulique, résistance du sol) d'autre part.

En effet, pour aider à la représentation d'une parcelle, une sectorisation des propriétés mesurées en zones homogènes permet de différencier les parties pertinentes, telles les anomalies ou les

hétérogénéités majeures. Ce type d'analyse prend en compte la répartition des données et la variabilité des propriétés mesurées. Dans ce contexte (Bisone, et al. 2017), ont effectué une prospection géophysique préalable (EM ou ERT) sur l'ensemble de la parcelle.

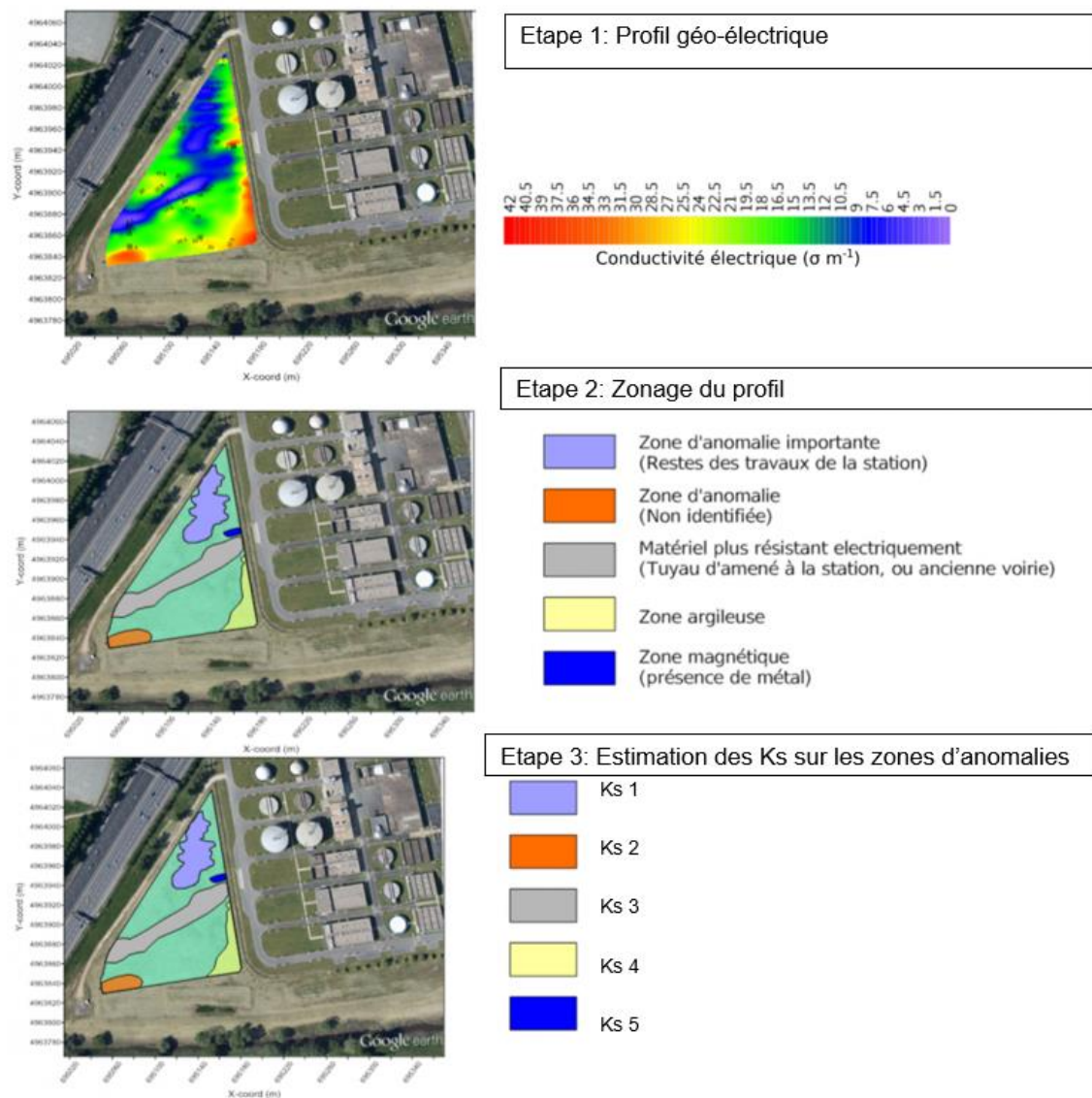


Figure 23: Couplage de données géophysiques et géotechniques (Bisone et al., 2017)

La Figure 23 schématise l'approche par combinaison de bases de données, composée des mesures de conductivité électrique TRE, un EM et d'un ensemble d'essais d'infiltration. Le zonage de la carte de conductivité (provenant de l'EM) en différentes gammes permet de faire correspondre à chaque gamme une valeur de conductivité hydraulique à saturation. La combinaison de l'ensemble de ces données permet de réunir ces sources d'information pour évaluer au mieux la capacité d'infiltration du sol. Maintenant, connaissant la répartition des anomalies par la géophysique, il est possible d'optimiser non pas l'analyse des sondages géotechniques, mais l'emplacement et le nombre de ces derniers pour ne prospecter que les zones présentant une forte probabilité de l'aléa.

Dans le cadre de l'article de Bisone et al (2017), les auteurs ont réalisé une identification des anomalies, de manière *a priori* en tenant compte de leur avis d'expert. Il existe d'autres méthodes moins

empiriques pour faire de la zonation, comme les méthodes de segmentation par exemple qui peuvent être appliquées, mais ces méthodes restent robustes lorsque l'on a des variations significatives et marquées de résistivité électrique. D'autre part, l'incertitude de la mesure n'intervient pas dans le principe, ce qui fait qu'il est possible de se retrouver avec des zones de fausses variations.

2.5.3. L'inversion jointe hydro-géophysique

Nous n'allons pas rentrer dans le détail de cette solution. Elle est intéressante car l'idée est d'avoir d'un côté les paramètres géophysiques et d'un autre côté les paramètres hydrodynamiques, afin d'essayer de remonter aux paramètres physiques des deux modèles conjointement. Cette approche, bien qu'elle soit intéressante n'est pas aisée à mettre en œuvre dans les milieux hétérogènes. En effet, pour relier les deux modèles, il faut nécessairement à un moment ou un à autre utiliser une relation empirique. De plus, les méthodologies sont plutôt en développement et pas aisément accessibles aux opérateurs.

Dans leur article, l'objectif de (Farzamian et al., 2015) était d'estimer la conductivité hydraulique à partir des données EM38 et ERT. En effet ces données géophysiques ont permis une estimation des variations de résistivité spatio-temporelles. Une relation pétrophysique in situ a été utilisée pour convertir les modèles de résistivité en modèles d'écoulement non saturé. Les modèles d'écoulement non saturé ont été comparés aux simulations d'écoulement non saturé déduites des paramètres hydrologiques afin d'estimer la conductivité hydraulique saturée. Les résultats de l'article montrent une limitation de la plage de variation de la conductivité hydraulique saturée. Cependant, les cartes de distribution de la teneur en humidité déduites des modèles ERT et EM38 sont dans, une certaine mesure, différentes des simulations d'écoulement. Cela est dû aux fortes hétérogénéités rencontrées sur le site. La méthode d'inversion jointe hydro-géophysique est intéressante sur des sites qui présentent de faibles hétérogénéités .

IV. Méthode de fusion d'informations géophysiques et géotechniques: BME

1. Choix de la BME

Nous avons vu dans la partie précédente de ce chapitre, que la conductivité hydraulique à saturation est mesurée grâce aux essais d'infiltration. Cette conductivité hydraulique à saturation permet l'estimation de la capacité d'infiltration mais de manière localisée. Par opposition, les méthodes d'auscultation géophysiques et géotechniques permettent de caractériser l'hétérogénéité des propriétés physiques du sol. Nous avons également exposé que les interprétations croisées classiques des méthodes géophysiques et géotechniques sont le plus souvent une analyse visuelle ou une relation pétro-physique simple. Dans cette partie nous cherchons à proposer une solution d'interprétation basée sur une méthodologie robuste capable de tirer profit des spécificités de chacune des méthodes. C'est pourquoi, le choix a été fait d'orienter les recherches vers les méthodes de fusion d'informations.

La fusion de données constitue un cadre formel dans lequel s'expriment les moyens et techniques permettant l'alliance des données provenant de sources diverses. Elle vise à l'obtention d'informations de meilleure qualité ; la définition exacte de "meilleure" dépendra de l'application (Baltsavias and Hahn, 2000; Serre and Christakos, 1999a).

La fusion d'informations est une solution pertinente pour traduire le signal géophysique en variable d'intérêt (ici la résistivité électrique et la conductivité hydraulique à saturation). Les outils issus de ce domaine permettent d'obtenir des cartes avec une incertitude associée offrant un meilleur dimensionnement des zones étudiées. La fusion d'informations répond aussi à de nouveaux enjeux dans le domaine de la géophysique que sont la gestion de données massives (Big data) et la multiplication des types de méthodes utilisées sur un même site : parmi l'ensemble des méthodes de fusions d'informations disponibles, on peut distinguer trois approches :

- les approches probabilistes, avec la théorie des masses de croyance par exemple (Dezert et al., 2019) ;
- les approches de type intelligence artificielle (Machine Learning, data mining) (Grandjean et al., 2007; Jougnot and Solazzi, 2021) ;
- les approches géostatistiques modernes comme la BME (Rabouli et al., 2021).

Dans le cadre de cette thèse, INRAE (Hocine Henine, Rémi Clément et Vivien Dubois) a fait le choix de la méthode de fusion d'informations BME, pour cartographier la Ks. En effet, la méthode BME fournit un cadre géostatistique mathématiquement rigoureux pour estimer les conductivités hydrauliques à saturation en tout point. Cette méthode peut incorporer des informations provenant de plusieurs sources de données dont les incertitudes sont différentes ainsi que la densité de points. Elle permet surtout de produire des estimations non-linéaires (1) en utilisant les connaissances disponibles (caractéristique globale, information a priori et variabilité spatiale) et (2) en utilisant une assimilation de données basée sur l'estimation de l'incertitude. Cette méthodologie permet de surmonter les nombreuses limitations de la géostatistique classique (c'est-à-dire l'hypothèse gaussienne, l'analyse purement spatiale et aucune intégration de données non structurées).

2. Introduction à l'interpolation spatiale et aux géostatistiques

Les données à référence spatiale sont de plus en plus exploitées, et ce, dans divers domaines de recherche. Qu'il s'agisse de précipitations mesurées sur des stations météorologiques (Météo France), de la densité d'un minerai dans des échantillons de sol ou de la concentration de gaz carbonique dans l'air en certains sites (Péré et *al.*, 2009), ces données sont toutes localisées dans l'espace géographique. Le traitement statistique de ces données spatialisées demande une attention particulière. En effet, l'hypothèse qui stipule que les observations sont indépendantes et identiquement distribuées est rarement vérifiée. C'est dans ce but, que des méthodes statistiques adaptées à l'analyse de données à référence spatiale ont été développées. En effet, quand on procède à l'estimation de la valeur d'une grandeur en un point à partir des Données Distribuées dans un Référentiel Spatial (DDRS) de cette grandeur récoltée dans d'autres points, on parle alors d'interpolation.

Dans cette synthèse, nous allons nous attacher à présenter les méthodes qui permettent d'estimer et d'interpoler les données à références spatiales. Cette connaissance est importante dans la thèse pour différents aspects :

- Historiquement, les données ponctuelles ou géophysiques sont interpolées pour obtenir des cartes de paramètres distribuées ;
- Dans tous les outils de fusion de données que nous connaissons, il est nécessaire de réaliser des interpolations de données à un moment ou un autre (comme nous le verrons par la suite), notamment pour obtenir des données de dimensions équivalentes.

Dans le cas général, les DDRS ne peuvent être représentées par une fonction mathématique explicite. Cependant, elle présente une structuration spatiale bien définie, avec une corrélation des valeurs prises en deux mesures proches. Ceci rend possible la prévision d'une valeur inconnue à partir d'observations. On parle ainsi de technique d'interpolation pour l'estimation de cette valeur. Autrement dit, une interpolation est un processus consistant à utiliser des points ayant des valeurs connues pour estimer la valeur dans d'autres points.

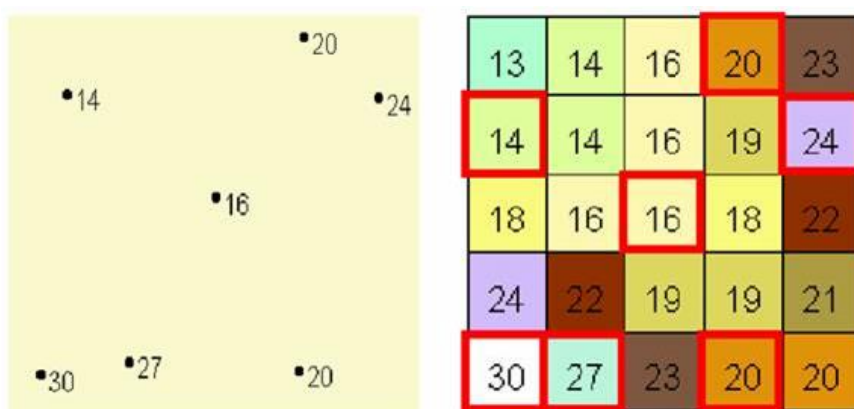


Figure 24: À gauche, un ensemble de données de points contenant des valeurs connues. À droite, une trame interpolée à partir de ces points

La Figure 24 ci-dessus montre une représentation des variables à références spatiales et du processus d'interpolation. Dans cet exemple, les valeurs inconnues sont prédites avec une formule mathématique qui utilise les valeurs des points connus à proximité.

Les méthodes d'interpolation se divisent en deux grands groupes :

- **Les méthodes d'interpolation déterministes** : elles se basent uniquement sur des propriétés purement mathématiques, généralement géométriques, sans tenir compte du phénomène physique qui nous intéresse (pas de possibilité d'intégrer le comportement physique, la variabilité (variogramme) ;
- **Les méthodes d'interpolation stochastiques (géostatistiques)** : elles supposent une modélisation probabiliste du phénomène, dont les observations résultent de la réalisation de variables aléatoires; ces méthodes font alors appel à des modèles dérivés de l'analyse statistique des données considérées.

Dans ce travail de thèse, la variabilité spatiale des propriétés physiques du sol est particulièrement importante à prendre en compte car elle peut significativement modifier le cheminement de l'EUT dans le sol, entraînant ainsi un mauvais dimensionnement des surfaces d'infiltration. Si l'on veut optimiser la précision des estimations de la conductivité hydraulique à saturation, il faudra utiliser des outils d'estimations qui feront appel à des modèles probabilistes : les modèles stochastiques.

3. Interpolation stochastique : géostatistique

La géostatistique est née dans le domaine de l'étude géologique appliquée à l'exploration minière au milieu du siècle passé. A cette époque, il s'agissait d'estimer les réserves récupérables dans des gisements miniers sur la base de quelques échantillons. Les premières idées de Krige (1951) et de Wijs (1951) ont été mises en œuvre par Matheron (1965). Rapidement les méthodes géostatistiques se sont répandues dans d'autres domaines: l'hydrogéologie (par exemple (Skøien et al., 2005; Zimmerman et al., 1998); les sciences du sol ; (Burgess and Webster, 1980; Dobos and Hengl, 2009; Overton et al., 1991), l'écologie (Rossi et al., 1992; Wackernagel et al., 2004), l'agriculture (Badewa et al., 2018), la télédétection (Atkinson and Lewis, 2000; Tang et al., 2018), l'océanographie etc.

La méthodologie générale de l'interpolation géostatistique, se décline en deux étapes principales. Dans un premier temps, on cherche à définir les caractéristiques de la donnée récoltée. Ce qui nous ramène à définir : qu'est-ce qu'un champ spatial aléatoire ? Et comment sont définies ces propriétés ? Puis, dans un second temps, nous allons utiliser ces caractéristiques et ces données connues pour l'estimation optimale aux points non mesurés.

3.1. Caractéristiques du jeu de données

3.1.1. Champ aléatoire spatial (Spatial Random Field, SRF)

En raison de leur importance dans presque toutes les disciplines scientifiques, les champs aléatoires spatiaux (SRF) constituent un domaine de recherche actif. Il est vrai que les SRF sont difficiles à travailler, principalement pour deux raisons : la difficulté des mathématiques impliquées et l'absence de livres systématiques sur le sujet. Cette partie est une initialisation sur les concepts fondamentaux de la théorie du SRF ainsi que ses propriétés. Pour une description plus détaillée, le lecteur peut se référer à (Christakos and Hristopulos, 1998), cette partie introduit les éléments nécessaires à la compréhension de ce manuscrit et des résultats qui suivront.

i. Définition

Dans la théorie de la SRF, un processus naturel qui évolue dans l'espace, telle que la distribution des propriétés physiques du sol, est désignée par un champ SRF $F_X \equiv \{X(s), s \in D \subseteq \mathbb{R}^d\}$. Ce champ représente l'ensemble des variables aléatoires $[X(s_1) \dots X(s_m)]$. Le vecteur $s = [xs_1 \dots s_m]$ définit les emplacements dans l'espace spatial.

ii. Classification des champs aléatoires spatiaux

En théorie, un SRF est entièrement caractérisé par sa fonction de densité de probabilité (pdf), celle-ci n'est généralement pas accessible dans la pratique, en raison du petit nombre de réalisations disponibles (généralement une seule valeur mesurée ou estimée). En pratique, les propriétés du SRF sont alors souvent déterminées uniquement par les moments statistiques généraux jusqu'à l'ordre deux, c'est-à-dire la moyenne et la fonction de covariance. Quand on peut supposer que ces moments sont suffisants pour caractériser complètement le SRF, celui-ci s'appelle un SRF de stationnarité du second ordre.

a. Stationnaires SRF

Les SRF, de variables aléatoires Z , sont dits stationnaires (ou homogènes) au sens strict si on peut supposer que les fonctions de distribution cumulatives entières sont identiques d'un endroit à un

autre, c'est-à-dire si, pour un ensemble quelconque de n points s_1, \dots, s_n et pour toute distance vectorielle h , nous avons :

$$Z_{s_1, \dots, s_n}(z_1, \dots, z_n) = Z_{s_1+h, \dots, s_n+h}(z_1, \dots, z_n) \quad \text{Équation 42}$$

b. Stationnarité du deuxième ordre

Maintenant, si nous supposons seulement que la moyenne m est constante aux points s_α et s_β , et que la covariance de la fonction C ne dépend que de la distance vectorielle h séparant deux points :

$$m_Z(s_\alpha) = m_Z(s_\beta) = m \quad \text{Équation 43}$$

$$C(Z(s_\alpha), Z(s_\beta)) = C_Z(h) \quad \text{Équation 44}$$

Il est possible de considérer une stricte stationnarité de second ordre. Cependant, il est courant de laisser le champ être moyen non stationnaire (faible stationnarité du deuxième ordre). Dans cette thèse, nous supposons toujours que nous avons des SRF stationnaires de second ordre faible. Sur le plan théorique, cela suggère qu'il n'est pas nécessaire de supposer que la moyenne est constante dans toute la zone d'étude, mais pratiquement. Cela veut dire qu'on suppose que la moyenne est constante autour de l'emplacement de prédiction. Cela se fait habituellement en géostatistique (Goovaerts, 1997).

3.1.2. Propriétés d'un seul champ SFR

i. Moyenne

La fonction moyenne est définie par :

$$m_Z(s) = E[Z(s)] = \int z f_Z(z) dz \quad \text{Équation 45}$$

La fonction moyenne $m_Z(s)$ peut être une fonction quelconque de coordonnées s . Si $m_Z(x)$ n'est pas constant dans l'espace, cela correspond à une variation systématique (tendance) du SRF $Z(X)$. S'il n'y a pas de tendance (stationnarité stricte du second ordre), la valeur de la moyenne est estimée classiquement par :

$$\hat{m}_Z = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n z(s_k) \quad \text{Équation 46}$$

où les $z(s_k)$ sont les valeurs prises par la variable aléatoire z aux n emplacements s_k

ii. Covariance

Sous l'hypothèse de stationnarité de second ordre, la fonction de covariance $C_Z(h)$, h étant la distance (décalage) entre s et $s+h$, est définie comme :

$$C_Z(h) = E[(Z(s) - m_Z(s))(Z(s+h) - m_Z(s+h))] \quad \text{Équation 47}$$

Si la fonction moyenne peut être supposée constante, l'Équation 47 est réduit à :

$$C_z(h) = E[(Z(s)Z(s+h))] - m_z^2$$

Équation 48

Classiquement, dans l'hypothèse de stationnarité de second ordre stricte, la fonction de covariance est estimée avec :

$$\hat{C}_z(h) = \frac{1}{N_h} \sum_{k=1}^{N_h} z(s_k) z(s_k + h) - \hat{m}_z^2$$

Équation 49

avec \hat{m}_z tel que défini à Équation 46 et N_h est le nombre de paires de points dans la classe de distance correspondant au décalage «**h**». Nous supposons aussi que les moyennes et les covariances sont toujours finies.

iii. Variogramme

Le variogramme (ou le semi-variogramme) est une alternative au calcul de la fonction de covariance. Au lieu de mesurer la similarité entre deux valeurs en fonction de la distance séparant les deux points, il indique le degré de différence qui les sépare. Il est défini comme la demi-variance. Dans le cas de stationnarité de second ordre, l'équation se réduit à :

$$\gamma_z(h) = \frac{1}{2} E[(Z(s)Z(s+h))^2]$$

Équation 50

3.2. Estimation aux points non échantillonnés: Krigeage

Maintenant que nous avons introduit le cadre de base de l'analyse des données spatiales et défini quelques outils pour caractériser le champ spatial aléatoire SRF, nous pouvons examiner le problème de la prédiction de variables spatiales.

Dans les différents domaines scientifiques et pratiques, les chercheurs sont confrontés au problème de la prédiction spatiale. Que ce soit pour fonctionner, ou améliorer leurs modèles, ils collectent des données. Les campagnes de collectes de données sont coûteuses et prennent beaucoup de temps, leur connaissance de la réalité n'est que fragmentaire. De plus, les appareils de mesure ne produisent pas toujours des valeurs parfaitement précises, ce qui entraîne une certaine incertitude liée aux données. Pour être aussi efficaces que possible, les experts doivent également utiliser et combiner toutes les sources d'informations disponibles le plus rigoureusement possible, quelle que soit leur incertitude.

L'idée est donc de pouvoir combiner toutes les informations disponibles et donner un poids à chaque donnée proportionnellement à sa précision, sa fiabilité et sa proximité à l'emplacement de prédiction.

3.2.1. Principe

Le krigeage est une méthode d'interpolation linéaire prenant en considération la structure de dépendance spatiale des données. C'est l'ingénieur Sud-Africain Danie G. Krige en 1951 qui propose en premier une méthode empirique d'estimation des ressources minières. Par la suite, cette méthode a été formalisée par le français Georges Matheron en 1970. Cette méthode est encore très utilisée dans de nombreux domaines. Les documents de références utilisés pour rédiger cette partie sont (Baillargeon, 2005). L'idée de base du krigeage est de prévoir la valeur $\hat{Z}(s_0)$ de la variable au voisinage du point s_0 par une combinaison linéaire des données ponctuelles adjacentes $Z(x_\alpha)$, lesquelles sont

associées à des coefficients de pondération $\lambda_{\alpha,0}$, dépendants de leur localisation, ceci est formulé par l'équation ci-dessous :

$$\hat{Z}(s) - m(s_0) = \sum_{\alpha=1}^{n_0} \lambda_{\alpha,0} [Z(s_\alpha) - m(s_\alpha)] \quad \text{Équation 51}$$

$$\hat{Z}(s_0) = m(s_0) + S(s_0) \quad \text{Équation 52}$$

L'équation $\hat{Z}(s_0)$ peut-être décomposée en tant que somme d'un "signal" $S(s_0)$ et d'une composante espérance $m(s_0)$. Selon le modèle considéré pour $m(s_0)$, on distingue quatre variantes de krigeage principales (Goovaerts, 1997) :

- Krigeage simple : $m(s_0)$ connue et constante ;
- Krigeage ordinaire : $m(s_0)$ non-connue mais elle est considérée comme constante au voisinage ;
- Krigeage universelle : $m(s_0)$ inconnue et non constante. Il peut ensuite être modélisé comme une combinaison linéaire des fonctions de coordonnées ;
- Krigeage avec dérivée externe : $m(s_0)$ est une fonction d'une variable, cette variable doit être connue en tout point de l'espace.

3.2.2. Krigeage ordinaire

L'objectif du krigeage est d'estimer le plus précisément possible la grandeur recherchée par une combinaison linéaire pondérée des observations. Ce critère de précision se traduit par la minimisation de l'erreur de la variance :

$$\sigma_E^2 = Var[\hat{Z}(s_0) - Z(s_0)] \quad \text{Équation 53}$$

Où, $C_{\alpha\beta}(h)$ et $C_{\alpha 0}(h)$ sont définies respectivement comme les covariances entre les données localisées en x_α et x_β et entre les données localisées en x_α et celle prédite en s_0 .

D'après la contrainte du non biais on obtient :

$$E[\hat{Z}(s_0) - Z(s_0)] = \sum_{\alpha=1}^{n_0} \lambda_{\alpha,0} m(s_0) - m(s_0) = 0 \quad \text{Équation 54}$$

La condition $\sum_{\alpha=1}^{n_0} \lambda_{\alpha,0} = 1$ se ramène à la recherche des extrema de Lagrange suivant (Edwards and Penney, 1982)

$$L(\lambda_{\alpha,0}, \alpha = 1, \dots, n_0; \mu) = \sigma_E^2 + 2 \mu (\sum_{\alpha=1}^{n_0} \lambda_{\alpha,0} - 1) \quad \text{Équation 55}$$

Où, μ est un multiplicateur de Lagrange. La variance d'erreur peut être minimisée sous la contrainte de non-biais en mettant à zéro les dérivées partielles premières de L par rapport à $\lambda_{\alpha,0}$ et μ . Au final, le système à résoudre s'écrit donc :

$$\frac{1}{2} \frac{dL}{d\lambda_{\alpha,0}} = \sum_{\beta=1}^{n_0} \lambda_{\beta,0} C_{\alpha\beta}(h) - C_{\alpha 0}(h) + \mu = 0 ; \alpha = 1, \dots, n_0 \quad \text{Équation 56}$$

..

$$\frac{1}{2} \frac{dL}{d\mu} = \sum_{\alpha=1}^{n_0} \lambda_{\alpha,0} - 1 = 0$$

En utilisant une notation matricielle, le système de $n_0 + 1$ équations linéaires peut être écrit comme suit :

$$KL = k \quad \text{Équation 57}$$

Tel que :

$$K = \begin{bmatrix} C_{hh} & \Theta \\ \Theta' & 0 \end{bmatrix}; L = \begin{bmatrix} \Lambda_{h0} \\ \mu \end{bmatrix} \text{ et } k = \begin{bmatrix} C_{h0} \\ \Theta_0 \end{bmatrix} \quad \text{Équation 58}$$

Dans ces matrices, C_{hh} et C_{h0} sont respectivement les matrices de covariance entre les emplacements de données, et entre les emplacements de données et les emplacements non échantillonnés. Les vecteurs Θ et Θ_0 permettent au modèle de prendre en compte la moyenne $m(s)$ (par exemple, pour le krigeage simple, $\Theta' = [0 \dots 0]$ et $\Theta_0 = 0$, tandis que pour le krigeage ordinaire, $\Theta' = [1 \dots 1]$ et $\Theta_0 = 1$). Les vecteurs Λ_{h0} et μ correspondent respectivement au vecteur des poids et au multiplicateur de Lagrange. Les matrices C_{hh} et C_{h0} sont construites à partir du variogramme ou de la covariance du modèle associés aux données. Pour une explication plus approfondie, se référer à (Issaks and Srivastava, 1989).

En utilisant plus loin la notation matricielle, l'estimateur par krigeage devient :

$$\begin{aligned} \hat{Z}(s_0) &= m(s_0) + \Lambda'_{h0}(z_{data} - m(s_{data})) \\ &= m(s_0) + C'_{h0} C_{hh}^{-1} (z_{data} - m(s_{data})) \end{aligned} \quad \text{Équation 59}$$

Vous trouverez plus de détails sur les techniques de krigeage dans de nombreux ouvrages consacrés à la géostatistique (Cressie, 1990, n.d.; Siu-ngan et al., 1984).

3.2.3. Limites

Alors que les techniques de krigeage semblent être très adaptables à une grande variété de situations, elles doivent faire face à des limitations importantes qui restent non résolues ou ne sont contournées que par des astuces qui ne sont pas supportées par la théorie. Parmi ces limitations, mentionnons :

- La difficulté de prendre pleinement en compte les données incertaines fournies sous forme d'intervalles de valeurs ou de fonctions de densité de probabilité, ainsi que des données

catégoriques ou des connaissances sur les lois physiques, d'une autre manière que par approximations ou simplifications ;

- La nature linéaire du prédicteur de krigeage, qui n'est que le meilleur parmi l'ensemble des prédicteurs linéaires ;
- L'imprécision de la fonction de densité de probabilité postérieure, qui n'est caractérisée que par la moyenne conditionnelle (prévision de krigeage) et la variance conditionnelle (variance de krigeage), ou par un nombre limité de points.

3.2.4. Conclusion

Il ressort de cette partie que le krigeage, repose sur des bases mathématiques solides. Ces bases sont plus rigoureuses que celles de la plupart des autres méthodes d'interpolation déterministe. Dans notre cas, le jeu de données de la conductivité hydraulique à saturation étant très coûteux à acquérir, cela rend la mise en œuvre du krigeage classique peu favorable. Pour la suite de ce rapport trois autres techniques alternatives seront proposées.

3.3. Bayesian Maximum Entropy "BME" : méthode de fusion d'informations

La conductivité hydraulique à saturation est un paramètre hydrologique relativement facile à mesurer localement, mais très difficile à spatialiser. En raison des coûts et du temps reliés aux campagnes de terrain, les points de mesures sont souvent très distants les uns des autres, et donc peu représentatifs de la variation de ce paramètre à l'échelle d'une parcelle. De plus, les valeurs mesurées peuvent être très variables en fonction de plusieurs paramètres comme la teneur en eau, la température et la résistivité électrique du sol. D'où l'intérêt de la prise en compte d'un ou plusieurs de ces paramètres, sous réserve d'une corrélation satisfaisante entre la conductivité hydraulique et le ou les paramètres cités.

La « Bayesian Maximum Entropy » (BME) est une technique de spatialisation de données permettant de prendre en compte efficacement et rigoureusement deux types de connaissances : d'une part, la connaissance générale (i.e. obtenue par des lois et principes physiques généraux, des statistiques et des informations théoriques) et d'autre part des connaissances spécifiques (c'est-à-dire des résultats d'expériences menées directement sur le terrain spécifique de l'étude). Cette méthode de spatialisation permet donc d'ajouter des informations complémentaires, spécifiques au site d'étude même si elles sont incertaines et/ ou indirectes, afin de mieux spatialiser une variable connue seulement ponctuellement, pour permettre d'augmenter la précision de la spatialisation.

Cette méthode géostatistique a été développée par G. Christakos et *al.* (Christakos, 1991, 1990; Serre and Christakos, 1999b). Ils ont montré que cette méthode était plus précise que les autres méthodes géostatistiques classiques grâce à la combinaison des deux types de données : des données sûres et des données incertaines. Cette technique a été testée dans plusieurs applications scientifiques: la variation de la hauteur de nappe (Serre and Christakos, 1999b), le suivi spatio-temporel de pollution particulières (Christakos et *al.*, 2001), la variation de salinité du sol (Douaik et *al.*, 2004), la distribution spatiale de type de nappe (D'Or and Bogaert, 2004) ou encore l'étude de l'évolution du couvert nival (St-Hilaire et *al.*, 2004).

Rappelons que pour les approches géostatistiques classiques, l'analyse statistique se base uniquement sur l'information contenue dans les valeurs observées. Pourtant, notre connaissance d'un processus naturel pourrait compléter les observations échantillonnées. En effet, les processus naturels sont régis par des lois physiques ou expliqués par des théories scientifiques. La considération des connaissances générales d'un processus naturel permet de passer au-delà d'une dépendance exclusive sur les données observées surtout que:

- L'insuffisance du nombre de données dans certains cas ne permet pas d'avoir une analyse concluante ;
- L'incertitude dans les données peut fausser les résultats et pourrait même conduire à des analyses erronées s'ils ne sont pas reconnus.

Pour ces raisons, la connaissance générale et la capacité de l'intégrer jouent un rôle fondamental dans la méthode BME. En effet, la méthode BME peut intégrer toutes les informations disponibles sur un processus naturel. Elle établit une distinction entre les bases de connaissances générales G et les sites spécifiques de connaissances S . Les connaissances spécifiques au site S englobent une variété de formes de données qui vont au-delà des valeurs observées uniques, comme indiqué à la partie.

Connaissances Générales (G) regroupe toutes les connaissances de base, les croyances justifiées et les expériences antérieures. Celles-ci peuvent être présentées sous la forme d'énoncés logiques, de lois physiques, de propriétés (fonction moyenne, fonction de covariance, par exemple) ou même de jugements d'experts. G est considéré comme "général" car il est suffisamment vague pour caractériser une grande classe de champs et de situations et ne fait pas référence aux mesures spécifiques collectées sur la zone d'étude.

Connaissances Spécifiques (S) est constitué d'informations spécifiques à un site. Il s'agit souvent d'ensembles de données collectées sur le site d'étude, comprenant à la fois des données fixes et informelles, ainsi que des variables continues ou catégorielles.

La BME définit la somme K de toutes les bases de connaissances disponibles comme $K = G \cup S$.

La rédaction de cette partie est basée sur le livre de Christakos et *al.* (2001), et l'article d'(He and Kolovos, 2018) .

3.3.1. Notions pratiques

i. Entropie et information

Le terme Entropie a été défini pour la première fois en thermodynamique comme une fonction d'état caractérisant un changement ou un degré de désorganisation dans un système chimique fermé tel que le résultat d'une réaction. Un siècle plus tard, Shannon (1948) introduisit le concept de l'entropie dans sa théorie de l'information pour exprimer le degré d'incertitude a priori dans un système. Depuis cette période, l'entropie a été utilisée dans une grande variété de disciplines scientifiques pour mesurer l'incertitude, comme en témoigne l'abondante littérature sur le sujet.

Pour intégrer les bases de connaissances générales G , la méthode BME utilise la mesure de l'information de Shannon (IM) pour quantifier l'information contenue dans la K_G (Shannon 1948). La IM de Shannon déclare que plus la probabilité qu'un modèle prédise un processus est grande, moins on a d'informations sur ce modèle. Autrement dit, un modèle qui tient compte de tous les possibles,

permettra de prédire correctement un processus, mais ne fournira aucune information précieuse sur le processus lui-même.

« Par exemple, juste après avoir passé un examen, l'enseignant vous indique que votre note est entre 0/20 et 20/20. La probabilité qu'il dise la vérité est grande (égale à 1), mais cette déclaration ne vous informe pas beaucoup sur vos chances de réussite. »

La formulation mathématique de Shannon IM est présentée comme :

$$\text{Inf}(X_{\text{map}}) = -\log f_G(X_{\text{map}}) \quad \text{Équation 60}$$

où $\text{Inf}(X_{\text{map}})$ est l'information sur la SRF via le vecteur aléatoire X_{map} sur tout le domaine d'intérêt, et f_G est la fonction de probabilité de densité multivariable (*pdf*) associée à la connaissance générale G . En pratique, on s'intéresse à la quantité d'information H . Cette quantité est aussi connue comme l'entropie de Shannon et s'écrit comme suit :

$$H = \overline{\text{Inf}(X_{\text{map}})} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) \log f_G(x_{\text{map}}) \quad \text{Équation 61}$$

Après avoir intégré les connaissances générales G dans l'Équation 61, l'idée sera ensuite de ne garder que les résultats pertinents, afin que le modèle soit le plus informatif possible. En outre, la BME cherche à maximiser les informations contenues en G en maximisant l'entropie H . Cette dernière va être examinée plus en détail à la partie 3.3.2. i. .

ii. Types de données

L'un des objectifs communs de l'analyse SFR est d'obtenir des valeurs prédites x_k à des emplacements non échantillonnés s_k , à partir d'un ensemble de valeurs observées $x_{\text{data}} = [x_1, \dots, x_m]$ aux emplacements $p_i, i = 1, \dots, m, i \neq k$. Nous désignons par $x_{\text{map}} = [x_{\text{data}}, \chi x_k]$ l'ensemble des valeurs des emplacements $p_{\text{map}} = [p_i, p_k]$. En ce qui concerne l'incertitude des valeurs des données, on différencie deux groupes de données, à savoir les groupes de données « hard » et les données « soft ». Dans la méthode BME, les valeurs x_{data} constituent les connaissances spécifiques au site, et s'écrivent comme suit :

- Données « hard » : $x_{\text{hard}} = [x_1, \dots, x_{m_h}]$ en points $p_i, i = 1, \dots, m_h$. Ces valeurs observées peuvent être issues de sources telles que des dispositifs de mesures (essai d'infiltration *in situ*), des expériences de laboratoire (essai au perméamètre), etc. La probabilité de ces valeurs en chaque emplacement est de 1 ;
- Données « soft » : $x_{\text{soft}} = [x_{m_{h+1}}, \dots, x_m]$ en points $p_i, i = m_{h+1}, \dots, m$. L'imprécision dans ces observations incertaines est traduite par des intervalles de valeurs ou en des fonctions de densité de probabilité (*pdf*). Les formes de données variables fréquemment rencontrées sont les données d'intervalle, les données (Christakos and Li, 1998), comme indiqué dans les équations qui suivent :

$$x_{\text{soft}} = \{[x_{m_{h+1}}, \dots, x_m] | x_i \in I_i = [l_i, u_i], i = m_{h+1}, \dots, m \quad \text{Équation 62}$$

$$\chi_{\text{soft}} = \{[x_{m_{h+1}}, \dots, x_m] | P(x_i \leq \xi_i) = F_i(\xi_i), i = m_{h+1}, \dots, m \} \quad \text{Équation 63}$$

En particulier, l'Équation 62 montre que les valeurs de données d'intervalle x_i se situent dans un intervalle connu tel que l_i et u_i représentent, respectivement, la borne inférieure et supérieure de l'intervalle. L'Équation 63, elle, affiche de manière probabiliste les données pour lesquelles les fonctions de distribution cumulées (CDF) $F_i(\xi_i)$, sont connues.

3.3.2. Étapes algorithmiques de la BME

La méthode BME est mise en œuvre en trois étapes : «étape prior», «étape meta-prior» et «étape posterior» (Figure 25). La présente partie passe en revue les principales caractéristiques de chacune de ces étapes.

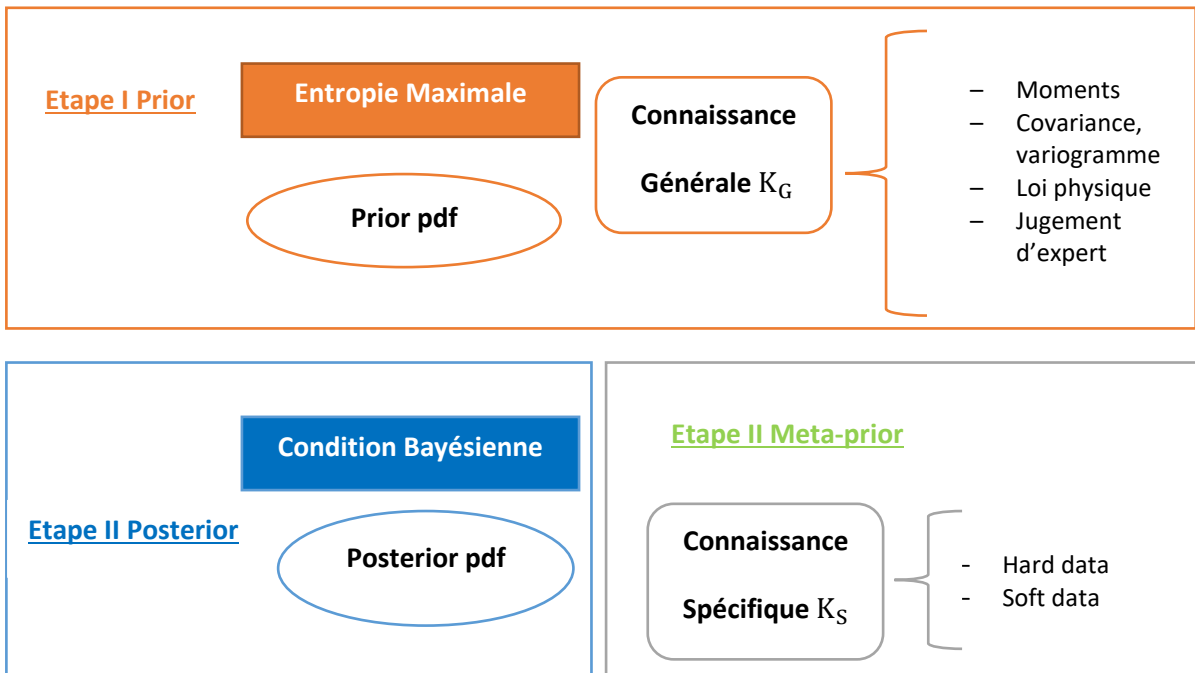


Figure 25 : Les trois étapes de la mise en œuvre de la BME

i. Prior ME

Au stade « prior » de la méthode BME, les connaissances générales sont collectées, intégrées et analysées pour obtenir les « prior » G associées à la fonction de densité de probabilité (pdf) $f_G(x_{map})$. Dans ce mécanisme, une formule mathématique basée sur G (associée au processus) est utilisée pour construire des expressions qui donnent les moments statistiques. Ces moments constituent une série de contraintes permettant de définir f_G .

Dans cette partie, soit le vecteur des variables aléatoires $x_{map} = [x_{hard}, x_{soft}, x_k]$ de sorte que x_{hard}, x_{soft}, x_k désignent respectivement les valeurs des données « précises » et « moins précises » ainsi que la valeur inconnue à l'emplacement de prédiction k. Soit aussi $f_G(x_{map})$, la fonction de probabilité tenant compte de l'ensemble des connaissances générales G, avant que toute la connaissance spécifique K_S soit prise en compte. Comme indiqué à la partie précédente l'optimisation de l'entropie d'un système revient à maximiser le contenu d'information attendu tout en veillant à ce que l'ensemble des informations disponibles soit pris en compte. Par conséquent, l'entropie H devient :

:

$$H = \overline{\ln f(x_{\text{map}})} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) \log f_G(x_{\text{map}}) \quad \text{Équation 64}$$

et sera maximisée sous la contrainte de respecter l'information préalablement disponible. Ces contraintes peuvent être exprimées comme suit :

$$\overline{g_\alpha} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) g_\alpha(x_{\text{map}}) \quad \text{Équation 65}$$

Où $\alpha = 1, \dots, N_C$. Pour $\alpha = 0$, $g_0 = \overline{g_0} = 1$. Les g_α sont les N_C fonctions qui expriment les connaissances générales données du système. En pratique, la paire ($g_\alpha, \overline{g_\alpha}$) est remplacée par son estimation comme : la moyenne (X_i, \overline{X}_i), la covariance ($(X_i - \overline{X}_i)(X_j - \overline{X}_j)$), semi-variance ($\frac{1}{2}(X_i - X_j)^2$), $\gamma_X(s_i, s_j)$, et les moments ($(X_i - \overline{X}_i)^\lambda, m_i^\lambda, \lambda = 1, \dots, L$), et même pour les expressions de lois physiques. Compte tenu de l'expression de g_α , on peut écrire la fonction de densité de probabilité « prior » sous une forme générale :

$$f_G(x_{\text{map}}) = e^{\mu_0 + J} = \sum_{\alpha=1}^{N_C} \mu_\alpha(S_{\text{map}}) g_\alpha(x_{\text{map}}) \quad \text{Équation 66}$$

Où μ_α sont les multiples de Lagrange, μ_0 est le coefficient de normalisation.

D'après l'Équation 66, la fonction de densité $f_G(x_{\text{map}})$ est définie à partir des coefficients μ_α et μ_0 . Ces coefficients sont calculés en maximisant l'entropie. Ce qui nous ramène à résoudre le système d'Équation 67, pour les N_C contraintes :

$$\overline{g_0} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) = 1 \quad \text{Équation 67}$$

$$\overline{g_1} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) g_1(x_{\text{map}})$$

.

..

$$\overline{g_{N_C}} = \int dx_{\text{map}} f_G(x_{\text{map}}) g_{N_C}(x_{\text{map}})$$

Pour conclure, l'intégration des connaissances générales se fait à travers l'entropie. A l'étape suivante on cherche à ne conserver que la partie pertinente de ces connaissances. Pour cela, on associe une fonction de densité de probabilité $f_G(x_{\text{map}})$ obtenue par la maximisation de l'entropie. La fonction $f_G(x_{\text{map}})$ assure que toutes les connaissances « prior » à toute mesure sont prises en compte.

ii. « *Meta prior* »

L'étape « meta prior » fait référence à la collecte des données observées, et l'exécution d'une analyse supplémentaire liée aux données. Ces analyses peuvent porter sur l'application des filtres, la transformation et l'évaluation des données, le calcul d'anisotropie et l'identification des données soft et hard selon leurs variances.

iii. *Posterior: conditionnement bayésien*

Au stade « posterior », la fonction de densité de probabilité (pdf) $f_G(x_{map})$ est mise à jour avec les connaissances spécifiques au site S. En particulier pour les données « précises » et « moins précises », le conditionnement bayésien (Christakos and Hristopulos, 1998) est appliqué à $f_G(x_{map})$ pour produire la fonction de densité de probabilité $f_K(x_k)$ postérieure comme suit :

$$f_K(x_k) = f_G(x_k | x_{data}) = \frac{f_G(x_k, x_{data})}{f_G(x_{data})} \quad \text{Équation 68}$$

La forme spécifique de la pdf postérieure dans l'Équation 68 dépend du type de données « moins précises ». Parmi le groupe de types de données « moins précises », nous allons nous concentrer sur deux situations largement rencontrées : données variables de l'intervalle I et du type probabiliste F . Pour chacun de ces cas, on associe une fonction de densité de probabilité « posterior », définie comme suit :

Équation 69

$$f_K(x_k) = \frac{\int_I f_G(x_k, x_{data}) dx_{soft}}{\int_I f_G(x_{data}) dx_{soft}}$$

Équation 70

$$f_K(x_k) = \frac{\int_I f_G(x_k, x_{data}) dF(x_{soft})}{\int_I f_G(x_{data}) dF(x_{soft})}$$

Dans cette partie, nous allons illustrer par un exemple la fonction pdf *posterior* correspondante pour chaque type de données « moins précises » :

1. Intervalle de données « moins précises » : supposons que l'ensemble des données « précises » $x_{hard} = (x_1, x_2, x_3)$ et des données « moins précises » $x_{soft} = (x_4, x_5)$, où $x_i \in I_i = [l_i, u_i]$, $i = 4, 5$. Ensuite, la fonction de densité de probabilité « posterior » peut être calculée par :

$$f_K(x_k) = \frac{\int_{I_4} \int_{I_5} f_G(x_k, \mathbf{x}_{\text{data}}) dx_4 dx_5}{\int_{I_4} \int_{I_5} f_G(\mathbf{x}_{\text{data}}) dx_4 dx_5}$$

2. Probabilité de données « moins précises » : supposons que l'ensemble des données « précises » $\mathbf{x}_{\text{hard}} = (x_1, x_2, x_3)$ et des données « moins précises » $\mathbf{x}_{\text{soft}} = (x_4, x_5)$, où x_4 et x_5 ont respectivement des fonctions de densité cumulative $F(x_4)$ et $F(x_5)$, et $x_i \in I_i = [l_i, u_i]$, $i = 4, 5$. Ensuite, la fonction de densité de probabilité « posterior » peut être calculée par :

$$f_K(x_k) = \frac{\int_{I_4} \int_{I_5} f_G(x_k, \mathbf{x}_{\text{data}}) dF(x_4) dF(x_5)}{\int_{I_4} \int_{I_5} f_G(\mathbf{x}_{\text{data}}) dF(x_4) dF(x_5)}$$

Le calcul des fichiers pdf « postérieurs » BME $f_K(x_k)$ aux emplacements pk fournit une description statistique complète de la variable à prédire, et nous permet d'extraire statistiquement les résultats. Dans le cas de la méthode BME des mesures sous forme de moyenne, espérance ou variance peuvent être calculées en se basant uniquement sur la pdf « postérieure ».

3.3.3. Exemple d'applications de la BME

i. La caractérisation 2D de la salinité des sols

Le BME est une technique prédictive qui a été appliquée dans de nombreux domaines scientifiques où les processus étudiés présentent des caractéristiques spatiales. La présente partie est axée sur les applications de la BME, liées à l'étude des caractéristiques des paramètres physiques du sol. Les études de sol sur les propriétés, la composition et l'utilisation des sols sont importantes. En effet, dans notre cas, le sol est un récepteur des résidus des activités humaines (comme le rejet des EUTs). Néanmoins, l'échantillonnage et l'analyse des sols sont coûteux, ce qui fait de la géostatistique spatiale un outil précieux pour l'analyse avec des informations auxiliaires. Dans l'article de (Douaik et al., 2005) les auteurs ont utilisé des outils géostatistiques (BME et krigeage) pour identifier la variabilité spatio-temporelle de la salinité du sol à l'aide de mesures sur le terrain et en laboratoire.

Pour cela, une base de données spatiales sur la salinité des sols était disponible. Cette base de données « soft » comprend 413 points où la conductivité électrique apparente ou globale du sol (ECa) a été mesurée à l'aide de sondes électriques sur une superficie de 25 ha. Ensuite, sur un sous-ensemble limité de ces points d'échantillonnage (13 à 20 données « hard »), la conductivité électrique EC a été déterminée par une analyse en laboratoire Figure 26.

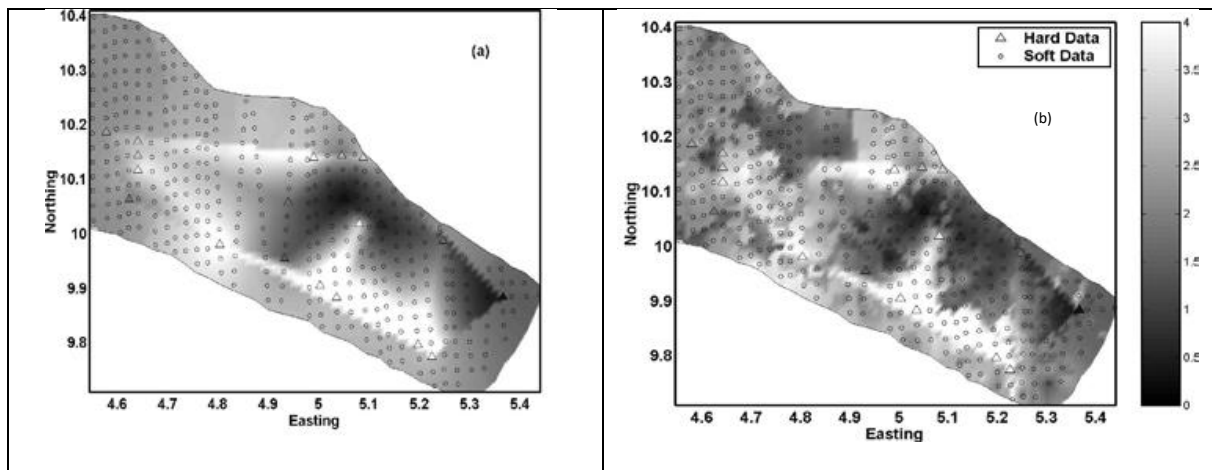


Figure 26: Carte de la salinité E_c (dS/m) à partir du (a) avec le krigeage KH. (b) BME estimée avec le mode. Les cercles sont les emplacements des soft data 393 (et les triangles) sont les 30 emplacements des hard data (Douaik et al., 2005).

Douaik et al. (2005) ont constaté que la prédiction de la salinité du sol à l'aide de données de BME présentait une erreur quadratique moyenne (MSE) inférieure à une analyse correspondante basée sur le krigeage simple et ordinaire, tout en validant les résultats avec validation croisée. Dans cet article, il était intéressant de montrer que les informations géophysiques (soft) peuvent être utilisées de manière efficace pour compléter la rareté des mesures directes (hard) d'une propriété du sol. Douaik et al. (2005) ont montré que la BME peut incorporer et traiter les données soft de manière rigoureuse, ce qui conduit à des résultats plus précis. Contrairement au krigeage qui conduit à des valeurs de CE prédites partiellement irréalistes.

ii. Application stochastique

La génération stochastique consiste à reproduire les propriétés des distributions statistiques des variables. Cette technique trace l'évolution des variables qui peuvent changer stochastiquement (aléatoirement) avec certaines probabilités. Parmi les méthodes de génération stochastique de champs de pluie que nous retrouvons dans la littérature, les méthodes géostatistiques de simulation (libre ou conditionnelle), basées sur les fonctions de covariance, ressortent.

Les simulations géostatistiques permettent une quantification fiable des incertitudes liées à l'estimation d'une variable régionalisée. Ces méthodes reproduisent la variabilité spatiale de la variable régionalisée en respectant ses caractéristiques statistiques (ex., moyenne covariance covariogramme). Dans le cas de la simulation conditionnelle, elles permettent également de reconstituer les valeurs connues sur les points de mesures utilisés pour le conditionnement : en ces points, la valeur simulée est égale à la valeur observée. Généralement, les champs issus des simulations géostatistiques sont moins lisses que ceux obtenus à partir des méthodes d'interpolation par krigeage. La simulation présente aussi l'avantage de fournir plusieurs valeurs possibles de la variable aléatoire qui représentent les incertitudes autour des points ou régions où on ne dispose pas de mesures.

Avec l'outil BMElib (Serre, 2009), il est possible, à partir des données, de simuler des modèles stochastiques, qui auront le même covariogramme et dont la moyenne et la variance de l'ensemble des simulations seront identiques aux résultats de la BME, qui n'est que la solution statistiquement optimale. Dans le cadre de cette thèse, il nous a semblé intéressant de réaliser une modélisation hydrodynamique stochastique avec les nombreuses simulations de la distribution stochastique de la K_s . Cette étape a pour objectif d'évaluer toutes les réalisations possibles de la K_s issues de la fusion des données géophysiques (ERT) et géotechniques (essais d'infiltration) pour bien estimer les charges journalières applicables sur la surface d'infiltration.

3.4. Conclusion

La méthode d'entropie maximale bayésienne (BME) est considérée comme une méthode moderne de géostatistique spatio-temporelle. Cet outil rigoureux est utilisé pour représenter, prédire et cartographier une propriété physique naturelle tout en tenant compte des incertitudes liées aux traitements de différents types de données. De plus, la BME présente certaines caractéristiques convaincantes, à la fois théoriques et pratiques, qui la distinguent des méthodes géostatistiques classiques.

Sur le plan théorique, la BME n'émet aucune hypothèse restrictive. En effet, à l'opposé du krigeage, l'utilisation de la BME n'est pas limitée jusqu'à des moments statistiques d'ordre deux. La BME fournit une PDF postérieure (comme estimation), ce qui permet de calculer facilement un large éventail d'indicateurs (moyenne, variance, mode, intervalles de confiance, etc).

Sur le plan pratique, la BME est conçue pour intégrer diverses bases de connaissances, notamment des bases de connaissances générales telles que les lois physiques, des connaissances expertes, etc. Ainsi que des bases de connaissances spécifiques à un site, que ce soient des données directes (hard data) ou indirectes (soft data).

V. Conclusion générale

Pour conclure, la méthodologie de fusion d'informations BME a été présentée en détail dans cette partie. L'intérêt de la méthode pour cartographier les propriétés physiques du sol en a été montré avec l'exemple de la distribution de la salinité présentée par Douaik et al. (2004). Dans les chapitres suivants, nous nous interrogeons essentiellement sur, l'adaptation de la méthode BME à la problématique de ma thèse à travers le développement des routines de calculs adaptées. Les fonctions créées avaient trois vocations : i) l'intégration rigoureuse des données géophysiques et géotechniques dans le code BME, ii) l'estimation des incertitudes sur les données « soft » et iii) la mise en place des outils de validation. Et enfin nous présenterons l'apport de la BME pour la modélisation hydrodynamique et le dimensionnement des surfaces d'infiltration.

Pour rappel, la conductivité hydraulique à saturation est le paramètre clef du dimensionnement des surfaces d'infiltration. Dans leurs articles Bisone et al. (2017a) ont montré l'importance de prendre en compte l'hétérogénéité de la surface d'infiltration. Traditionnellement, la mesure de la conductivité hydraulique se fait par la réalisation des essais d'infiltration. Cependant, la mesure réalisée reste localisée donc non représentative de la variabilité de la K_s à l'échelle de la SI. Nous avons montré que les méthodes géophysiques ERT et EM permettent de caractériser respectivement l'hétérogénéité

verticale et horizontale de la surface d'infiltration. En effet, les couplages classiques entre géophysique et essais d'infiltration permettent d'avoir un premier niveau de spatialisation de la K_s , à partir d'une zonation ou d'une relation pétro-physique. Cependant dans les deux cas on obtient des données spatialisées incertaines (Brunet et al., 2010a).

Dans le cadre de cette thèse, la solution retenue est l'utilisation de le BME qui devrait, sous réserves d'adaptions, permettre de mieux spatialiser la conductivité hydraulique K_s . Dans l'éventualité, où les performances de la BME seraient avérées pour les méthodes géophysiques, il faudrait évaluer l'apport de l'intégration du résultat 2D- K_s issues de la BME dans la simulation hydrodynamique des écoulements des eaux dans le sol. Une des idées qui se dégage pour le dimensionnement, grâce à l'outil BME, est l'utilisation de modèles stochastiques permettant la simulation de multiples modèles d'écoulement, pour bien estimer les charges journalières applicables sur le site. Enfin à ce jour, on disposait de solutions permettant d'intégrer les 2D- K_s dans le dimensionnement des SI, il faudra donc réfléchir à proposer une nouvelle stratégie.

Chapitre 2 : Estimation de la conductivité hydraulique à saturation par la fusion BME des données géophysiques et géotechniques : Approche numérique et terrain

I. Introduction

Dans ce chapitre, les résultats présentés sont basés en partie sur un article publié dans le journal « Water Research ». Il s'agit des premiers résultats obtenus dans ma thèse, que j'ai publiés lors de ma deuxième année. Il rassemble l'ensemble des développements que j'ai pu mettre en œuvre pour démontrer la pertinence de la BME sur nos objets d'études, les surfaces d'infiltration dans le but d'estimer la conductivité hydraulique à saturation (K_s).

Cet article s'inscrit dans la première étape de ma thèse, qui a consisté à mettre en œuvre la chaîne de calcul BME complète sur des données de conductivité hydraulique à saturation et de tomographie de résistivité électrique (ERT). L'objectif majeur de cette publication est de démontrer la véracité d'une nouvelle approche pour obtenir la distribution de la conductivité hydraulique à saturation basée sur l'intégration des données de la tomographie de résistivité électrique et des essais d'infiltration dans la méthode BME.

Pour ce faire, la démarche suivante est basée sur une approche classique largement utilisée dans la littérature géophysique (Clément et al., 2009; Radulescu et al., 2007) elle s'organise selon plusieurs étapes :

- La construction des jeux de données synthétiques est basée sur trois modèles de référence de la K_s synthétiques, puis les mesures de l'ERT et les tests d'infiltration ont été simulées pour chaque modèle ;
- L'adaptation, l'évaluation et la détermination des limites de la méthode BME à l'aide des jeux de données synthétiques créés à l'étape précédente, à travers :
 - i. Définition du nombre optimal de points de données dures (14, 24 ou 50) pour un contenu en eau (WC) homogène de $0,25\text{-m}^3\cdot\text{m}^{-3}$. Dans le cadre du traitement de l'eau, les moyens financiers étant limités, il n'est pas possible de faire un nombre important de mesures. Ce qui peut être un frein fort à notre méthode ;
 - ii. Validation d'une stratégie d'échantillonnage robuste des données dures. Bien entendu ces étapes seront itératives et répétées, pour tester son efficacité, que ce soit sur les données synthétiques ou terrain ;
 - iii. Évaluation de l'impact de la variation de l'humidité du sol dans le modèle.

Nous terminons par la validation de la méthode BME sur un jeu de données de terrain à travers des outils de validation statistique. Les résultats de l'approche numérique et terrain de cette étude montrent que la BME est une méthode très performante qui produit des cartes avec une variance plus faible que celles obtenues avec les méthodes de spatialisations classiques (krigeage, transformation pétrophysique). En effet, La méthode BME utilisée, a été comparée à deux autres méthodes d'estimation : l'interpolation par krigeage des données d'essais d'infiltration et la transformation empirique des données ERT en K_s . Nous avons effectué une analyse par validation croisée en utilisant des données de terrain réelles. Nous constatons que la fusion BME des données géotechniques et géophysiques fournit la meilleure estimation de la conductivité hydraulique à saturation K_s .

Title: Spatialization of saturated hydraulic conductivity using the Bayesian Maximum Entropy method:
Application to wastewater infiltration areas.

Authors:

Sara Rabouli ⁽¹⁾, Marc Serre ⁽²⁾, Vivien Dubois ⁽¹⁾, Julien Gance ⁽³⁾, Hocine Henine ⁽⁴⁾, Pascal Molle ⁽¹⁾,
Catherine Truffert ⁽³⁾, Laura Delgado-Gonzalez ⁽¹⁾, Rémi Clément ⁽¹⁾

1) INRAE, REVERSAAL, F-69626 Villeurbanne Cedex, France

2) University of North Carolina, Chapel Hill, NC, USA

3) IRIS Instruments, 45100 Orléans, France

4) INRAE, UR HYCAR, 1 Rue Pierre Gilles de Gennes, 92160 Antony

Corresponding author: sara.rabouli@inrae.fr

Abstract:

Wastewater treatment, a major issue at the European level, focuses on improving surface water and groundwater quality, preserving the receiving environment, and ensuring a sustainable use of water. Soil infiltration is increasingly practiced downstream of wastewater treatment plants, particularly in rural areas without surface water bodies, as is the use of soil as an additional buffer and treatment step. However, the design of infiltration areas on heterogeneous soils remains an extremely complex task due to the costly and time-consuming spatial measurement of saturated hydraulic conductivity (K_s). This article proposes integrating 2D electrical resistivity tomography and infiltration tests into a Bayesian Maximum Entropy method, yielding a vertical mapping of soil heterogeneities at a metric scale. This updated method will facilitate infiltration area design in a heterogeneous soil setting.

Keywords:

Wastewater treatment plant, design, Bayesian Maximum Entropy, saturated hydraulic conductivity, electrical resistivity tomography, infiltration test.

1. Introduction

Despite the advances achieved in wastewater treatment plants over the last few decades, treated wastewater (TWW) can still exert a strong impact on downstream receiving rivers (Aubertheau *et al.*, 2017). This is especially true in French rural areas, where treatment plants are mainly dedicated to treating carbonaceous pollution due to their small capacities (< 1,000 population equivalent, (MEDDE, 2015)). Consequently, the application of an extensive process like soil infiltration has become increasingly practiced as an option to provide tertiary treatment; it consists of TWW discharge over a large surface area (trenches, ponds, basins or meadows), allowing for gradual infiltration through the soil. The pollutants (nitrogen and phosphorus) are naturally treated by biodegradation processes or retained in the soil. The design and management of a TWW infiltration area is mainly based on an estimation of the soil saturated hydraulic conductivity (Ks) in order to calculate the discharge capacity and evaluate its treatment potential (Siegrist, 2014). However, Ks remains one of the most difficult soil properties to determine (Mahapatra *et al.*, 2020) and its spatial variability can significantly influence TWW infiltration (Zhang *et al.*, 2019). Infiltration tests are usually carried out using the Porchet constant head method, which outputs direct and local measurements of Ks and requires 1 to 4 hours per test depending on the soil type. For heterogeneous soils, the estimation of Ks requires numerous measurements to establish confident predictions of TWW discharge (Warrick *et al.*, 1977); this protocol can prove to be invasive and time-consuming. Nevertheless, an incorrect estimations of Ks could lead to malfunctions in the TWW infiltration areas via: i) premature clogging (McKinley and Siegrist, 2011), ii) over-infiltration and groundwater contamination, and iii) under-infiltration leading to puddling and olfactory nuisances (Morugán-Coronado *et al.*, 2011).

For the estimation of Ks variability, Bisone *et al.* (2017) proposed using geophysical methods on TWW infiltration areas with a subjective delineation of heterogeneity in order to locate a few infiltration tests for an optimal design. Geophysical methods allow visualizing soil structures through the measurement of a given physical parameter (wave speed, electrical resistivity (ER), elasticity) (Romero-Ruiz *et al.*, 2018). Such methods are non-intrusive and yield physical information on large soil volumes yet still involve significant uncertainties (Loke *et al.*, 2013). In the environmental sciences for near-surface (0-2 m) investigations, electrical resistivity tomography (ERT) is a widely used method whenever 2D vertical information is required (Hellman *et al.*, 2017). The ER signal is a function of a number of soil properties, including: the nature of solid constituents (particle size and distribution), the arrangement of voids (porosity, pore size distribution, connectivity), water content, the ER of the fluid, and the temperature (Samouëlian *et al.*, 2005; Telford *et al.*, 1990). On the other hand, the ER signal has no direct dependence on Ks (Attwa and Ali, 2018; Weller and Slater, 2019); their physical relationship tends to be specific to the given soil type and is difficult to transpose directly to heterogeneous soils (Doussan and Ruy, 2009).

Only a few articles have explored the notion of using ERT to determine soil Ks with ER. Two approaches were found to be extremely attractive: the first employs empirical relationships between ER and Ks (Vogelgesang *et al.*, 2020), while the second adds a hydrodynamic model constrained by geophysics during the inversion process (Farzamian *et al.*, 2015). The former is a simple method yet still generates a high level of Ks estimation uncertainty, whereas the latter is probably the most robust method but requires an extensive numerical approach and tends not to be well adapted to TWW infiltration area design.

The 2D estimation of K_s from geophysical measurements and point measurements necessitates the use of other emerging methods for simple and robust applications, e.g. data fusion methods (Dezert *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2019). Data fusion refers to the process of integrating multiple data sources in order to produce more accurate and useful information. Until now, no paper has yet to be published regarding data fusion between ERT and K_s .

Among all data fusion methods, Bayesian Maximum Entropy (BME) seems to be the best-adapted method. BME is a nonlinear spatial estimator that rigorously accounts for spatial variability and the non-Gaussian characteristic of uncertain data (here, uncertainty is represented by a variance). The powerful BME method of modern spatiotemporal geostatistics (Christakos *et al.*, 2002) provides a nonlinear and non-Gaussian extension to classical linear geostatistics that is not limited by this linear constraint. In comparison to the others methods, BME is a general approach that does not make any assumptions regarding the linearity of the estimator, the normality of the underlying probability laws, or the homogeneity of the spatial distribution. Considering the dataset, the BME method of spatial analysis and mapping provides precise rules of incorporating priori information, infiltration data (reliable but sparse, soft data) and ERT data (dense with high uncertainty, soft data). Christakos *et al.* (2002) showed that BME is a relevant method for predicting spatial data encompassing several environmental parameters. For instance, it has been successfully used to predict water table variations (D'Or *et al.*, 2001) and estimate soil salinity (Douaik *et al.*, 2005). These examples suggest that the BME method is suitable to estimate 2D- K_s maps. The aim of this paper is to merge K_s and ERT measurements in order to obtain the most accurate estimation of K_s , thus providing new TWW infiltration area design elements.

2. Materials and methods

The methodology adopted herein to evaluate the benefit of BME is based on a classical approach widely used in the geophysical literature (Radulescu *et al.*, 2007); it is composed of three steps:

- The first step consists of constructing synthetic datasets based on three synthetic K_s reference models ($K_{s_{ref}}$), and then simulating the ERT measurements and infiltration tests for each model.
- The second step adapts, evaluates and determines the BME method limits by means of the synthetic datasets created in the previous step, through:
 - Defining the optimal number of hard data points (14, 24 or 50) for a homogeneous Water Content (WC) of $0.25\text{-m}^3\cdot\text{m}^{-3}$;
 - Validating a robust sampling strategy of hard data;
 - Assessing the impact of soil moisture variation in the model.
- The third step validates the BME method on a field dataset.

2.1. Synthetic datasets

The synthetic datasets generated from $K_{S_{ref}}$ (Figure 27a) are organized into both hard and soft data. Soft data generation consists of simulating the geophysical measurement and deriving hydraulic conductivity, denoted $K_{S_{Geo}}$, from ERT (Figure 27b). Hard data, on the other hand, are local estimations of K_s sampled directly from $K_{S_{ref}}$; these data correspond to a simulation of the infiltration tests (Figure 27c). As for $K_{S_{Geo}}$, the first step entails simulating soil WC based on groundwater flow modeling, which will provide a realistic soil WC data distribution (Section i). In taking WC and soil type into account, petrophysical relationships drawn from the literature will be used to calculate true electrical resistivity ER_{True} (Section ii) and simulate apparent electrical resistivity (ER_{App}) for each K_s model (Section 1.1.1.1.a); next, we will invert ER_{App} data to obtain interpreted electrical resistivity (ER_{Interp}) (Section 1.1.1.1.b). Lastly, ER_{Interp} data will be transformed into $K_{S_{Geo}}$ data (Section 2.3).

Figure 28 shows the synthetic dataset for synthetic soils (models 1, 2 and 3) generated following this strategy. The three columns in each figure represent respectively models 1, 2 and 3. The rows present the following: a) $\log_{10}(K_{S_{ref}})$, b) WC, c) $\log_{10}(ER_{True})$, d) $\log_{10}(ER_{App})$, and e) $\log_{10}(ER_{Interp})$.

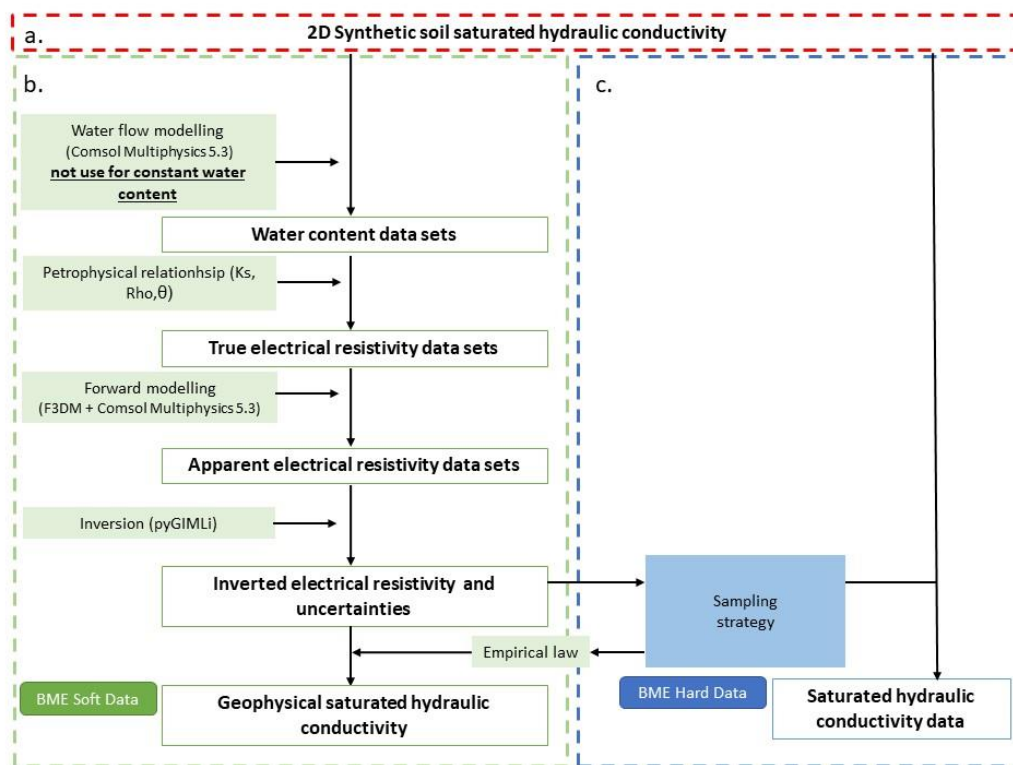


Figure 27: Schematic diagram for generating synthetic datasets. In green: soft data represent spatial geophysical measurements; in blue: hard data correspond to infiltration tests (K_s measurement).

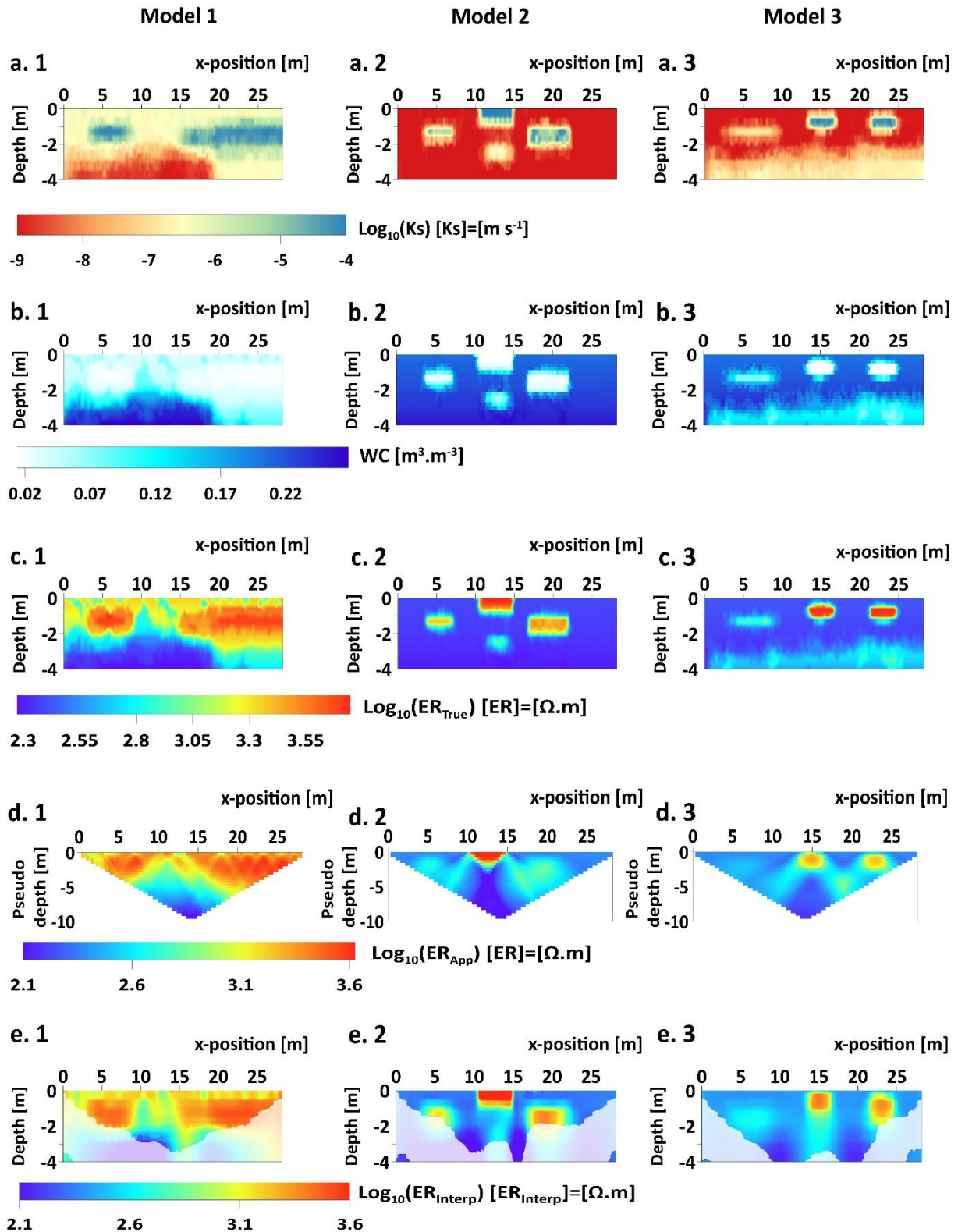


Figure 28 : Synthetic datasets for three synthetic soils: a) $\log_{10}(Ks_{Ref})$, b) WC, c) $\log_{10}(ER_{True})$, d) $\log_{10}(ER_{App})$, and e) $\log_{10}(ER_{Interp})$

In Figure 28, Row a presents three different Ks_{Ref} anomalies, shown with a metric horizontal extension. These three models have been chosen based on various criteria. The first model is a field case presented in an article (Bisone *et al.*, 2017a) devoted to the study of an infiltration site. The two

other geological configurations are known to be difficult to reconstruct using ERT (Telford et al., 1990). In the BME framework, all data are introduced in \log_{10} for computational purposes.

2.1.1. Soft data generation

i. Subsurface flow modeling: Water content estimation

According to Figure 1b, the first soft data generation step calls for WC simulation using subsurface flow modeling for variably-saturated soils. As suggested in Audebert *et al.* (2016), we will employ a single continuum model based on Richard's Equation (Richards, 1931), completed with Mualem-van Genuchten's retention model, which expresses the relationship between water pressure and effective saturation (retention properties) as well as between relative Ks and effective saturation. To simulate TWW subsurface flow, we ran Comsol Multiphysics 5.4 with a subsurface flow module. The study domain is a 2D vertical profile 29.2 m long and 6 m high. The water flow boundary conditions were set as follows: (i) "No flow" on the top and sides; and (ii) "seepage face" for the bottom, as in Audebert *et al.* (2016). To assign all hydraulic parameters, we extracted from the literature 12 soil types with known parameters. Considering $\log_{10}(Ks_{ref})$, for each cell in Table 1, we sought the Ks corresponding to the closest Ks_{ref} value and assigned the remaining hydraulic parameters (Θ_s , α and n).

Table 1: Mualem - van Genuchten parameters and saturated hydraulic conductivity (Ks) of soil derived from Rosetta (Schaap et al., 2001)

Mualem-van Genuchten hydraulic parameters				
Textural class	Θ_s [L ³ .L ⁻³]	α [m ⁻¹]	n [-]	$\log_{10}(K_s)$ [Ks]=[m.s ⁻¹]
Coarse sand	0.33	7.44	2.96	-3.48
Sand	0.43	14.5	2.68	-6.08
Loamy Sand	0.41	12.4	2.28	-6.39
Sandy Loam	0.41	7.5	1.89	-6.91
Loam	0.43	3.6	1.56	-7.47
Silt	0.46	1.6	1.37	-8.16
Silty Loam	0.45	2	1.41	-7.90
Sandy Clay Loam	0.43	14.5	2.68	-6.08
Clay Loam	0.41	1.9	1.31	-8.14
Silty Clay Loam	0.43	1	1.23	-8.71
Sandy Clay	0.38	2.71	1.23	-8.48
Silty Clay	0.36	0.5	1.09	-9.26
Clay	0.38	0.8	1.09	-8.26

To simulate subsurface flow with variable soil saturation, the model was initialized to the total saturation (soil water content equals the soil porosity). During a requisite time interval, the model was left to simulate soil drainage until the water table was close to 4 m deep. This value was chosen so that the given configuration could be considered free of any water table influence on the infiltration test within the first 2 m of soil. A variable time step, from a few seconds to a few hours, is used to allow a better optimization of the hydrodynamic simulation. The simulation lasted approximately 6 hours depending on the model. This set-up produced variable 2D-WC maps; for the constant WC model, we simply chose a value of 0.25 m³.m⁻³.

During the ERT monitoring, when the water content is low it is difficult to measure accurately the soil electrical resistivity, due to the low circulation of the electric current in the soil. Moreover, when the soil water content lies close to saturation, the measured electrical resistivity is dominated by that of the water. However, when the soil water content is between these two limit values, we can see the spatial contrast in soil electrical resistivity. In this study, we set the soil water content value to 0.25. This value is close to the field capacity that we could meet in the field, after a period without rain. For the rest of the paper, the BME is tested on a constant WC model (WC=0.25) and then on a variable WC model.

ii. Petrophysical relationship

Just a few articles in the literature include the petrophysical relationship in determining Ks with the true electrical resistivity of soil (ER_{True}) (Vogelgesang et al., 2020). Soil WC can be considered as the most influential parameter on ER_{True}; it is necessary therefore to take the variability of WC and Ks into account in the relationship to generate synthetic 2D electrical resistivity datasets to evaluate BME method (figure 2c). According to the literature, potential physical relationships between ER and WC

are specific to a given soil type (Brunet *et al.*, 2010). For this study, we introduced an empirical relationship (ER_{Ref}) to estimate the true electrical resistivity (ER_{True}). First, we search and extracted well documented WC and ER pairs measured in the laboratory for broad sandy, loamy and clayey soil textures (Wunderlich *et al.*, 2013). Second, each texture is associated with specific $\log_{10}(Ks)$ values of -4, -7 and -10, respectively (Mallants *et al.*, 2003). Third, to cover the full range of $\log_{10}(Ks)$ with a 0.2 resolution, a 2D interpolated map of ER_{Ref} was estimated as a function of Ks and WC, which were derived from the 3 soil types (Figure 29). Forth, to estimate ER_{True} for each cell of the model, the closest WC and $\log_{10}(Ks)$ values are sought in ER_{Ref} . The found value is assigned to this cell.

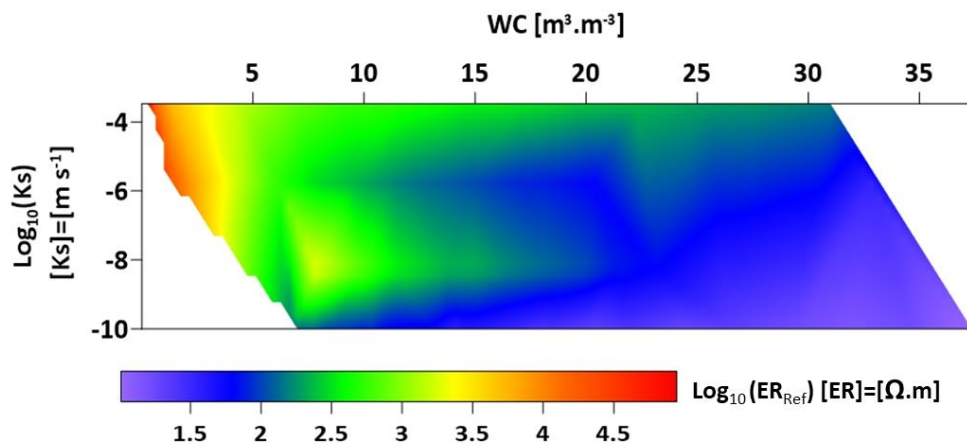


Figure 29 : Empirical relationship of $\log_{10}(ER_{Ref})$ vs. WC and $\log_{10}(Ks)$

The empirical relation between $\log_{10}(ER_{Ref})$, WC and Ks , is valid in the case of an unsaturated zone. This hypothesis makes the relationship independent of other soil properties such as pH and the content of exchangeable anions. Moreover, the sizing is performed before the design of infiltration areas for TWW, so the effect of TWW on infiltration is not taken into account.

iii. *Electrical resistivity tomography*

The ERT measurement has been well described in the geophysical literature (Clement *et al.*, 2020). ER_{App} is measured by injecting electric current into the ground with two current electrodes, in measuring the potential difference between two other electrodes; this device is called a quadrupole. The distribution of ER in the soil is determined by operating many quadrupoles at various positions along a line of electrodes installed at the surface of the soil. At the end of the measurement sequence, all quadrupoles are inverted using an inversion code (Telford *et al.*, 1990).

a. *Forward modeling*

To simulate ER_{App} on each of the three synthetic ER models Figure 28.c), we ran the Comsol Multiphysics and Matlab F3DM 3.08 package, which is commonly used in geophysics forward modeling with the AC/DC module (quasi-stationary electromagnetic field in accordance with electromagnetic field theory) to evaluate the potential difference induced by the injected current (Clement and Moreau, 2016). A Gaussian noise distribution with a 3% standard deviation relative error was added to the ER_{App} dataset to simulate the noise commonly recorded in the field (Friedel, 2003). An

acquisition line of 72 electrodes was implemented at a 0.4-m spacing. A complete sequence of 829 quadrupoles was carried out with Wenner Arrays.

b. Inversion procedure

The synthetic ER_{App} was inverted using pyGIMLi, an open-source multi-method library for geophysics modeling and inversion (Rücker *et al.*, 2017). A finite element method, relying on regular grid models, was applied to solve the forward problem in the routine inversion program. An isotropic smoothness-constrained regularization and a quasi-Gauss Newton optimization method were both used along with a fixed regularization parameter ($\lambda = 30$, $Zweight = 1.0$). This inversion procedure produced an ER_{Interp} map (Günther and Rücker, 2011).

c. Uncertainties

An interpreted ERT is not the perfect image of ER_{True} . The smooth nature of electrical current implies a loss of resolution when moving away from the electrodes. This is due to both the character of the method, which measures variations of apparent electrical resistivity from the surface, and the current image reconstruction tools, which use algorithms that produce smoothed contours. In some parts of the inverted model, the ER value of a cell has a very low impact on the measured ER_{App} . It is therefore of paramount importance to account for the uncertainty on ERT.

The total uncertainty of ER depends on: the inversion process, the measured data, and the loss of information with depth. Calculating total uncertainty is a long and complex process; consequently, it is proposed herein to estimate uncertainty by means of simple inversion indicators derived from the geophysical literature, namely: coverage, resolution radius (Friedel, 2003), or DOI (D. Carrière *et al.*, 2014). All inversion indicator calculations require knowledge of the Fréchet derivative matrix $G[N \times M]$, also called the Jacobian matrix or sensitivity matrix (Equation 1):

$$G_{i,j} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad i = [1:N], j = [1:M] \quad \text{Equation 1}$$

where d_i and m_j are the ER_{App} data and model parameter, respectively. A single sensitivity value $G_{i,j}$ indicates the change in apparent resistivity data d_i with respect to a small change in model parameter m_j . G is used to determine how a change in resistivity of model cell j affects the measured value of d_i . In our case, we have opted for model resolution R_M , where the R_M matrix is calculated by inversion software according to the following formula (Equation 2) (Günther, 2004):

$$R_M = (G^T W_d^T W_d G + \lambda C^T C)^{-1} G^T W_d^T W_d G \quad \text{Equation 2}$$

where G is the sensitivity matrix, W_d a diagonal matrix containing the data errors, λ the damping parameter, and C the *a priori* model covariance matrix. The diagonal element R_{ii} indicates how the inverted model of ER is resolved. If all diagonal elements of R_M equal 1, then the "exact model" is perfectly resolved. The further the R_M diagonal element from 1, the poorer the resolution. In accordance with the ideas of (Friedel, 2003), a resolution radius for each model cell can be determined from the diagonal elements of the resolution matrix R_{ii} . Let's assume a piecewise constant cell resolution with r_{res}^i as the radius of a cell circle having a perfect resolution of 1. For a cell of dimensions Δx_i and Δz_i , the resolution radius is defined by Equation 3 below:

$$r_{\text{Res}}^i = \sqrt{\frac{\Delta x_i \Delta z_i}{\pi R_{ii}}}$$

Equation 3

The resolution matrix r_{Res} allows assessing the reliability of the inverted models according to the degree of resolution specific to each cell. r_{Res} is therefore the most suitable indicator for unstructured or irregular BERT meshes. For this reason, r_{Res} has been chosen as an uncertainty to be introduced into the BME (Section 2.3).

2.1.2. Hard data generation: Hydraulic conductivity sampling method

For synthetic soil (models 1, 2 and 3), we have sampled synthetic hard data $\log_{10}(K_{\text{S}_H})$ by extracting the $\log_{10}(K_{\text{s}})$ value from $\log_{10}(K_{\text{S}_{\text{ref}}})$ (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). It is assumed that our measurements of $\log_{10}(K_{\text{S}_H})$ have a zero variance. We used $\text{ER}_{\text{Interp}}$ data and a random selection technique to optimize the K_{s} sample location, as per the following strategy:

- 50% of the number of points were manually sampled above and below the anomalies.
- 25% of the points were sampled in the upper part of the $\text{ER}_{\text{Interp}}$ map, where r_{Res} has low uncertainty. Our $\text{ER}_{\text{Interp}}$ maps were divided into three ranges, between the min and max values. In each range, an equivalent number of points were randomly sampled.
- 25% were sampled in the area with the lowest r_{Res} ; these points were sampled entirely randomly, owing to the poor performance of ERT in this area.

For this step, the spatialization of K_{s} using BME method has been tested with three differing sample numbers, i.e. 14, 24 and 50. These values were selected because the strategy applied here required at least 8 points. Beyond 50 points, on the other hand, the improvement was no longer significant (results not shown). Moreover, more than 50 values is not realistic for characterizing an infiltration area, as the sampling would take too long. Regarding the minimum value, below 14 samples the correlation coefficient is no longer satisfactory (results not shown).

2.2. Field data

2.2.1. Soft data measurements

The experimental site is located in France and had already been studied in previous articles (Benz-Navarrete *et al.*, 2019). It comprises a fairly heterogeneous agricultural plot and is relatively tabular in its sandy-loam surface, presenting sandy lenses in loam over its depth. ERT acquisitions were carried out using Iris Instruments "Syscal Pro 72-electrodes" resistivity-meter (IRIS Instruments, France). The ERT profile was acquired with a Wenner array-type and a 0.25-m electrode spacing. To cover the proposed profile length (45 m) and maintain reasonable subsurface lateral resolution, the roll-along acquisition technique was performed with 48 electrode overlaps. The contact resistance was continuously measured at less than 4 kOhms. The 2D image of the $\text{ER}_{\text{Interp}}$ profile was inverted with

the pyGIMLi software (Rücker *et al.*, 2017); a 2D flat inversion was carried out. We chose an isotropic smoothness constraint, with a Z-weight of 1 and a lambda value of 30 (Günther, 2004; Loke, 1999). Moreover, we used a tetrahedral mesh with 2.920 cells.

2.2.2. Hard data measurements

According to the sampling strategy presented in the previous section, we select 23 infiltration test locations. The Aardvark permeameter, developed by Soil Moisture Inc. (USA), was used to measure the infiltration rate. From the measured flow rate, $\log_{10}(Ks)$ could be estimated by applying Reynolds and Elrick's equation (Elrick *et al.*, 1989). The procedure consists in manually drilling a hole with augers to the depth at which the test is to be performed. Then, a measurement probe is inserted inside the hole, connected by a pipe to a water tank. This probe provides a constant hydraulic pressure. During the test, the water tank is placed on a scale. While water is infiltrating into the soil, the weight of the tank is measured at constant time intervals. The test stops when the weight change between two measurements remains constant, indicating the achievement of the steady state regime. The elementary volume of the infiltration test measurements is 0.15 m^3 .

2.3. BME fusion method

The Bayesian Maximum Entropy (BME) method and its BMElib numerical implementation (Christakos *et al.*, 2002; Serre and Christakos, 1999) provide a mathematically rigorous framework that incorporates information from several data sources featuring different uncertainties and point densities. These data have been organized into both "hard data" corresponding to exact measurements and "soft data" with a given uncertainty.

The spatial random field $Y(x,z)=\log_{10}(K_S(x,z))$ indicates $\log_{10}(K_S)$ of the soil at location (x,z) , where $x \text{ (m)}$ is the longitudinal coordinate along our study transect, and $z \text{ (m)}$ the depth. Y_h , Y_s and Y_k denote Y at: the hard data points (where Y_h is obtained from geotechnical measurements), the soft data points (where Y_s is derived from ERT and petrophysical relationships), and the estimation point, respectively.

BME relies on two principles: (i) maximum entropy theory processes the general knowledge base of means and covariances $G = \{m_Y, \text{cov}_Y\}$ and produces a "prior" f_G PDF (probability density function) describing the spatial process; and (ii) Epistemic Bayesian conditioning updates this prior f_G PDF with the site-specific knowledge base S , which then yields a BME posterior PDF f_k describing the value Y_k at any estimation point. Here, $S = \{Y_h, f_s\}$, where $Y_h = \log_{10}(Ks_H(x,z))$ is the measurement of the hard geotechnical data and f_s is a PDF describing the uncertainty associated with soft geophysical data; moreover, the BME posterior PDF is given by:

$$f_k(Y_k) = A \int f_G(Y_h, Y_s, Y_k) f_s(Y_s) dY_s, \quad \text{Equation 4}$$

where A is a normalization constant.

The mean m_Y of field $Y(x,z)$ is set to a first-degree polynomial, while the covariance cov_Y is obtained by fitting an anisotropic covariance model to experimental covariance values calculated from the Y_h data. A covariance model quantifies the degree of similarity between pairs of measurements in terms of their separation distance and the orientation of the line between such pairs. See Chils and Delfiner

(1999) for details on how covariance models describe the variability of spatial processes; also, Olea (2006) provided details on fitting a covariance model to experimental covariance values obtained from a covariogram analysis. In this study, the experimental covariance values are calculated based on a sample size (of Y_h measurements). The anisotropy model fitted to these experimental covariance values is assumed to be exponential, with a major direction aligned with the x (longitudinal) axis, and a ratio of covariance ranging along the major direction over the covariance ranging along the transverse direction.

The soft data PDF $f_s(Y_s)$ is obtained by transforming $\log_{10}(ER_{Interp})$ into $\log_{10}(Ks_{Geo})$. (Mastrocicco et al., 2010) proposed a log-linear relationship between ER and Ks, hence the need for a linear regression of the observed $\log_{10}(Ks_{Geo})$ with respect to their corresponding $\log_{10}(ER_{Interp})$. Then, for each node of the inversion grid where a $\log_{10}(ER_{Interp})$ is available but for which $\log_{10}(Ks_H)$ was not measured, we set $f_s(Y_s)$ to a Gaussian PDF with a mean equal to the value predicted by linear regression $Y_s = \log_{10}(Ks_{Geo})$. However, for BME to work efficiently, we must set the variance $\sigma_s^2(x, z)$ of $f_s(Y_s)$ to a value that captures the uncertainty in the Y_s obtained from $\log_{10}(ER_{Interp})$ at location (x, z)

This can be accomplished by using the following :

$$\sigma_s^2(x, z) = \frac{r_{Res}(x, z)}{\text{mean}(r_{Res})} \sigma_{Y_h}^2 + \frac{|z|}{\text{mean}(|z|)} \sigma_z^2 \quad \text{Equation 5}$$

where $r_{Res}(x, z)$ is the resolution radius (Section c), $\text{mean}(r_{Res}(x, z))$ its mean, $\sigma_{Y_h}^2$ the variance of Y_h , $|z|$ the absolute value of depth, $\text{mean}(|z|)$ its mean, and σ_z^2 a parameter obtained by maximizing the R^2 of validation (as explained in previous section). The terms $\frac{r_{Res}(x, z)}{\text{mean}(r_{Res})}$ and $\frac{|z|}{\text{mean}(|z|)}$ are unitless, while both $\sigma_{Y_h}^2$ and σ_z^2 have units of $\log_{10}(m \cdot s^{-1})^2$. The first term in Equation 5 is equal to the resolution radius normalized to a variance, while the second term is a gradient with depth, also normalized to a variance. Combined, these two terms allow the BME to account for the fact that the uncertainty in the soft geophysical data increases with both r_{Res} and depth.

2.4. BME validation strategy

We adopted a validation strategy to compare the estimation error of three methods: kriging (of the hard data alone), geophysics (i.e. geophysical data alone), and BME (i.e. fusion of both hard data and geophysical data). For the numerical simulations, we computed the estimation error by comparing the estimated Ks with $\log_{10}(Ks_{ref})$. Our field study was limited to $\log_{10}(Ks_H)$ at n_h sampled locations, in which case we conducted a cross-validation analysis (Lee et al., 2009). The validation statistics used to assess model performance were: mean square estimation error (MSE), mean estimation error (ME), variance of estimation error (VE), and square of the Pearson correlation coefficient R^2 (Christensen, 2018).

3. Results

3.1. Numerical approach

3.1.1. Evaluation of hard data number

Figures Figure 30, Figure 31 and Figure 32 show the spatial distribution of $\log_{10}(Ks)$ for synthetic models 1, 2 and 3, respectively. The three columns in each figure represent the spatialization result when the number of sampling points where $\log_{10}[Ks_H]$ has been sampled equals 10, 24 and 50, respectively. The rows offer the following:

- Row 1: $\log_{10}(Ks_{ref})$.
- Row 2: $\log_{10}(ER_{Interp})$ data. The black circles indicate the sampling locations (where the $\log_{10}(Ks_H)$ data has been sampled from $\log_{10}(Ks_{ref})$).
- Row 3: $\log_{10} Ks_{Geo}$.
- Rows 4 and 5: results of the spatialization $\log_{10}(Ks_H)$ data by means of kriging $\log_{10}(Ks_{Krig})$, associated with variance map σ_{Krig}^2 .
- Rows 6 and 7 : $\log_{10}(Ks_{BME})$ and the estimated variance map σ_{BME}^2 .

The columns in each figure present all the results for several Ks samples (nh). Tables Table 2, Table 3 and Table 4 summarize the following statistical tools: MSE, ME, VE, and R^2 , applied to evaluate the performance of these estimation methods.

i. Synthetic soil of Model 1

Figure 30b.3 shows the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ map for a 50-point sampling ($n_h=50$) conducted on a two-layer soil. The surface displays an initial layer (depth: 0-2.5 m) with an estimated $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ of 1.8. Two anomalies are present in this layer, at $x = 5$ m and 22 m. The synthetic reference model (Figure 30a) shows two anomalies with the same thickness, whereas the anomalies are deformed and stretched downward in Figure 30b. At depth, the layer with $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ of 1.4 is more reduced than that in the reference model; it starts at the $x = 2.5$ m position and disappears at the $x = 17$ m position. In Figure 30c.3, the $\log_{10}(Ks_{\text{Geo}})$ distribution is very similar to the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ map. In Figure 30d.3, the result of kriging based solely on $\log_{10}(Ks_{\text{H}})$ reveals a highly smoothed map; however, the BME results lie closest to the reference model. The surface anomalies are in the correct position and the shape of the anomaly is closer to reality (Figure 30f.3).

Reducing the number of samples to 24 hard data ($\log_{10}(Ks_{\text{H}})$) produces no noticeable change in the proposed $\log_{10}(Ks_{\text{Geo}})$ map. Kriging is more likely to overwhelm the anomalies. The BME fusion method provides an attractive $\log_{10}(Ks_{\text{BME}})$ estimate, with a reasonable number of samples. Let's note that reducing the number of points at depth reduces resolution of the anomaly at the position $x = 10$ m and $z = -3.5$ m.

The 14 sampling points are insufficient to cover all anomalies, which obviously influences the kriging results and geophysical transformation by the empirical law; therefore, the BME fusion method is closest to the reference model. Indeed, the BME is capable of delineating large sand anomalies, yet it tends to underestimate the extent of the clay anomaly at depth. This finding can be explained by the lack of resolution of the ERT method at depth, where information from soft data is less reliable. Figure 30e and Figure 30g exhibit the variance for both the kriging and BME methods. The information given by the σ_{Krig}^2 map is weak for data close to the Ks hard value: σ_{BME}^2 is minimized compared to σ_{Krig}^2 . All visual results have been confirmed by error estimators, which are more efficient for the BME.

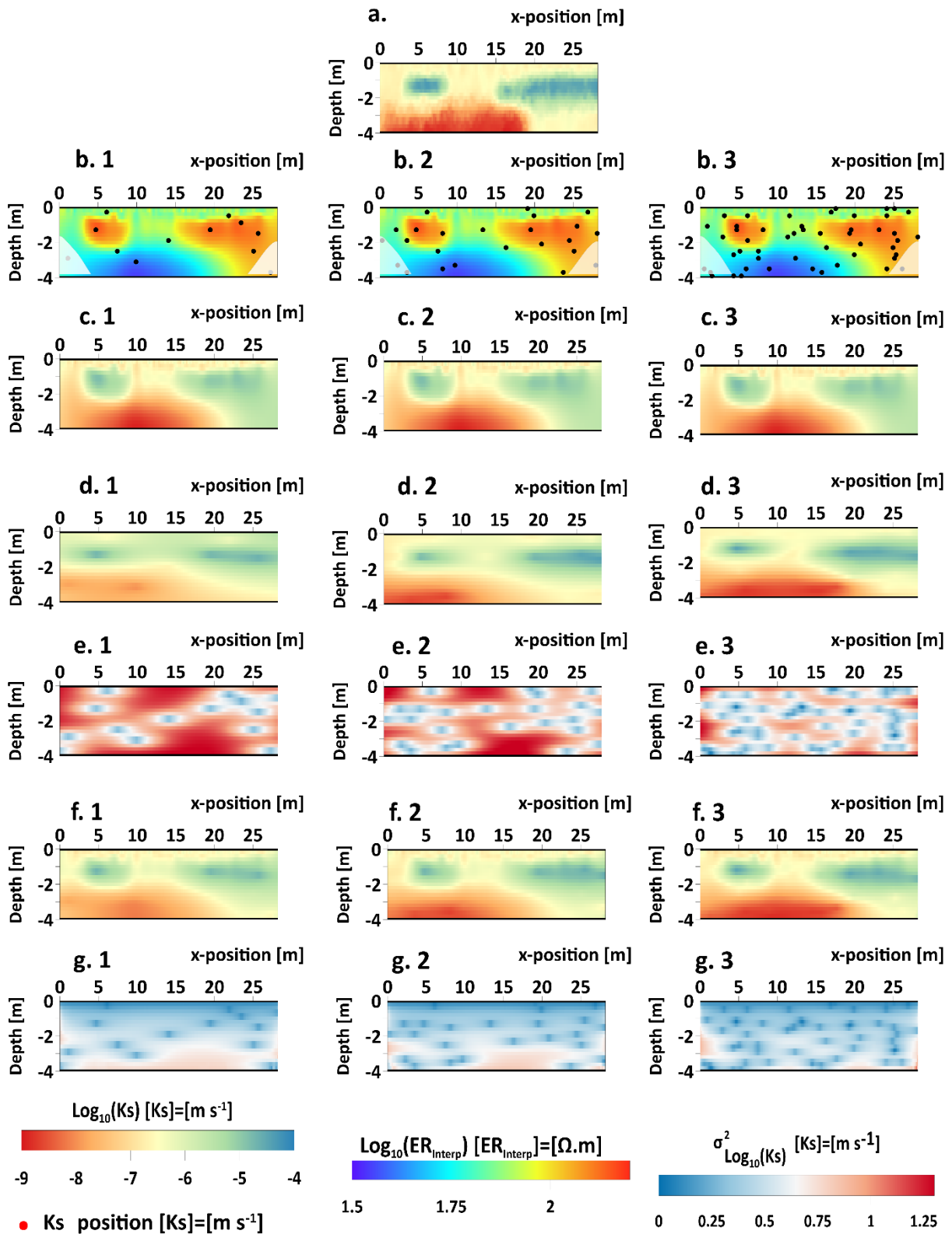


Figure 30 : Spatial estimation of $\log_{10}(Ks)$ and its variances for Model 1: kriging, geophysical transformation and BME at a constant WC for 14 (left column noted 1), 24 (center column noted 2) and 50 (right column noted 3)-point sampling: a) $\log_{10}(Ks_{ref})$, b) $\log_{10}(ER_{Interp})$ and sampling location from $\log_{10}(Ks_{ref})$, c) $\log_{10}(Ks_{Geo})$, d) $\log_{10}(Ks_{Krig})$, e) σ_{Krig}^2 , f) $\log_{10}(Ks_{BME})$ and g) σ_{BME}^2

Table 2 : Statistical analysis of the spatialization of Model 1 for the three samples

Model-1					
Method	nh	MSE	ME	VE	R ²
Kriging	14	0.44	0.28	0.36	0.76
Geophysics		0.23	0.02	0.23	0.83
BME		0.23	0.11	0.22	0.88
Kriging	24	0.27	0.13	0.25	0.83
Geophysics		0.23	0.08	0.23	0.83
BME		0.18	0.09	0.17	0.89
Kriging	50	0.12	0.00	0.12	0.91
Geophysics		0.24	-0.04	0.24	0.83
BME		0.11	-0.03	0.11	0.92

ii. *Synthetic soil of Model 2*

Figure 31 shows the spatialization of $\log_{10}(Ks)$. Figure 31b.3 presents the $\log_{10}(ER_{Interp})$ map and estimated $\log_{10}[Ks_H]$ for 50 sampling points. In Figure 31c.3, $\log_{10}(Ks_{Geo})$ reveals the three clay anomalies on the surface, but the silty anomaly is not apparent. The clay anomalies are stretched towards the bottom. In Figure 31d.3, kriging serves to identify the four anomalies; however, even with such a large sample, kriging merges the two near-surface anomalies at the position $x = 16$ m. In Figure 31f.3, the anomalies are correctly delineated with BME. We can observe that kriging deteriorates and merges the anomalies. BME would appear to be better with 24 points than with 50 because the loam anomaly is more sharply defined with 24 points. In reality, this outcome is due to the differentiation in the selected sampling points. More specifically, with a minimal number of 14 Ks hard data, results maintain the same trend as with 50 and 24 points. Table 3 shows that for 50 $\log_{10}(Ks_H)$ sampling points, the BME method slightly improves the estimation result in terms of correlation ($R^2=0.82$ for $nh=14$ vs. $R^2=0.84$ for $nh=50$) and targeting (MSE around 0.3). The increase in number of samples (from 14 to 24 points) degrades the kriging estimate in terms of correlation; this trend is linked to the random sampling that in this case has selected points of lesser interest. Regardless of the number of samples, the R^2 calculation demonstrates that BME once again produces the highest value in this second model.

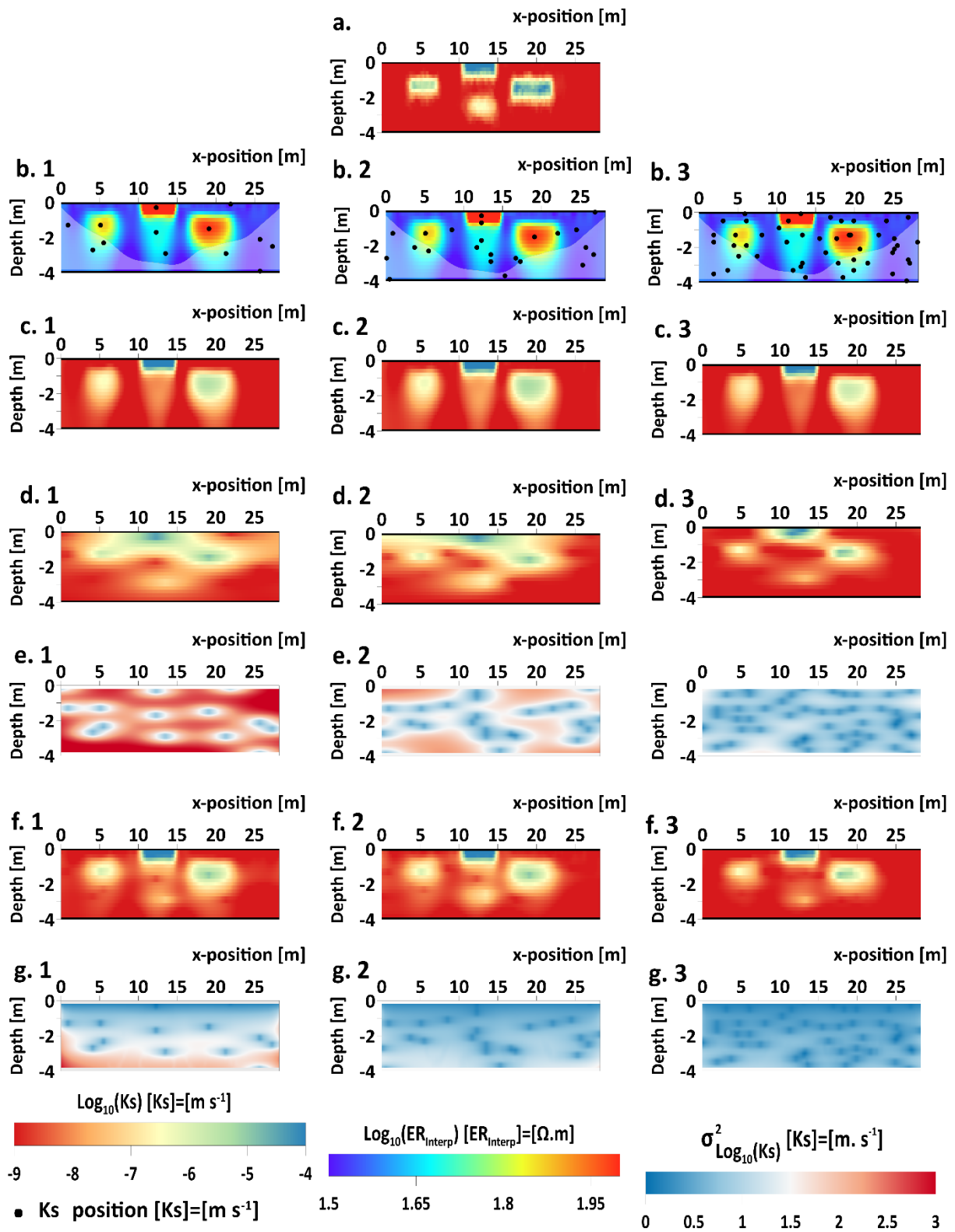


Figure 31 : 2D estimation of $\log_{10}(K_s)$ and variances for Model 2: kriging, geophysical transformation and BME at a constant WC for 14 (left column noted 1), 24 (center column noted 2) and 50 (right column noted 3)-point sampling: a) $\log_{10}(K_{S_{ref}})$, b) $\log_{10}(ER_{interp})$ and sampling location from $\log_{10}(K_{S_{ref}})$, c) $\log_{10}(K_{S_{Geo}})$, d) $\log_{10}(K_{S_{Krig}})$, e) σ_{Krig}^2 , f) $\log_{10}(K_{S_{BME}})$ and g) σ_{BME}^2

Table 3 : Statistical analysis of the spatialization of Model 2 for the three samples

Model-2					
Method	nh	MSE	ME	VE	R ²
Kriging	14	1.52	0.75	0.97	0.43
Geophysics		0.41	0.07	0.41	0.75
BME		0.36	0.26	0.29	0.82
Kriging	24	1.46	0.57	1.14	0.39
Geophysics		0.45	0.22	0.41	0.75
BME		0.36	0.27	0.29	0.82
Kriging	50	0.51	0.03	0.51	0.69
Geophysics		0.40	-0.07	0.40	0.75
BME		0.28	-0.05	0.28	0.84

iii. Synthetic soil of Model 3

Figure 32 presents the results of the spatialization of $\log_{10}(Ks)$. For 50 points (Figure 32b.3), $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ indicates the presence of two sand anomalies with a $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ of 2 and one loam anomaly with a $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ of 1.7; meanwhile, ERT does not show the deep clay layer. In Figure 32c.3, $\log_{10}(Ks_{\text{Geo}})$ follows the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ map. The kriging result in Figure 32d.3 exposes a deep loam layer with well delimited anomalies. At the surface however, the method tends to merge anomalies. The BME results in Figure 32f.3 clearly identify the 3 anomalies as well as the loamy layer. With 24 points, kriging (Figure 32d.2) of the surface anomaly is merged. The near-surface anomalies and deep layer are well distinguished in Figure 32g.2 with BME methods; however, the first anomaly on the left has been attenuated. With 14 points, BME correctly reproduced (Figure 32g.1) the near-surface anomalies except for the loamy layer at depth. Visually, the BME method produces the best results.

Table 4 of the statistical indicators confirms that BME is, regardless of the number of points, always higher than kriging or geophysical transformation. In conclusion, the BME method seems to extract the best information from geophysical transformation and kriging; however, the number of samples does influence the spatialization of Ks by BME. In taking the results and statistical analysis into account, we feel that 20 infiltration test points offers a valuable number of points.

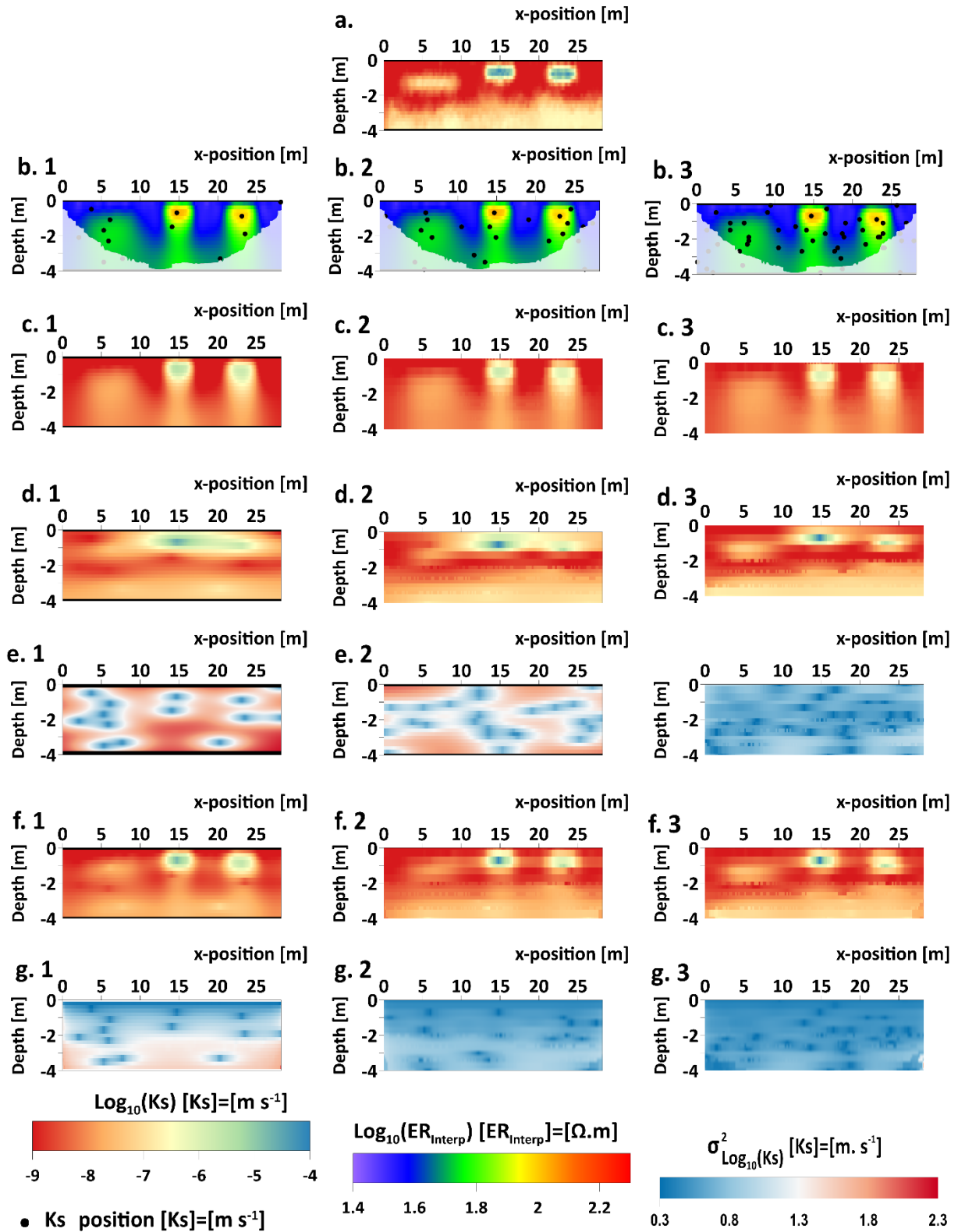


Figure 32 : Spatialization of $\log_{10}(Ks)$ for Model 3: kriging, geophysical transformation and BME at a constant WC for 14 (left column noted 1), 24 (center column noted 2) and 50 (right column noted 3)-point sampling: a) $\log_{10}(Ks_{ref})$, b) $\log_{10}(ER_{Interp})$ and sampling location from $\log_{10}(Ks_{ref})$, c) $\log_{10}(Ks_{Geo})$, d) $\log_{10}(Ks_{Krig})$, e) σ_{Krig}^2 , f) $\log_{10}(Ks_{BME})$ and g) σ_{BME}^2

Table 4: Statistical analysis of the spatialization of Model 3 for the three samples (14, 24 and 50)

Model-3					
Method	nh	MSE	ME	VE	R ²
Kriging	14	1.13	0.33	1.02	0.23
Geophysics		0.83	-0.37	0.69	0.43
BME		0.44	-0.13	0.43	0.68
Kriging	24	0.85	0.21	0.81	0.36
Geophysics		0.79	-0.32	0.69	0.43
BME		0.33	-0.11	0.32	0.81
Kriging	50	0.37	0.02	0.37	0.71
Geophysics		0.76	-0.24	0.71	0.43
BME		0.29	-0.08	0.28	0.83

3.1.2. Influence of variable soil WC

This section will consider the influence of variable soil WC, with 24 hard data values and the three same $\log_{10}(Ks_{ref})$ models. All results are presented in Figure 33, each column of the figure lists all results for the various models.

Figure 33b displays $\log_{10}(ER_{interp})$, which has decreased in depth and increased at the surface. This change can be explained by the variable WC obtained from the groundwater flow model. Model 1 in Figure 33 shows that the simple petrophysical transformation of the data does not highlight the variations in $\log_{10}(Ks)$. Let's also note that the anomalies are heavily distorted, along with the presence of an artifact at the 15-m position of the clay anomaly at depth. For Model 2, four anomalies are distinguished, though a deep stretching of the central anomaly can be observed (Figure 33c.2). Model 3 exhibits the three anomalies, but the clay layer is poorly defined; the loamy layer ($\log_{10}(Ks_{ref})=-7$) (Figure 33a.3) at depth has been replaced by a clay layer ($\log_{10}(Ks_{Geo})=-9$) (Figure 33c.3).

The BME method is the one that best estimates the $\log_{10}(Ks)$ data. Compared to the reference models, the BME spatialization ($\log_{10}(Ks_{BME})$) actually reproduces all anomalies of the three distinct models.

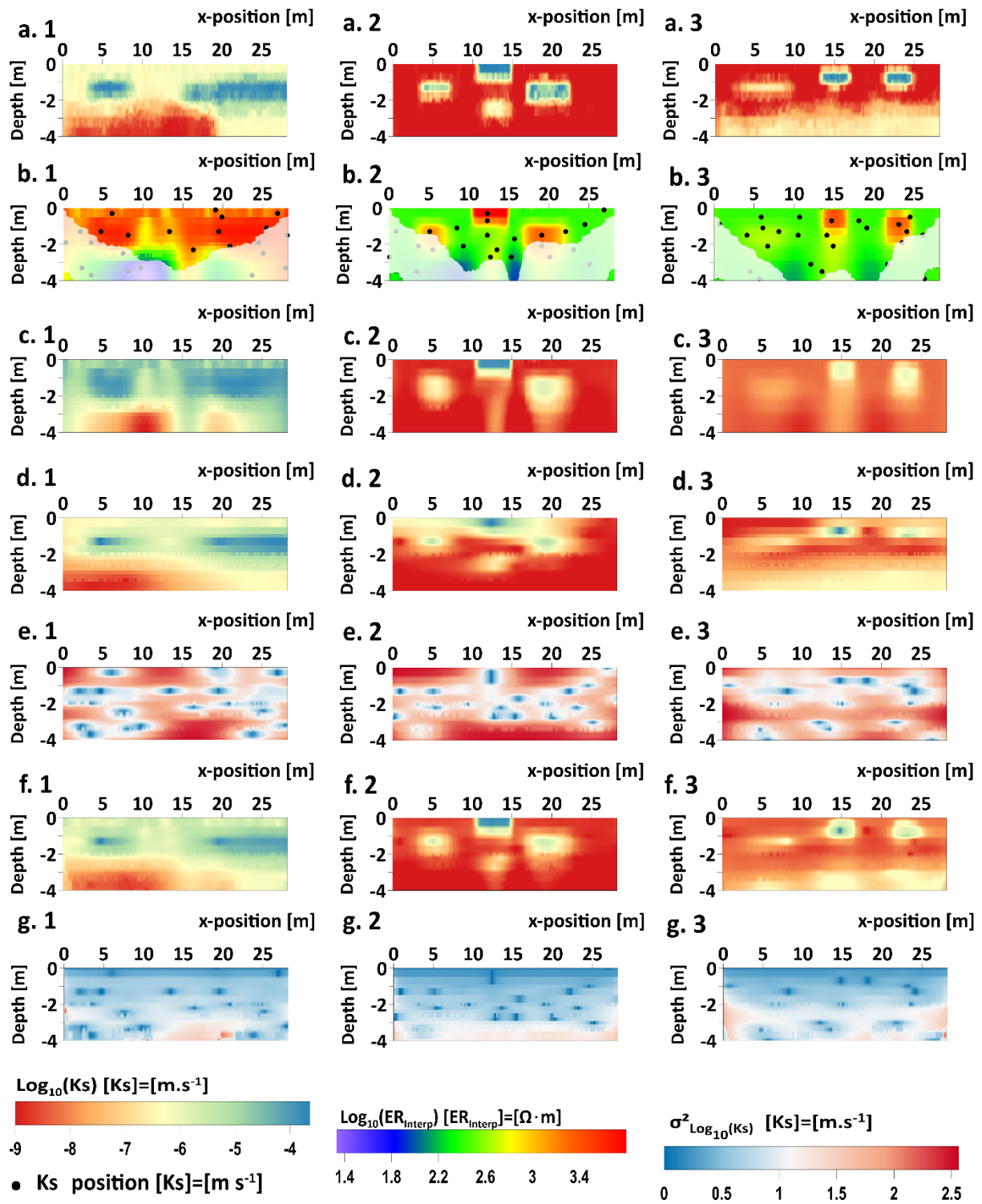


Figure 33: Spatialization of $\log_{10}(Ks)$ for Models 1, 2 and 3: kriging, geophysical transformation and BME at a variable WC for 24-point sampling: a) $\log_{10}(Ks_{ref})$, b) $\log_{10}(ER_{interp})$ and sampling location from $\log_{10}(Ks_{ref})$, c) $\log_{10}(Ks_{Geo})$, d) $\log_{10}(Ks_{Krig})$, e) σ_{Krig}^2 , f) $\log_{10}(Ks_{BME})$ and g) σ_{BME}^2

Table 5: Statistical analysis of spatialization with BME, kriging and petrophysical relationship for all three models

Method	Model	MSE	ME	VE	R ²
Kriging	1	0.28	0.14	0.26	0.81
Geophysics		0.46	0.10	0.45	0.68
BME		0.29	0.16	0.26	0.82
Kriging	2	1.23	0.38	1.08	0.41
Geophysics		0.48	0.06	0.48	0.70
BME		0.33	0.10	0.32	0.80
Kriging	3	0.42	0.12	0.41	0.66
Geophysics		1.14	-0.14	1.12	0.08
BME		0.43	0.05	0.43	0.77

Table 5 reports on the statistical tools used to evaluate the performance of estimators (kriging, geophysics, BME) for all three models. It can be observed that the statistical analysis applied to the models studied shows a strong correlation between the reference model and the BME method result. For example, on Model 3, the correlation coefficient R² equals 0.77 for the BME vs. 0.66 for kriging or 0.08 for kriging geophysics. The lower MSE value obtained with BME (0.43) reflects BME's high accuracy and targeting. Although data from the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ map are degraded, this has nevertheless allowed BME to improve the Ks spatialization, an extremely encouraging result that underscores BME performance.

3.2. Field validation

Figure 34 presents the field result of a single ERT profile and 23 infiltration test $\log_{10}(K_{sH})$ values. In Figure 34a, ERT results are presented on a 45-m line; also, the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ points of low sensitivity (coverage < 0.7) are masked. It can be acknowledged that the $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ measurement in this area is not realistic. The $\log_{10}(ER_{\text{Interp}})$ data show variations from 1 to 2.2 ($\log_{10}(\Omega.m)$). Infiltration tests (as represented by red points) have allowed us to determine that the $\log_{10}(K_{sH})$ of the parcel varies between -3 and -7 ($\log_{10}(m.s^{-1})$); this value is standard for Limagne soils, which are often called "black soil". These soils contain varying clay and sand contents, which explains the $\log_{10}(K_{sH})$ (Bornand *et al.*, 1984). The position of $\log_{10}(K_{sH})$ was identified according to the sampling strategy presented above. Figure 34c presents the mapping of $\log_{10}(K_{s\text{Krig}})$ based solely on infiltration test data. Observations can be made of: a surface layer with an average value of -5 ($\log_{10}(m.s^{-1})$), a deep anomaly (at the position $x = 20$ m and $z = -2$ m) with a value of -6 ($\log_{10}(m.s^{-1})$), and another deep anomaly (at the position $x = 4$ m and $z = -2$ m) with a value of -3 ($\log_{10}(m.s^{-1})$).

Figure 34d provides the map of $\log_{10}(K_{s\text{Geo}})$ from the petrophysical relationship. Let's note the various layers between 0 and -1 m, with values on the order of $\log_{10}K_{s\text{Geo}}=-4$ ($\log_{10}(m.s^{-1})$). We can also distinguish a deep layer with values between -5 and -6 ($\log_{10}(m.s^{-1})$) inclusive. BME behaves here as the fusion of kriging and geophysical data. The surface layer is taken into account, and the deep anomalies highlighted by $\log_{10}(K_{sH})$ appear in the final model of Ks. From a visual standpoint, BME takes the best features from both kriging and geophysics.

Based on cross-validation and statistical analysis (MSE, ME, VE and R^2), BME slightly improves results with a high R^2 correlation index of 0.78 and a low root mean square error of 0.46. According to our statistical analysis, the BME method proves to be the most highly focused, accurate and correlated method.

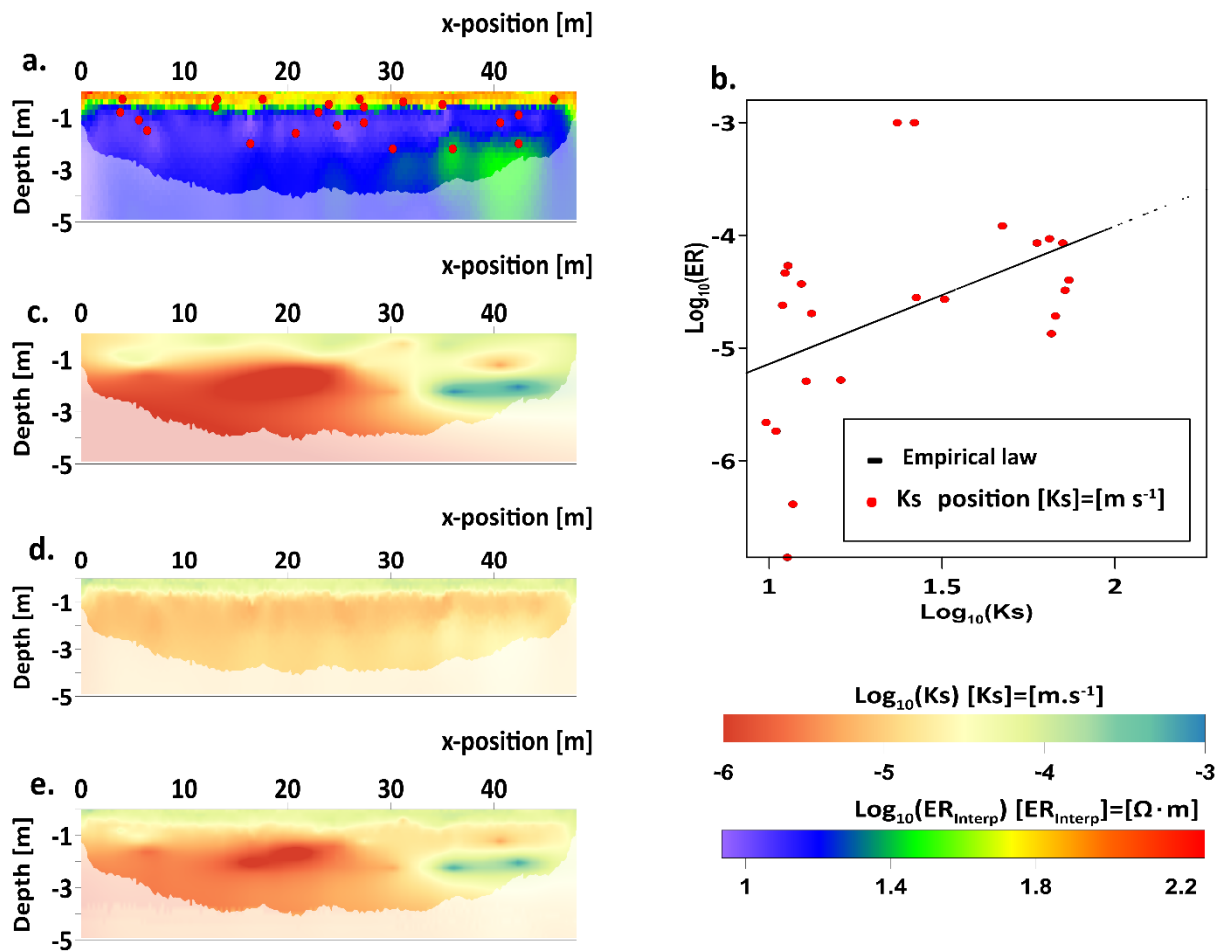


Figure 34: Spatialization of Ks on the data field: a) location map of infiltration tests on the $\log_{10}(ER)$ profile (RMS = 3.55%); b) empirical law between $\log_{10}(ER)$ and $\log_{10}(Ks)$; c, d and e) Results of the spatialization of $\log_{10}(Ks)$ by kriging, geophysics and BME, respectively.

Table 6: Statistical analysis of the spatialization of Ks on field data.

Method	MSE	ME	VE	R ²
Kriging	0.47	-0.08	0.49	0.77
Geophysics	0.51	-0.07	0.53	0.75
BME	0.46	-0.09	0.47	0.78

4. Discussion

Previous results lead the ensuing discussion to three points, namely: (i) the lack of validation data for BME generalization, (ii) the sampling strategy, and (iii) its future applications.

4.1. *Lack of validation data*

Due to the lack of validation data, it is extremely difficult to consolidate these approaches in the field. This work has proposed a static analysis to evaluate the BME data fusion methodology as a means of overcoming the absence of validation data. Nevertheless, the statistical indicator for 24 points is not adequately significant, and the method would require validation at other sites with a larger set of available K_s data. In spite of this fact, the method has allowed obtaining, for the very first time, an impressive map of K_s based on the available parcel information. To improve these BME methods in the future, an expanded number of measurements at well-known reference sites will be necessary. To date, the BME is an efficient spatialization method but cannot be definitively generalized.

4.2. *Sampling strategy*

The sampling strategy is based on ERT data for selecting the optimal K_s measurement location in the field. Such strategy has proven to be successful but there is still space for improvement. Indeed, ERT does not recognize all potential anomalies. We have limited this bias by splitting our sampling strategy into two parts: first, sampling by electrical resistivity (ER) over a range with low uncertainty for the ERT measurements; then, sampling randomly where uncertainty is high.

This sampling strategy is suitable because it allows to minimize and optimally locate the sampling points when investigating a TWW infiltration area with the BME method. It can also be improved indirectly by enhancing the electrical resistivity tomography method itself. Indeed, the development of inversion codes and solutions, to better estimate the data uncertainty, could allow obtaining better results. These improvements are not possible today and do not meet the objective of the paper presented. The fact that a 14-point simulation better provides better results than the 24-point simulation is probably related to the ERT uncertainty.

4.3. *Future applications and outlook*

The contribution of the saturation hydraulic conductivity map for the design of a TWW infiltration area is considerable. Indeed, the hydraulic conductivity at saturation condition allows the calculation of the daily infiltration capacity that will be brought to the soil. There are, therefore, three ways to take into account the saturated hydraulic conductivity (K_s) from these new maps.

The first way is based on using the average K_s value for the field plot, which is more representative of reality. Generally, 3 to 10 infiltration tests are carried out, which do not cover all the spatial heterogeneity of the infiltration area. A complete map of K_s providing its spatial heterogeneity would allow operators to calculate an average K_s value close to reality. This average value will make it possible to reduce the safety coefficient and indirectly allow optimizing the design and the functioning of the

infiltration area. The second solution is to calculate the K_s by zoning, i.e. dividing the infiltration area into different zones of desired size, and calculate the average K_s value by zone. Then, it will be possible to distribute the water according to the infiltration capacity of each zone; The last solution is to introduce the spatial distribution of K_s into a 3D groundwater modeling of the infiltration area. This solution is probably the most complicated because it requires the knowledge of other model parameters than the K_s . The advantage of this solution is that the K_s probability density function, an output of the BME method, allows carrying out a stochastic modelling. This result will help the decision makers in designing the infiltration area according to the desired risk.

For infiltration area design, conducting 24 infiltration tests remains too expensive. Consequently, it can only be applied to those cases representing a serious risk for the environment. In order to overcome this limitation, we are proposing to focus future research efforts on combining ERT and infiltration tests with less time-consuming methods, such as the dynamic penetrometer. The BME method could also be generalized to other soil parameters (e.g. WC) and applications, especially in the field of water resources management.

5. Conclusion

This article has proposed a new approach to obtain K_s spatial distribution based on the integration of ERT and infiltration test data in the BME method. This method allows for the fusion of point-specific data, with a null variance (K_s), and distributed data, with a specific variance (ER). We have adapted the BME method to the specificities of both geophysical and geotechnical datasets. The results of this study show that BME is a high-performance method producing maps with a lower variance than any of the other methods tested (kriging, petrophysical relationship). Indeed, BME offers a first-level K_s distribution as well as many new possibilities, namely: i) the development of a new multi-method approach to coupling geophysical and geotechnical methods, ii) application to other fields of geosciences, and iii) use of results in hydrodynamic modeling for TWW infiltration area design.

II. Conclusion

Dans ce chapitre 2, la méthode de fusion d'information BME a été mise en œuvre pour combiner les informations provenant de deux sources d'information : géophysique avec les données ERT et géotechnique avec les essais d'infiltration. En effet, la fusion a permis d'intégrer de manière conjointe l'ensembles des données, grâce au cadre mathématique rigoureux qu'offre la méthode BME.

Après validation de la méthode BME sur des données synthétiques, nous avons pu démontrer l'applicabilité de la méthodologie sur de véritables données. En effet, le résultat de la méthode de fusion BME des données ERT et des essais d'infiltration montre une représentation 2D de la variabilité en profondeur de la conductivité hydraulique à saturation à l'échelle de la parcelle d'Aulnat.

Rappelons qu'avec les données synthétiques, on dispose de modèles de référence qui nous permettent d'avoir une validation :

- Visuellement en comparant la distribution du modèle de référence avec le résultat de la fusion BME ;
- Statistiquement, en ayant accès à toutes les valeurs du modèle de référence pour évaluer les performances des méthodes sur la base d'une validation croisée.

Cependant, avec des données réelles de terrain, nous n'avions pas de connaissance de la réalité complète de la parcelle investiguée. Et donc, seule la validation croisée à travers le calcul d'outils statistiques, permet de trancher sur les performances des méthodes de spatialisation de la K_s utilisées. Malgré l'amélioration de la méthode BME sur le résultat de la distribution de la K_s , la méthodologie présentée dans ce chapitre n'est pas exempte de limites. Afin de l'utiliser, il faut :

- Rappeler également, à toutes fins utiles, que les données géophysiques, si elles sont souvent sous-exploitées, cela vient du fait qu'il est difficile d'évaluer avec précision l'incertitude desdites données. Le calcul de l'incertitude proposé dans ce chapitre fonctionne et est assez simple à reproduire. Une amélioration reste bien entendu à entreprendre et pourrait affiner le résultat final de la fusion ;
- Relier les données géophysiques et géotechniques (ici entre K_s et ER) par une relation pétrophysique. En effet la méthode BME fusionne des données de même nature. L'incertitude engendrée pourrait être prise en compte au moment de la fusion ;
- Disposer d'une quinzaine de K_s mesurées pour mener à bien la fusion BME et valider derrière. Les essais d'infiltration pour estimer la K_s sont consommateurs de temps et de coûts, seule une amélioration sur la stratégie d'échantillonnage pourrait réduire le nombre d'essais à réaliser, et donc, par voie de conséquence, optimiser l'obtention d'un résultat, fût-il parfois le même, de la spatialisation de la K_s , avec une meilleure rentabilité temps et coûts ;
- La présence d'hétérogénéités, recensées par l'une des méthodes d'investigation. Car l'intérêt de la BME réside justement dans sa vocation à prendre en compte toutes les anomalies, relevées par lesdites méthodes ou les a priori d'experts, dans le processus de fusion. Vocation et intérêt majeur de la BME, que l'on perd si absence d'hétérogénéités (anomalies) relevées.

Pour donner suite aux résultats de la spatialisation de la K_s encourageants de la méthode BME dans l'intégration des données ERT et des essais de K_s , il nous a semblé intéressant d'évaluer le potentiel BME à spatialiser la K_s en intégrant cette fois-ci une autre méthode géophysique, la méthode d'investigation électromagnétique (FDEM), avec les essais d'infiltration de K_s . De plus, la FDEM permet d'obtenir une information spatialisée plus rapide sur les hétérogénéités surfaciques (horizontales). Ce qui va nous permettre dans un premier temps de calculer la capacité de la surface à infiltrer les EUTs.

Pour aller plus loin, il nous a semblé intéressant, dans le cadre de cette thèse, d'évaluer la prise en compte de l'information hétérogène de la K_s , lors du dimensionnement des surfaces d'infiltration. En effet, l'information spatiale de la conductivité hydraulique pourrait exercer une influence sur la charge journalière du site lors de la simulation hydrodynamique. Le dernier chapitre sera d'ailleurs dédié à ce sujet.

Chapitre 3 : Applications de méthodes géophysiques FDEM pour l'estimation 2D de la conductivité hydraulique à saturation : Application à une surface d'infiltration

Le chapitre précédent prouve l'utilité et la validité de la méthodologie de fusion BME entre les essais d'infiltration et la tomographie de résistivité électrique 2D. Pour ce faire, les travaux présentés se sont appuyés sur une méthodologie robuste basée sur l'utilisation de modèles numériques à la fois géophysique et hydrologique. Sur des données expérimentales acquises sur le site d'Aulnat, la méthode a permis de mettre en avant la structure et la présence de lentilles sableuses en profondeur. La tomographie de résistivité électrique est une méthode intéressante mais coûteuse à déployer et ne pourra pas être utilisée dans tous les cas de figure. Parmi l'ensemble des méthodes géophysiques, la mesure de la résistivité électrique par méthode fréquentielle est une méthode rapide, sans contact et moins chère pour les premiers mètres du sol.

Ce troisième chapitre est dédié à l'utilisation de la méthodologie de fusion à partir de données acquises dans le cadre d'une campagne de reconnaissance, par méthode FDEM (Frequency Domain ElectroMagnetic) et mesure de la conductivité hydraulique à saturation, réalisée sur une future surface d'infiltration. La première partie de ce chapitre, est consacrée à l'historique de l'ouvrage, la méthode FDEM employée, ainsi que les données acquises lors de la campagne. Ensuite les travaux se concentrent sur le traitement de ces données géophysiques (FDEM) et géotechniques (essais d'infiltration) et le calcul de leurs incertitudes associées. Enfin la fusion de ces données a pour but de proposer une caractérisation 2D de surface de la conductivité hydraulique à saturation à l'échelle de la surface d'infiltration étudiée. Ce chapitre ayant été écrit dans les deux derniers mois de ma thèse, je n'ai pu publier ces résultats, cependant il représente selon moi un fort potentiel de publication, que ce soit dans une revue technique comme TSM, à destination des opérateurs et des bureaux d'étude ou dans une revue internationale de plus haut rang. C'est pour cette raison que j'ai pris le parti de construire ce chapitre sous la forme d'un article potentiellement publiable en français.

I. Introduction

L'agglomération Loire-Forez a sollicité INRAE pour évaluer la possibilité de réaliser une surface d'infiltration en sortie d'une station d'épuration de 120 équivalents habitants (EH) sur la commune de Saint-Hilaire-Cusson-la-Valmitte. Le projet en cours de construction a pour objectif d'utiliser des tranchées remplies de broyat de bois (BB) pour assurer l'infiltration de l'eau. Le choix du broyat bois comme média d'infiltration, repose sur le fait que ce dernier est un matériau durable, résilient, présentant un coût moindre que le gravier et est disponible localement. Dans le cadre de cette conception, INRAE-REVERSAAL accompagne l'agglomération Loire-Forez dans le dimensionnement de la surface d'infiltration et ce fut donc la première occasion d'appliquer la méthodologie BME à un vrai cas d'étude.

La station d'épuration du lieu-dit de Vacheresse va être rénovée en 2022, par suite d'un système dysfonctionnant. L'objectif est de remplacer le système d'assainissement existant (RHIZOSTEP) par un filtre planté de roseaux suivi d'une surface d'infiltration de broyat de bois. Les eaux usées brutes (EUB) seraient traitées par un 1^{er} étage classique de filtres plantés de roseaux à écoulement vertical, puis elles seront infiltrées sur une surface d'infiltration constituée de 6 surfaces d'infiltration identiques alimentées en alternance, pour limiter le colmatage dans le temps qui pourrait être généré par l'infiltration des EUTs.

L'objectif de l'étude était de réaliser une caractérisation fine de la conductivité hydraulique à saturation de la parcelle identifiée par l'agglomération Loire-Forez sur le lieu-dit de Vacheresse (que nous appellerons « site de Vacheresse » dans la thèse). A partir de ces données, le but est de déterminer si la parcelle est propice à la construction d'une surface d'infiltration BB et de délimiter la zone la plus appropriée sur cette parcelle. Dans cette thèse, une série de mesures a été déployée permettant de réaliser une cartographie fine de la zone envisagée. Ce chapitre sera présenté comme une réelle étude de cas.

Traditionnellement, le dimensionnement des surfaces d'infiltration se base sur le calcul de la conductivité hydraulique à saturation, mesure phare pour évaluer la capacité d'infiltration du sol. En raison du caractère local, le nombre limité de ces mesures (Brunet et al., 2011) et de l'impossibilité de multiplier ces mesures (coût humain et financier), il s'avère très difficile d'obtenir une bonne représentation spatiale de la Ks pour des sols hétérogènes. Or, les surfaces d'infiltration présentent souvent des hétérogénéités qui influencent fortement l'écoulement des EUTs.

Pour y parvenir la technique FDEM est une méthode géophysique rapide d'acquisition qui permet de cartographier le sous-sol (Everett, 2012). Les données FDEM terrestres à petite boucle sont donc collectées pour une variété d'applications proches de la surface telles que les études agricoles (de Jong et al., 1979; Lesch et al., 1992; Prudhomme et al., 2019), relevés hydro géophysiques (Boaga, 2017; Francés and Lubczynski, 2011; Souplos et al., 2007; Weymer et al., 2015), des investigations archéologiques (Delefortrie et al., 2018; Lazar et al., 2018; Mele et al., 2013; Tabbagh, 1986), et des études environnementales (Altdorff et al., 2016; Martinelli et al., 2012; Wang et al., 2015). Certes la méthode FDEM mesure la résistivité mais elle est influencée par les mêmes paramètres qui affectent la Ks.

Ce chapitre propose de montrer une méthodologie de fusion de données issues des mesures géotechniques (infiltromètre,) et géophysiques (FDEM) pour cartographier la Ks des sols. Il s'agit de

relier ces propriétés (géophysiques et géotechniques), et notamment leurs hétérogénéités, pour fournir les éléments permettant d’optimiser le dimensionnement et l’exploitation de la surface d’infiltration. Quelques auteurs ont montré que la fusion de données bayésiennes (Bogaert, 2002), notamment par la méthode « Bayesian Maximum Entropy » (BME), répondait à cet objectif. Cette dernière permet d’intégrer le plus rigoureusement possible les informations provenant de deux sources de mesures de densité et avec des incertitudes différentes pour obtenir une meilleure prédiction spatiale de la Ks. Cette méthode a donné des résultats concluants dans la fusion des mesures ERT et des essais d’infiltration (Rabouli et al., 2021).

La démarche générale de ce chapitre s’appuie sur la méthodologie proposée par Bisone *et al.* (Bisone et al., 2017), en ce qui concerne l’acquisition des données. Cette démarche, d’auscultation de site, s’appuie sur une succession d’étapes pour bien caractériser les hétérogénéités d’un sol en vue de l’utiliser comme surface d’infiltration (Figure 35, Étape 1). Cette démarche a été proposée et développée dans un projet précédent de l’unité REVERSAAL : le Projet ZRV.

Dans un premier temps, une recherche des informations disponibles sur les bases de données accessibles (Google, Geoportail, Infoterre, InfoSol) a été réalisée. La seconde étape de la démarche consiste en une prospection électromagnétique de surface pour mesurer la résistivité électrique du sol, combinée à des observations directes (Figure 35, Étape 2). Enfin, à partir de l’ensemble des informations acquises, les essais d’infiltration ont été positionnés pour permettre une caractérisation de la conductivité hydraulique à saturation selon les hétérogénéités identifiées. Contrairement aux mesures ERT, les mesures EM sont estimées à la même profondeur et ne nécessitent pas un processus d’inversion pour reconstruire l’image de la distribution EC. De ce fait, les hétérogénéités identifiées reflètent bien la réalité de terrain. À l’issue des investigations, selon les préconisations de Bisone et al. 2017, les informations collectées (carte 2D d’ER issue de l’EM et les essais d’infiltration) ont été traitées puis fusionnées avec la méthode de spatialisation BME afin de proposer une cartographie 2D de la conductivité hydraulique à saturation du site étudié. Ces éléments permettront de proposer un dimensionnement.

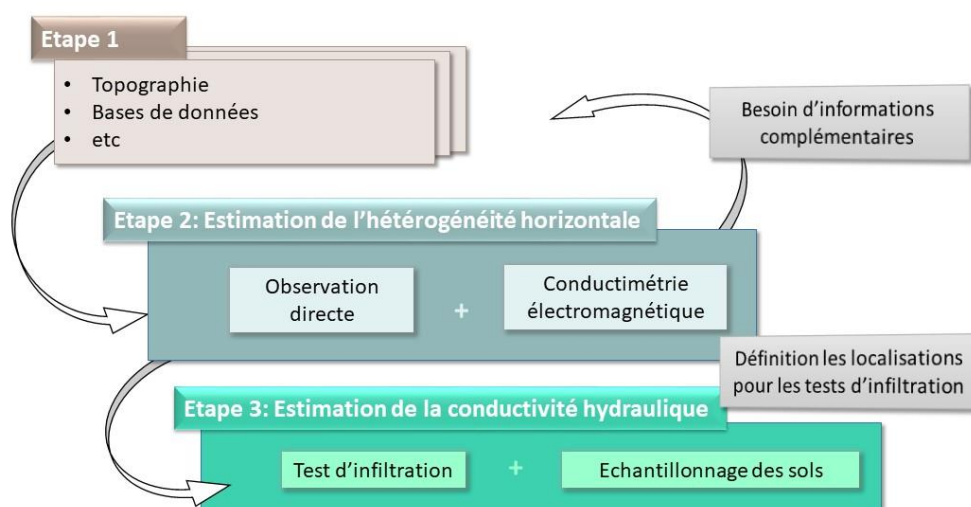


Figure 35 : Présentation de la méthodologie de caractérisation du site (modifié d’après Bisone et al. 2017)

II. Matériels et méthodes

1. Site expérimental de Vacheresse

1.1. Localisation du site

La parcelle étudiée se trouve dans le département de la Loire Figure 36-a et Figure 36-b , sur la commune de Saint-Hilaire-Cusson-la-Valmitte Figure 36-c au sud du lieu-dit de Vacheresse Figure 36-d. C'est une parcelle d'environ 100 m de long pour une largeur de 45 m, elle représente 4593 m², en jaune sur la Figure 36-d. Sur le site Géoportail, et sur le plan cadastral, la zone en jaune investiguée regroupe les parcelles 2858, 2862 et 2860. L'objectif de la commune est d'acheter uniquement, au propriétaire privé, la superficie nécessaire à la réalisation de la surface d'infiltration en fonction de la cartographie de la conductivité hydraulique à saturation qui va être réalisée.

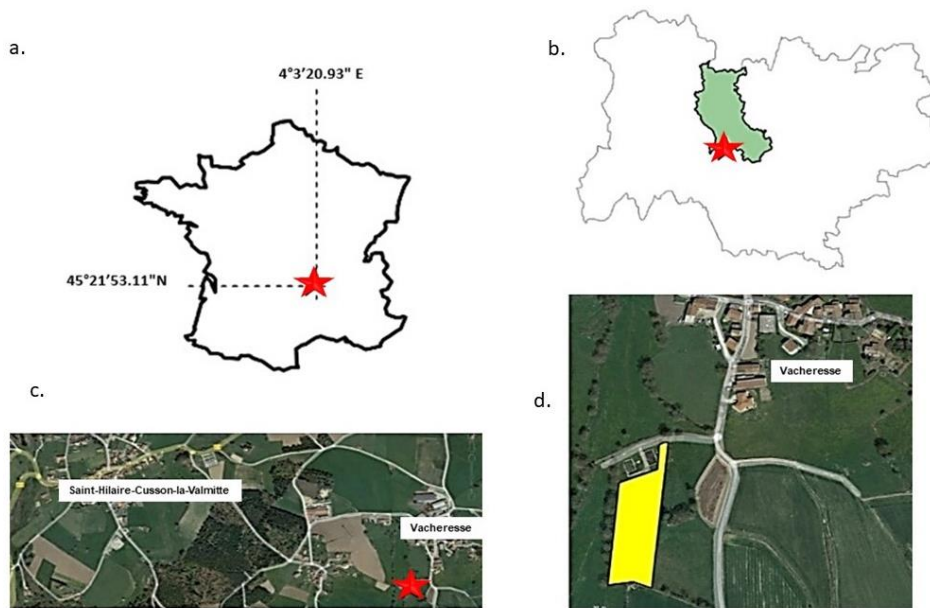


Figure 36 : Localisation du site prospecté : a) coordonnées GPS sur carte de France, b) localisation en région Rhône-Alpes, c) photo aérienne pour la localisation d) positionnement vis-à-vis du site du lieu-dit de Vacheresse. (Image d'après Google Earth)



Figure 37 : Photo du site expérimental du lieu-dit de Vacheresse.

1.2. Informations géologiques

La base de recherche Infoterre (<https://infoterre.brgm.fr/>) et ADES ([https://ades Sur.eau-france.fr/](https://ades.Sur.eau-france.fr/)), nous avons recherché les informations géotechniques et hydrogéologiques du secteur, il apparaît qu'il n'y a aucune information disponible à moins de 30 km, ce qui n'est pas du tout réaliste sur un site où, les deux premiers mètres de sol sont étudiés. Sur la base de la carte géologique de Firminy, numéro 744 du BRGM et du site <http://geoservices.brgm.fr/>, la parcelle se trouve en bordure de dépôts fins (argiles, limons, sables fins) qui occupent le fond des vallées en particulier le ru qui est juste à côté. Le descriptif de la carte géologique décrit une imbrication de dépôts encore immatures, massifs et sans organisation sédimentaire visible (colluvions) jusqu'à des termes plus évolués, lités, qui signalent un écoulement fluvial (alluvions) associé à un tri granulométrique des particules. Il est possible de rencontrer des blocs plus gros dans ces dépôts en provenance des versants (mouvements gravitaires). L'absence de coupe (ou de sondage) ne permet pas d'être affirmatif, mais il semble que les épaisseurs de ces remplissages, généralement de moins de 50 cm avec un lit rocheux parfois visible dans le ruisseau, peuvent localement dépasser 1 à 2 m suite à une accumulation. Sous les dépôts fins, l'existence vraisemblable de sédiments plus grossiers pourrait signaler un alluvionnement sous climat périglaciaire du Pléistocène supérieur. Dans la parcelle nous serions en présence de Podzosol, d'après le référentiel pédologique français, appelé aussi podzol dans la base de référence mondiale pour les ressources en sol ou spodosol dans la taxonomie des sols de l'USDA. Cela correspond à un type de sol lessivé qui se forme sous les climats froids et humides sur substrat au pH très acide. Il est très peu fertile pour l'agriculture. Les sols reposent sur un socle métamorphique classique du secteur de Chambles et Firminy, mais nous n'avons aucune information sur la profondeur du socle sur le site de Vacheresse.

La description géologique du secteur étant très régionale, elle nous apporte des informations générales qui ne vont pas nous permettre de réaliser un dimensionnement fin de la surface

d'infiltration. En l'absence d'information, il est nécessaire de réaliser les étapes 2 et 3 avant la réalisation des essais d'infiltration (Figure 38).

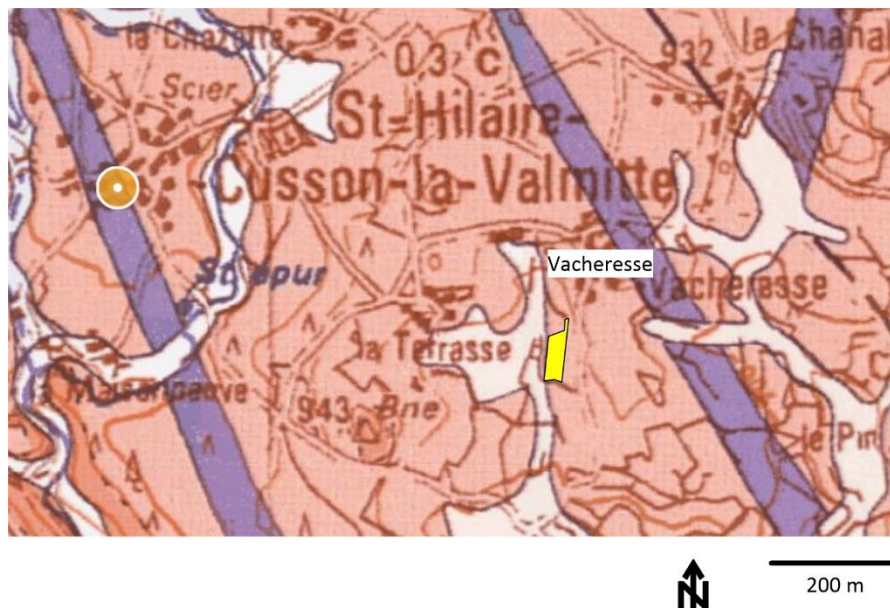


Figure 38 : Extrait de la carte géologique de Firminy n°744 (BRGM, <http://geoservices.brgm.fr/>)

2. Techniques d'investigation géophysique: Mesure de la résistivité électrique à partir d'un conductimètre électromagnétique

2.1. Principe

L'estimation des propriétés de résistivité électrique du sol via des méthodes d'électromagnétique à basse fréquence (Frequency Domain ElectroMagnetic) a des décennies d'applications (G. Keller and Frischknecht, 1966; Wait, 1962). Cette méthode permet la réalisation de mesures non intrusives de la résistivité électrique du premier mètre de sol. Les mesures de résistivité électrique ont été effectuées avec un conductimètre électromagnétique. Cet appareil est constitué de deux bobines (une bobine émettrice et une bobine réceptrice). La bobine émettrice est parcourue par un courant d'amplitude et de fréquence données qui génère des ondes électromagnétiques dans le sol (flèches en trait plein, Figure 39.a). Ce champ magnétique primaire H_p induit des courants dans le sol (appelés courants de Foucault) (McNeill, 1980). Ces courants produisent un champ magnétique secondaire H_s dans la bobine réceptrice (flèches en pointillés, Figure 39.a), en plus du champ magnétique primaire qu'elle reçoit directement de la bobine émettrice. La rencontre de ce champ magnétique avec une anomalie conductrice génère un champ secondaire. On en déduit donc une mesure de la résistivité électrique du sol à une fréquence spécifique par comparaison entre la valeur du champ primaire et secondaire. Ces méthodes, lorsqu'elles sont utilisées de manière qualitative, permettent une évaluation rapide (à moindre coût) des hétérogénéités à une profondeur donnée. Des informations supplémentaires sur la méthode peuvent être trouvées dans Everett (Everett, 2012).

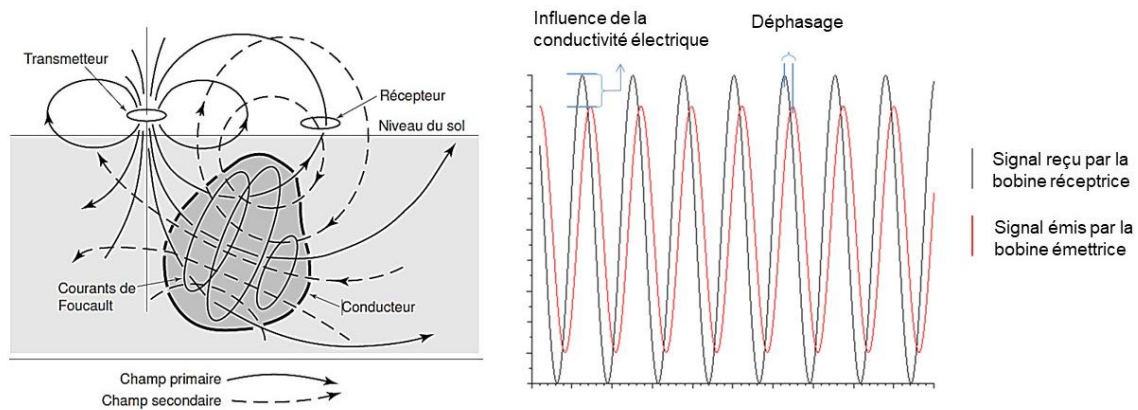


Figure 39 : Prospection électromagnétique FDEM: a. Représentation schématique des principes FDEM: H_p est le champ primaire généré par la bobine émettrice; H_s est le champ secondaire enregistré au niveau de la bobine réceptrice ; les lignes pointillées sont des courants de Foucault . b. Schéma théorique de la mesure électromagnétique: H_p et H_s ont une amplitude et un retard de phase. A chaque point de mesure, 2 valeurs sont enregistrées : la composante réelle (en phase) et la composante imaginaire (en quadrature) (Chouteau and Giroux, 2006)

L'appareil renvoie deux informations : la mesure dite en « Phase » et en « Quadrature ». La partie, mesurée en phase, correspond à un signal généralement sensible à la susceptibilité magnétique et par conséquent à la présence d'éléments métalliques dans le sol. La mesure en quadrature est directement proportionnelle à la résistivité électrique du sous-sol, en l'absence de réponse en « phase ». En effet, il faut noter que lorsque la valeur de la mesure en phase est trop importante, la valeur de résistivité électrique mesurée n'est pas significative, car elle est distordue par la présence d'éléments métalliques. La différence d'amplitude entre les deux signaux (émis et reçu, Figure 39.b) est liée à la résistivité électrique du sol, qui peut ainsi être calculée.

2.2. Présentation de l'équipement et des paramètres d'acquisition

Le CMD-explorer 1 (<http://www.gfinstruments.cz/>) est un résistivimètre électromagnétique par induction (dans le domaine fréquentiel). Il présente une profondeur d'investigation moyenne de 1 m. La Figure 40 montre la prospection électromagnétique. L'opérateur porte l'équipement à bout de bras (main gauche), l'antenne est orange sur la figure. Sur sa tête, l'opérateur est équipé d'une antenne GPS (SXBLUE Platinum, précision à 0.1 m) et dans sa main droite il porte le datalogger pour l'enregistrement des données.



Figure 40: Photo de prospection électromagnétique.

Pour réaliser la prospection, les paramètres du CMD-Explorer étaient les suivants :

- Mode « GPS avec déclenchement automatique », une mesure est réalisée toutes les 2 secondes, l'acquisition est automatique ;
- Fréquence d'émission « 10 000 Hz » ;
- Orientation des bobines verticales induisant un moment dipolaire le plus fort, pour une profondeur d'investigation maximale jusqu'à 1m.

2.3. Intérêt de la mesure de la résistivité électrique

La résistivité électrique ρ (ohm.m) (ou son inverse la conductivité électrique $\sigma = 1/\rho$ (s.m⁻¹)) d'un milieu est par définition la propriété physique qui détermine l'aptitude de ce milieu à s'opposer au passage du courant électrique (W. M. Telford et al., 1990). Les variations de la résistivité électrique permettent de déterminer la nature d'un sol. Pour l'ensemble des matériaux, il existe de grandes variations de la résistivité électrique, y compris pour un même type de matériau. A titre d'exemple, la résistivité électrique des graviers varie entre 20 ohm.m et 10000 ohm.m. De même pour les limons, où la résistivité électrique varie entre 30 et 1000 ohm.m. Ces variations s'expliquent en partie par le degré de saturation du sol (Knödel et al., 2007).

2.4. Les paramètres influençant la résistivité électrique

La résistivité électrique est dépendante de certains paramètres physiques tels que: la teneur en eau (Brunet, Clement, et al., 2011; Archie, 1942; Jackson, 1978), la température (Besson et al., 2004; G. V Keller and Frischknecht, 1966; W M Telford et al., 1990), la porosité et la conductivité électrique de la solution (Gupta and Hanks, 1972; Waxman and Smits, 1968). Les paramètres cités peuvent avoir une influence sur la variance de la réponse de la résistivité électrique.

Maintenant, lors de la campagne d'investigation nous avons fait trois constats :

- La partie nord-ouest de la parcelle étudiée semble plus humide que le reste de la parcelle, ce qui risque de faire chuter la valeur de la résistivité ;
- Les mesures ayant été réalisées sur une période assez courte, il n’y aura pas d’effet particulier de la température sur la cartographie produite dans ce rapport ;
- Enfin la faible dimension de la parcelle étudiée permet de faire l’hypothèse que la composition des eaux contenues dans le sol est la même en tous points, il n’y aura donc pas d’effet d’hétérogénéité de la conductivité électrique de la solution.

3. Essais d'infiltration: mesure de la conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation est un paramètre clé du dimensionnement d’une surface d’infiltration. Dans ce rapport, un grand nombre d’essais d’infiltration a été réalisé pour bien connaître le site. Le choix de réaliser un grand nombre d’essais est lié à la variabilité importante des paramètres mesurés précédemment, en particulier la résistivité électrique de 100 à 2000 ohm.m en surface.

La conductivité hydraulique traduit la capacité du sol à transmettre l’eau. Elle est quelquefois appelée abusivement « perméabilité ». Lorsqu’un sol est totalement saturé, tous ses pores sont remplis d’eau. Par analogie, nous pouvons assimiler le réseau de pores à un ensemble de capillaires qui vont tous permettre à l’eau de s’écouler. La conductivité hydraulique est maximale et est appelée conductivité hydraulique à saturation, classiquement notée K_s . Lorsque le sol se dessèche, les pores de plus grand diamètre se vident en premier : l’eau va donc s’écouler dans des pores de diamètres de plus en plus fins lors du dessèchement. Les forces de frottement augmentant, l’eau va s’écouler de plus en plus difficilement : pour un même gradient moteur, le flux d’eau va être beaucoup plus faible pour un sol sec que pour le même sol humide. Ainsi, la conductivité hydraulique est une fonction fortement décroissante de la teneur en eau du sol. Elle est généralement estimée à saturation.

La conductivité hydraulique à saturation est le rapport entre le flux d’eau volumique (exprimé en $m \cdot s^{-1}$) traversant une section donnée et le gradient moteur (exprimé sans unité) responsable de cet écoulement : c’est la loi de Darcy, exprimée initialement pour des sables saturés. Elle est donc homogène à un flux hydrique ou à une vitesse et s’exprime en $m \cdot s^{-1}$.

Concernant les mesures de conductivité hydraulique à saturation, une partie des mesures a été réalisée *in situ* avec un infiltromètre de type Aardwark.

Au cours des trente dernières années, un grand nombre de méthodes de terrain ont été développées pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation du sol. Les méthodes du Prochet, double

anneau, Guelph ainsi que plusieurs autres, ont été utilisées avec des degrés de succès variables. La limitation la plus importante est le temps d'installation pouvant atteindre plusieurs heures par mesure. La méthode de l'infiltromètre à charge constante est la procédure la plus polyvalente pour mesurer le K_s de la zone non saturée depuis la proximité de la surface jusqu'à quelques mètres de profondeur. Cette technique est basée sur l'application directe de la loi de Darcy (Zerner, 2011) et le débit d'eau en régime permanent (Q) sous une hauteur de chute constante (H) au fond d'un trou cylindrique de rayon (r). À l'origine, cette méthode prenait quelques jours et nécessitait un équipement considérable et de grandes quantités d'eau. Cependant, grâce au développement d'équipements (par exemple l'ACHSP), au développement de l'évaluation théorique de l'écoulement souterrain de l'eau et aux modifications de la procédure sur le terrain au cours des vingt dernières années, le débit en régime permanent d'un trou cylindrique de petit diamètre sous une profondeur d'eau constante peut maintenant être atteint avec quelques litres d'eau en deux à trois heures (Chossat, 2005).

L'infiltromètre Aardvark (Figure 41) commercialisé par Soil Moisture Equipment Corporation est un perméamètre à charge constante. Cela signifie que la hauteur de l'eau dans le trou de forage (h) ne change pas pendant la période de mesure. Par conséquent, les conditions de mesure restent constantes pendant la période de mesure. Le débit d'eau fourni correspond au taux d'infiltration du sol à partir du fond et des parois latérales du forage d'essai. Le perméamètre Aardvark estime la conductivité hydraulique à saturation du sol en utilisant la quantité d'eau mesurée à intervalles de temps égaux. Ceci est équivalent à la quantité d'eau qui a été infiltrée dans le sol. Le taux d'infiltration de l'eau dans le sol est équivalent au débit du réservoir. La mesure se termine lorsque le débit du réservoir (taux d'infiltration de l'eau dans le sol) ne change pas sur plusieurs relevés consécutifs. La conductivité hydraulique à saturation du sol (K_s) peut alors être calculée en utilisant ce débit constant (Q) (Theron et al., 2010).



Figure 41: Infiltromètre Aardvark

4. La méthode de fusion BME "Bayesian Maximum Entropy"

4.1. Principe

La méthode de fusion de données BME fournit un cadre géostatistique mathématiquement rigoureux pour estimer les conductivités hydrauliques à saturation en tout point. En effet, la méthode

BME peut incorporer des informations provenant de plusieurs sources de données dont les incertitudes sont différentes ainsi que la densité de points. Ces données ont été organisées en "données hard" correspondant à des mesures exactes (issues des essais d'infiltration) et en "données Soft" (les mesures de résistivités électriques provenant de la méthode électromagnétique EM, et leurs incertitudes associées).

La méthode BME permet de produire des estimations non-linéaires (1) en utilisant les connaissances disponibles (caractéristique globale, information à priori et variabilité spatiale) et (2) en utilisant une assimilation de données basée sur l'estimation de l'incertitude. Cette méthodologie permet de surmonter les nombreuses limitations de la géostatistique classique (c'est-à-dire hypothèse gaussienne, analyse purement spatiale et aucune intégration de données non structurées).

Elle est implémentée à l'aide de fonctions définies dans la bibliothèque BMElib dans MATLAB. C'est un ensemble de programmes de géostatistique spatio-temporelle écrit en Matlab (l'aspect temporel ne sera pas abordé dans ce rapport). Les codes de la bibliothèque BMElib sont organisés dans une structure de répertoire. Chaque répertoire comporte des fichiers pour les différentes étapes de l'analyse géostatistique spatio-temporelle.

La théorie de la fusion BME peut être résumée en trois étapes :

- **Étape n°1**- rassembler la base de connaissances générales (G) (loi physique, covariance ...) et la base de connaissances spécifiques au site (S) ;
- **Étape n°2**- utiliser le principe d'entropie maximale de la théorie de l'information pour traiter la connaissance générale, sous la forme d'une fonction de distribution de probabilité antérieure (PDF) appelée f_G , à l'aide d'un modèle de covariance bien calibré ;
- **Étape n°3**- intégrer la connaissance spécifique (S) sous la forme d'une PDF appelée f_S avec l'incertitude de mesure. Puis à l'aide d'une règle de conditionnalisation bayésienne, on crée une PDF d'estimation à posteriori. Le calcul des fonctions de probabilités PDF « postérieures » BME aux positions d'estimation p_k fournit une description statistique complète de la variable à prédire, et nous permet donc d'extraire statistiquement les résultats. A partir de la PDF postérieure de la BME, on peut calculer une estimation du paramètre à prédire (le K_s , ici) et une incertitude d'estimation en chaque point ;

La fusion BME permettant d'intégrer des données géophysiques et géotechniques, a déjà été appliquée avec succès sur un jeu de données synthétiques et réelles et a fait l'objet d'une publication d'article. En effet, (Rabouli et al., 2021) ont montré que la BME permet d'améliorer la spatialisation 2D de la K_s par rapport aux autres méthodes classiques (krigeage et transformation pétro-physique). Les résultats présentés dans leur article sont extrêmement encourageants et montrent les performances de la BME pour la représentation 2D de la K_s et la détection d'hétérogénéités.

4.2. Calcul de l'incertitude

Plusieurs instruments commerciaux d'EM, notamment ceux appelés conductivimètres, mesurent le rapport entre la composante verticale du champ secondaire et le champ primaire (H_s/H_p). Lorsque le champ H_p pénètre dans le sol, il génère des courants électriques qui induisent à leurs tours le champ magnétique secondaire H_s , déphasé de 90° par rapport au champ primaire et est mesuré par une bobine réceptrice (Rx). Ces dispositifs utilisent l'approximation dite du nombre d'induction faible (LIN), décrite dans McNeill (McNeill, 1980), dans laquelle une relation linéaire entre la réponse en phase

magnétique secondaire et la composante en quadrature Q, est utilisée pour calculer la conductivité électrique apparente.

Dans leur article (Andrade et al., 2016) propose une analyse d'erreur pour les appareils CMD explorer. Pour cela, ils effectuent des simulations théoriques, en utilisant les équations de Maxwell complètes, l'approximation LIN et les spécifications techniques de plusieurs marques connues de conductimètres. Cette étude a pour but de déterminer la précision de l'utilisation de l'approximation LIN dans le calcul de la conductivité électrique apparente par CMD-explorer. A partir de ces travaux, nous sommes remontés à l'erreur pour le CMD-1 que nous utilisons pour calculer l'erreur sur les mesures de la résistivité électrique (inverse de la conductivité électrique), calculées sur le site de Vacheresse.

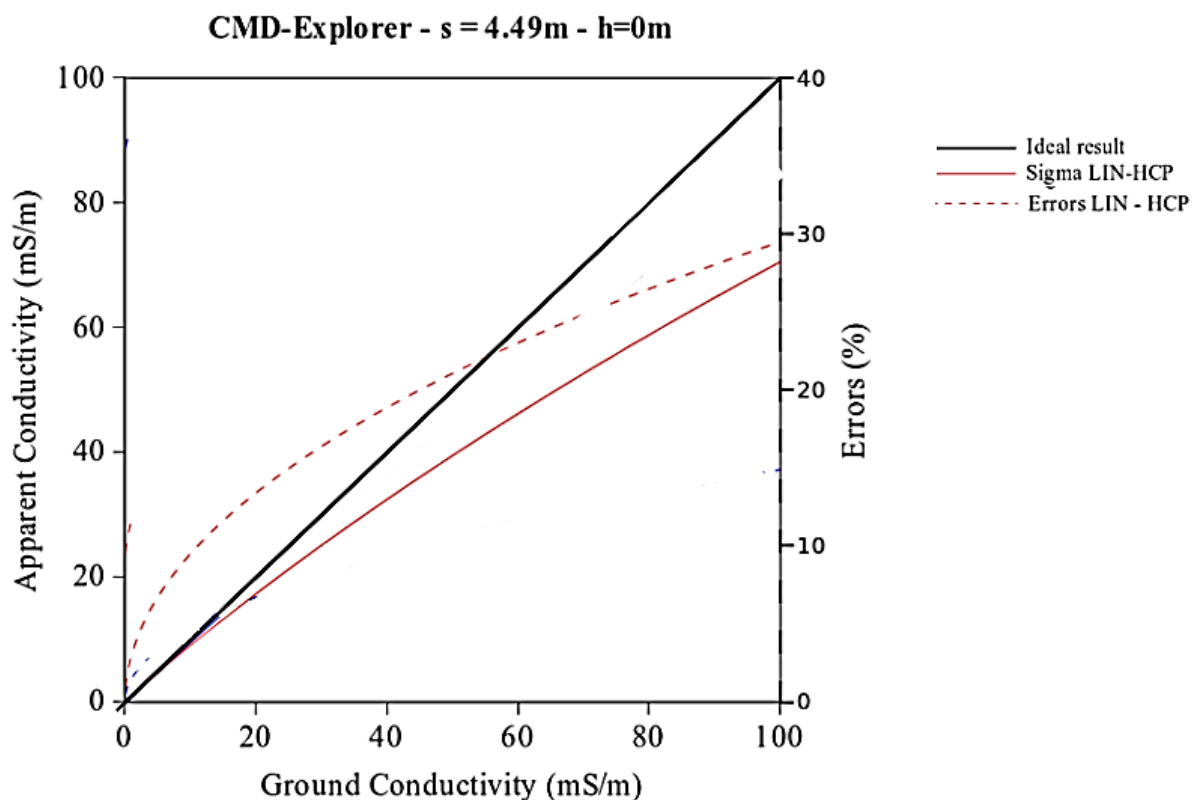


Figure 42: Les erreurs de conductivité électrique calculées pour un CMD explorer (Andrade et al., 2016)

Rappelons que pour que la méthode BME fonctionne efficacement, nous devons définir la variance à partir de l'erreur sur les mesures ER issues du conductivimètre à chaque emplacement, en utilisant le graphe de la Figure 41. Ensuite, une variance pour chaque mesure d'ER a été calculée comme l'erreur de la résistivité électrique normalisée à la variance de la conductivité hydraulique à saturation, mesurée avec les essais d'infiltration. La formule d'erreur présentée dans cette partie pourrait s'améliorer si les erreurs sont calculées à partir du modèle du conductivimètre utilisé lors de l'investigation FDEM.

III. Résultats

1. Résultats de l'investigation FDEM et des essais d'infiltration

La cartographie obtenue est présentée dans la Figure 43, à gauche. Les résultats sont présentés en résistivité électrique (l'inverse des cartes de conductivités électriques). Sur la carte, les variations de la résistivité électrique sont comprises entre 50 et 3000 ohm.m. Cela représente des valeurs très fortes

et une grande hétérogénéité sur la parcelle. On distingue trois zones clairement par les valeurs de résistivité électrique :

- La zone n°1 (Figure 42, nord-ouest) où les valeurs de la résistivité sont incluses entre 20 et 250 ohm.m, cela correspond aux valeurs les plus faibles. Ces valeurs peuvent être associées à deux phénomènes, la présence d'une teneur en eau importante ou la présence d'éléments limono-argileux, un cumul des deux phénomènes est possible. Il est certain que cette zone est clairement différente des autres zones. Sur la parcelle, nous avons observé que le sol était très humide (observation visuelle) et qu'elle présentait certains végétaux typiques des zones humides, avec en particulier la présence de joncs ;
- La zone n°2 (Figure 43, à l'est), est la zone où la résistivité électrique est la plus importante incluse entre 700 et 3000 ohm.m. La végétation est de type prairie et ne présente pas de végétation de zone humide. Cette zone correspond à la partie où les altitudes sont les plus élevées ;
- La zone n°3 (Figure 43, au Sud-Ouest), où la résistivité électrique est incluse en 250 ohm.m et 700 ohm.m, est une zone d'une grande variabilité qui doit présenter des types de sol différents et éventuellement des variations de la teneur en eau. La végétation est de type prairie et ne présente pas de végétation de zone humide.

Les premières observations réalisées grâce aux mesures électromagnétiques et aux observations de terrain montrent une hétérogénéité nord-ouest de type zone humide (zone n°1) et deux autres zones à végétation herbacée (zone 2 et 3), mais de signature géophysique différente. Il faut noter que les valeurs de résistivité électrique les plus fortes sont également associées aux points topographiques les plus élevés. En tenant compte des observations EM, 17 essais d'infiltration ont été positionnés.

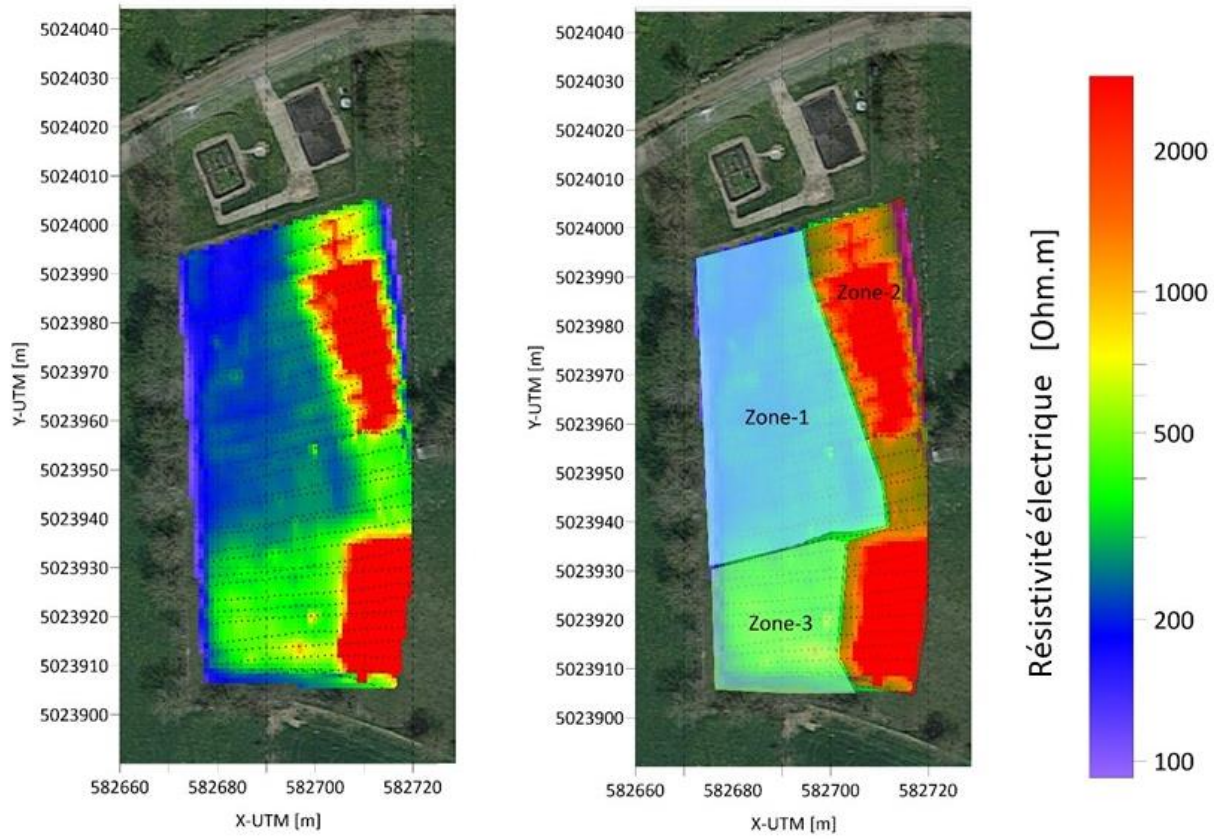


Figure 43 : Carte de la résistivité électrique de la parcelle d'étude : à gauche, cartographie ; à droite, interprétation de la carte avec 3 zones distinctes identifiées

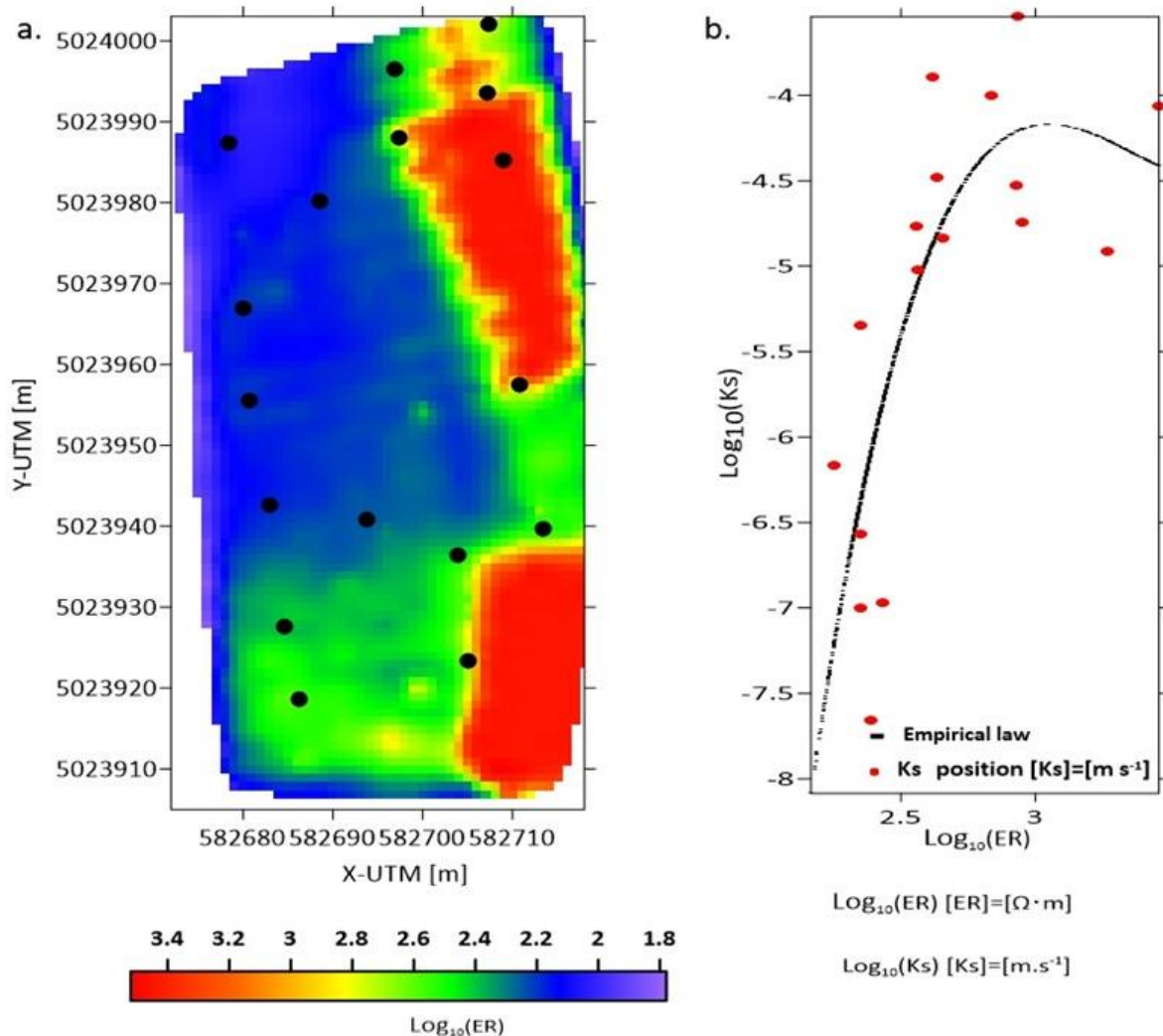


Figure 44: A gauche : Carte du log de la résistivité électrique de la parcelle d'étude et les positions des 17 essais d'infiltration sur la future surface d'infiltration de Vacheresse ; à droite, la relation polynomiale $\text{Log}K_s\text{-Log}ER$ de l'ordre 3

Sur la Figure 44-a l'ensemble des 17 essais d'infiltration a été reporté sur la cartographie électromagnétique de la résistivité électrique. L'ensemble des données est exprimé en logarithme de base 10. Sur la Figure 44-b on observe que les valeurs du $\text{log}K_s$ les plus fortes sont associées aux valeurs d'altitude et de résistivité électrique les plus importantes. Les valeurs les plus négatives sont associées aux altitudes et aux résistivités électriques les plus faibles. Il semblerait donc que la mesure EM soit un bon estimateur pour spatialiser la conductivité hydraulique à saturation.

2. Résultats de l'estimation 2D de la conductivité hydraulique à saturation sur le site de Vacheresse

Pour réaliser la spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation, trois méthodes d'estimation ont été utilisées. La

Figure 45 regroupe la spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation, par la transformation géophysique, le krigeage et la fusion par la méthode BME, ainsi que leurs variances respectives.

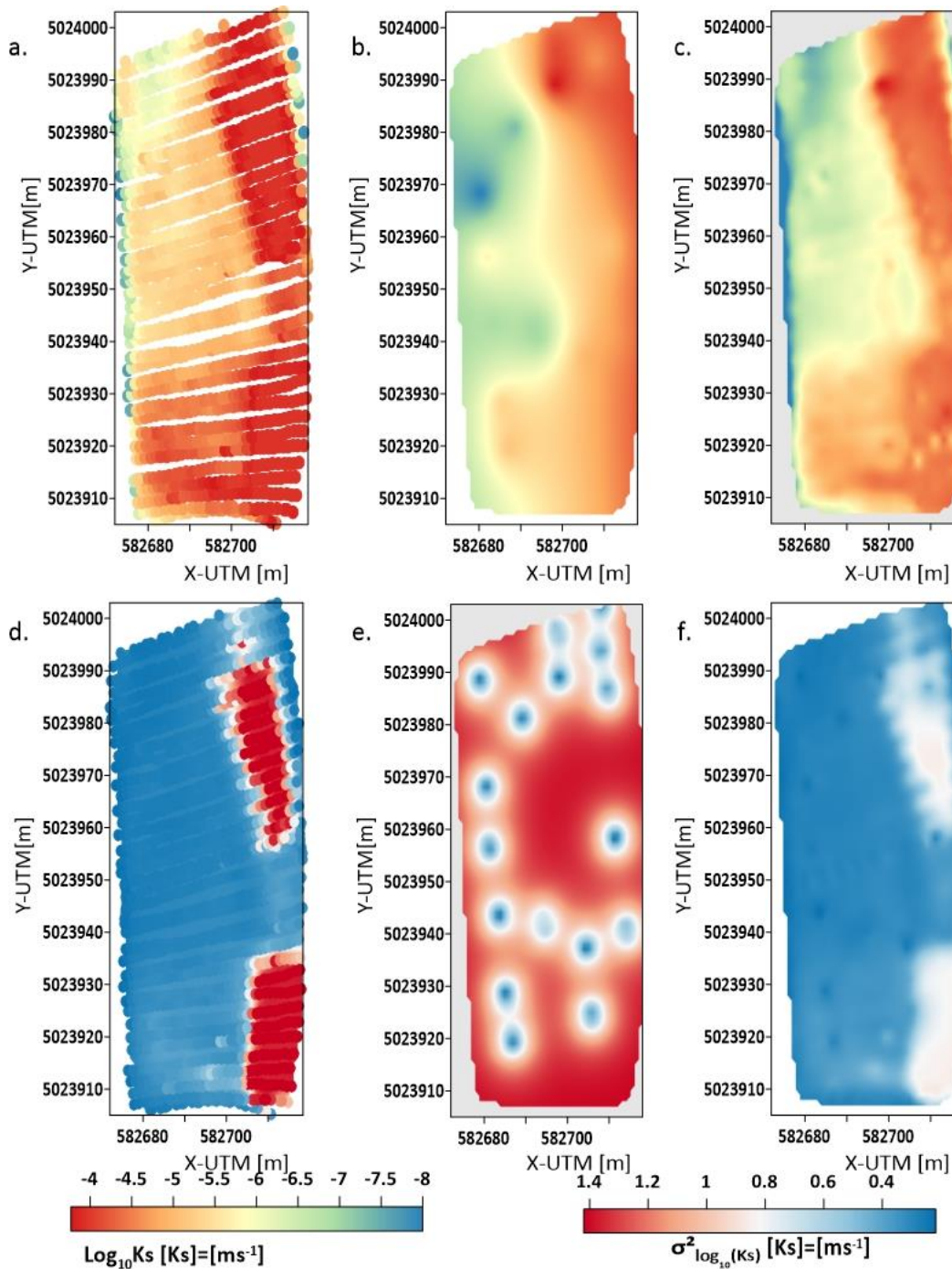


Figure 45 : En haut: la cartographie du $\log K_s$: par : a) la transformation géophysique b) le krigeage et c) la méthode BME En bas variances de la distribution $\log K_s$ par: d) la transformation géophysique e) le krigeage et f) la méthode BME

Visuellement, les zones de délimitation observées lors de l'investigation électromagnétique sont plus visibles avec la méthode BME et la transformation géophysique. En effet, les deux méthodes semblent reproduire les 4 zones déjà identifiées par la cartographie électromagnétique. De plus, en l'absence de données géophysiques EM et des essais de K_s , la méthode arrive tout de même à proposer une estimation cohérente mais en augmentant la variance à ces points. A contrario, le krigeage seul

des données de conductivité hydraulique à saturation résulte en une bonne estimation centrée autour des 17 valeurs échantillonnées. Nous observons que les variances de la méthode BME et de la transformation géophysique sont élevées aux positions des résistivités électriques les plus élevées. Globalement, la méthode BME semble être celle qui donne la variance la plus faible par rapport aux autres méthodes d'estimation.

Pour trancher statistiquement sur la performance des trois méthodes d'estimation, la validation croisée est utilisée. On dispose d'un échantillonnage "n" de données échantillonnées de Ks à partir duquel on va composer un nouvel échantillonnage à "n-1". On se retrouve donc avec une n^{ième} observation correspondant à la donnée de validation. Ensuite, l'idée est d'estimer la n^{ième} valeur au point de validation avec le code BME. Cette opération est répétée n fois. Les outils statistiques (coefficient de corrélation R² et pourcentage d'amélioration BME, qui est le rapport du R², de la méthode de comparaison, sur le R²BME) sont ensuite calculés pour estimer l'efficacité de chaque méthode. Le tableau ci-dessous regroupe le résultat du coefficient de corrélation de Pearson R² pour méthode et le pourcentage d'amélioration BME par rapport à la transformation géophysique (Pctr2BMEGeo) et au krigeage (Pctr2BMEKrig).

Tableau 6: Outils statistiques appliqués la validation croisée pour évaluer la performance des trois estimateurs de Ks

R ² BME	R ² GEO	R ² Krig	Pctr2BMEGeo	Pctr2BMEKrig
0.62	0.56	0.34	10%	79%

Sur la base de la validation croisée et l'analyse statistique, la méthode BME améliore les résultats avec un indice de corrélation R²BME élevé de 0,62. D'après notre analyse statistique, la méthode BME s'avère être la méthode la plus corrélée. En vue de la localisation des hétérogénéités présentes sur le site, la BME améliore de 10% le résultat de la transformation géophysique et de 79% le résultat du krigeage des données échantillonnées de Ks.

3. Capacité d'infiltration et fonctionnement hydrologique de la parcelle

3.1. Spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation et capacité d'infiltration

Pour cette étude, la spatialisation retenue est la spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation avec la méthode de fusion BME. La cartographie logKs montre la cartographie de la conductivité hydraulique à saturation, comme attendu, les valeurs les plus importantes se trouvent sur la partie nord-est de la parcelle. Les valeurs les plus faibles sur la partie nord-ouest proche du ru. Il est possible de calculer la capacité d'infiltration maximale à partir des valeurs de conductivité hydraulique à saturation exprimée en mm/j. C'est donc bien la partie nord-Est qui présente les plus grandes valeurs de capacité d'infiltration. Attention, ce n'est pas une valeur qui prend en compte le contexte hydrologique ni n'intègre de coefficient de sécurité. Cette carte a l'avantage de mettre en avant les zones qui devraient être les plus perméables. Il est donc certain que la partie nord-est et la partie sud sont les plus propices à accueillir une surface d'infiltration. La partie nord-ouest étant à éviter.

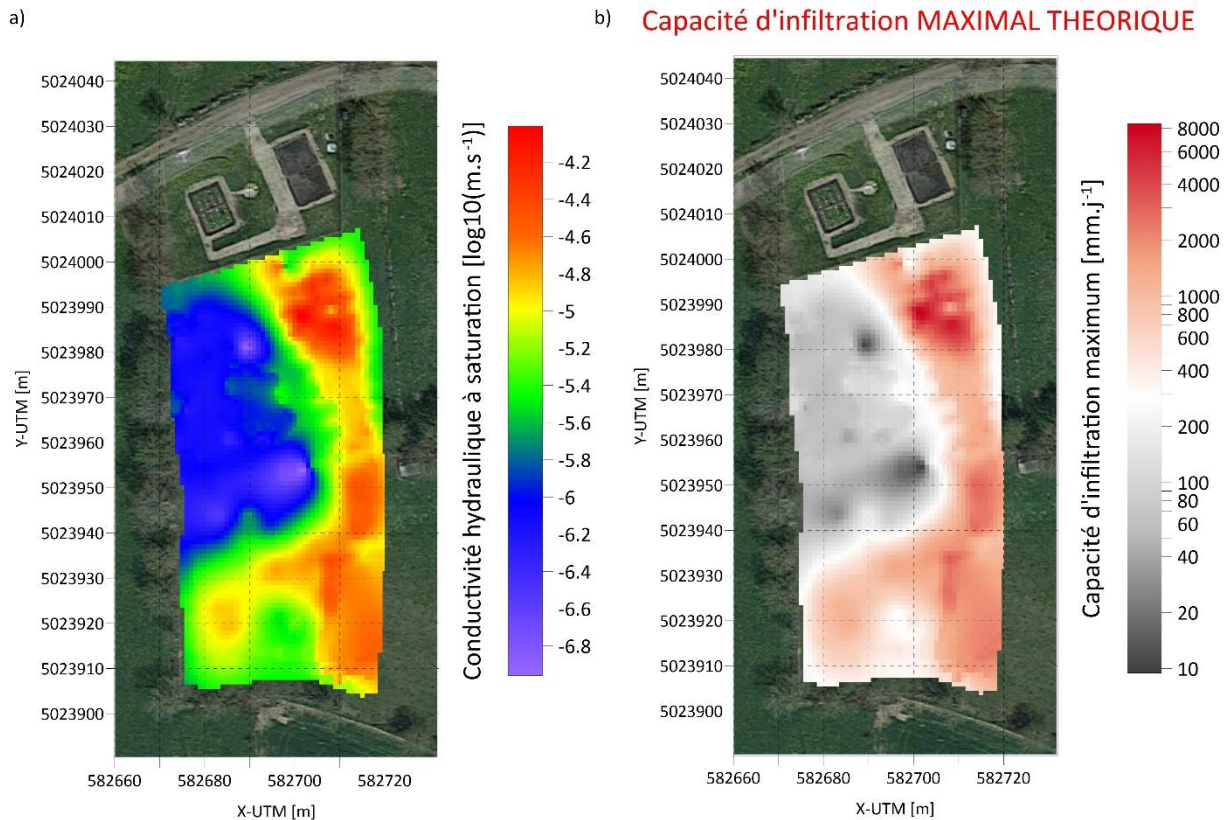


Figure 46 : a) cartographique de conductivité hydraulique à saturation par BME, b) cartographie de la capacité d'infiltration maximale théorique.

3.2. Fonctionnement hydrologique et dimensionnement des surfaces

À partir d'une étude en utilisant l'investigation géophysique et géotechnique, il est possible de mettre en œuvre un modèle de fonctionnement hydrologique conceptuel de la zone. Le système se comporte de la façon suivante :

- Le haut de la parcelle présente un sol infiltrant d'une épaisseur conséquente qui repose sur un sol sablo-argileux à trois mètres de profondeur. À 3 m de profondeur, ce sable argileux va jouer le rôle d'une barrière imperméable ;
- Le bas de la parcelle présente un sol limono-argileux de faible épaisseur 0.5 à 0.8 m qui repose directement sur le sol sablo-argileux faiblement infiltrant. Il apparaît donc une épaisseur de sol trop fine pour accueillir une surface d'infiltration ;
- Deux observations laissent penser que la zone basse reste globalement humide/saturée dans l'année avec la présence de jonc et d'une nappe qui affleure à 0.3 m de profondeur (observations en septembre et novembre lors de notre expertise). Il faut noter que l'absence de relevé piézométrique ne nous permet pas de connaître les variations de niveau de la nappe au fil des saisons ;
- Le niveau piézométrique est contrôlé par le ru, qui joue le rôle de drain pour la parcelle. C'est-à-dire que globalement dans la zone étudiée, le niveau devrait rester constant et ne pas dépasser le niveau du ru sauf événement pluvieux exceptionnel. Sur la partie haute de la parcelle, la nappe se situerait donc entre 1.4 m et 3m de profondeur en permanence. Cela correspond à ce que nous avons observé lors de notre visite.

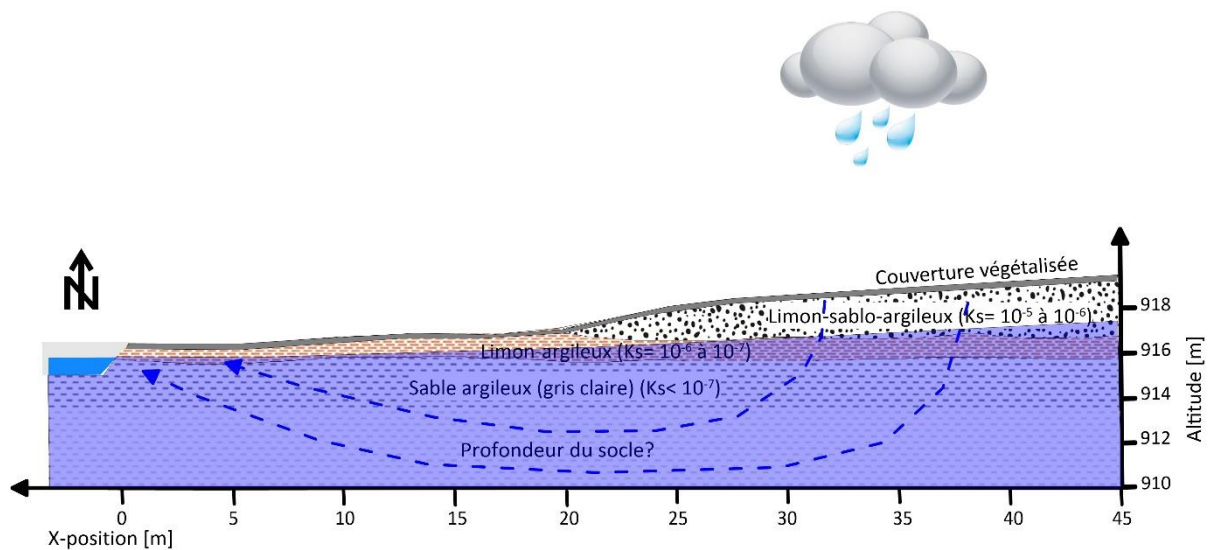


Figure 47 : fonctionnement hydrologique de la parcelle en hiver

À partir de ces éléments concomitants à la station d'épuration, il apparaît que la partie nord de la parcelle étudiée serait idéale pour la réalisation des six surfaces d'infiltration. Cela correspond à la zone comprise entre les coordonnées Y-UTM 5023950 m et 5024000 m.

Cependant, la partie ouest (X-UTM 582660 m et 582696 m) de la parcelle ne serait pas utilisable pour recevoir des surfaces d'infiltration. Les sols sont peu épais et probablement saturés en hiver. La partie Est serait favorable avec une épaisseur de sol importante et une hauteur de nappe à -1.4 m de la surface du sol en hiver. Elle présente également l'avantage d'être loin du ru, ce qui permettrait à l'eau d'avoir un temps de résidence dans le sol plus long avant d'atteindre le ru. Il n'est pas impossible qu'en période hivernale, du ruissellement se produise sur le bas de la parcelle, induit par des eaux infiltrées sur le haut de la parcelle. Il faudra envisager un rejet vers le ru sur la bordure ouest de la surface d'infiltration. Il faudra aussi envisager un captage des eaux de ruissellement qui pourraient venir des parcelles se situant au-dessus de la parcelle retenue.

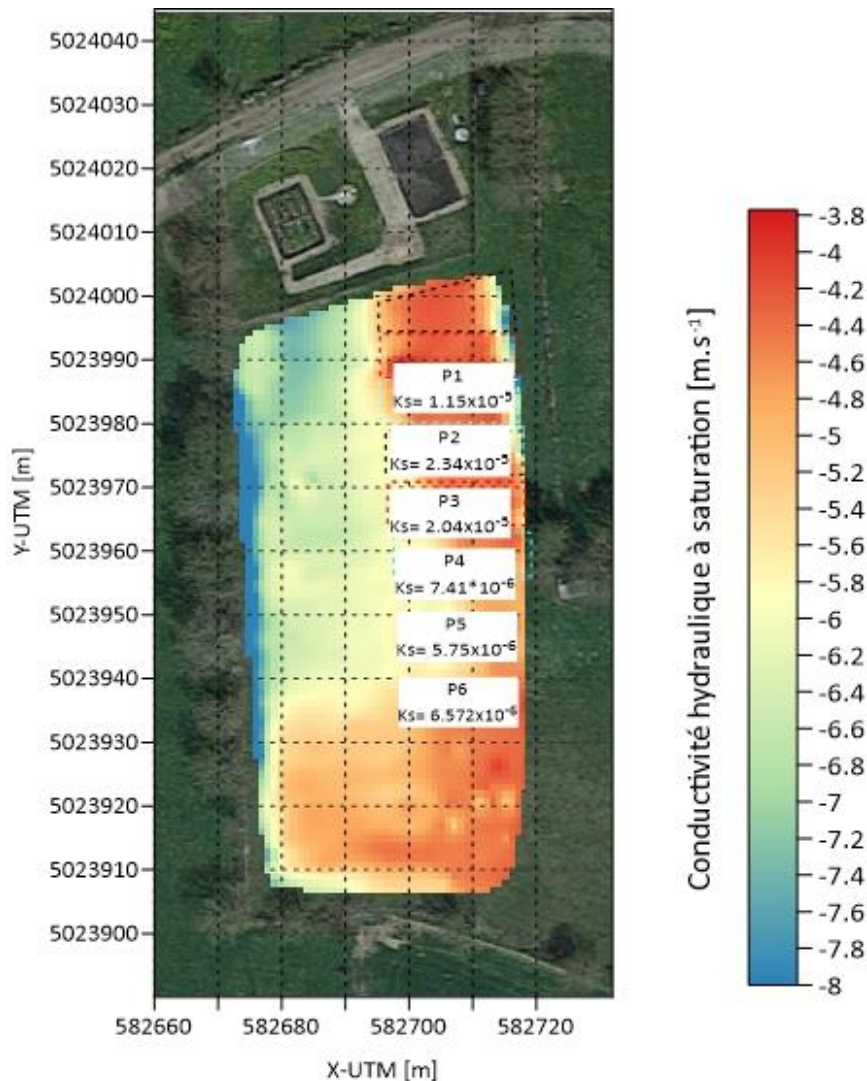


Figure 48 Délimitation de 6 parcelles de 150 m² et de leur conductivité hydraulique à saturation moyenne.

La superficie de la zone retenue nous permet la conception de 6 surfaces d'infiltration de 150 m² (Figure 48). Nous nous sommes fixés cette superficie afin que sur chacune de ces surfaces (150 m²), une conductivité hydraulique à saturation moyenne soit recalculée. Si l'on fait l'hypothèse que la station est conçue pour 120EH et que chaque EH génère 150 litres par jour (donnée fournie par Loire-forez Agglomération), il sera nécessaire d'infiltrer 18 m³ par jour. Sur la base de 2 surfaces alimentées en même temps et 4 surfaces au repos, 9 m³ seront à infiltrer par jour par surface de 150 m².

Sur la base de la conductivité hydraulique à saturation moyenne de chaque parcelle, la surface d'infiltration minimale a été calculée et est rassemblée dans le tableau 2. On notera que les valeurs sont largement inférieures à la surface retenue. Cependant, sans pression foncière forte et pour un traitement plus performant, un facteur sécuritaire de 10 pourrait être appliqué. Les résultats du tableau montrent que la surface sécuritaire reste inférieure à la surface retenue pour les parcelles à l'exception de la parcelle 5 (tableau 2).

Les résultats ne tiennent pas compte du contexte hydrologique. Il est nécessaire de recalculer la remontée de nappe en hiver pour s'assurer que toute l'eau pourra bien s'infiltrer. Le modèle d'Hantush (Carleton, 2010), revu par Carleton en 2010, a été utilisé pour calculer la remontée de nappe durant la

période hivernale sous les surfaces d'infiltration. Pour les calculs, nous avons utilisé le fichier Excel du modèle accessible sur le site de l'USDA (<https://www.usda.gov/>), Les hypothèses suivantes ont été retenues :

- À partir du modèle à 3 couches, une couche à conductivité hydraulique à saturation équivalente a été calculée ;
- Avant l'infiltration, l'épaisseur de la zone saturée a été considérée de 2m, et le toit de la nappe à 1.4m de profondeur ;
- Une surface d'infiltration de 150 m² a été considérée ;
- La remontée de nappe ne peut être supérieure à la surface du sol, soit 1.4 m.

On peut observer qu'en hiver, l'eau ne remontera pas à plus de 27 cm au-dessus de la nappe sous les parcelles, ce qui implique que dans la zone base, cette remontée ne devrait pas affecter considérablement le niveau piézométrique. L'avantage d'utiliser des parcelles plus grandes est de limiter la remontée du niveau piézométrique en hiver, mais également de limiter le ruissellement des eaux dans le bas de la parcelle. Il faut noter qu'avec les éléments disponibles, nous ne pouvons pas toutefois affirmer qu'il n'y aura pas de ruissellement en surface et d'infiltration vers le sud de la parcelle. Les résultats confirment que la parcelle peut accueillir une surface d'infiltration, cependant la répartition exacte des surfaces d'infiltration et leur localisation seront à optimiser avec le maître d'œuvre, durant la phase de conception.

Tableau 7 : dimensionnement de la surface d'infiltration de Vacheresse

Parcelle	Volume à infiltrer par jour [m ³]	Surface disponible[m ²]	Ks moyenne [m.s ⁻¹]	Surface minimum [m ²]	Surface sécuritaire facteur 10 [m ²]	Remontée de nappe sous la parcelle en période hivernale [m]
1	9	150	1.15 10 ⁻⁵	9.07	90.7	0.26
2			2.34 10 ⁻⁵	4.45	44.5	0.25
3			2.04 10 ⁻⁵	5.10	51	0.24
4			7.41 10 ⁻⁶	14.05	140.05	0.25
5			5.75 10 ⁻⁶	18.11	181.1	0.26
6			4.57 10 ⁻⁶	15.05	150.05	0.27

IV. Synthèse et conclusion

Dans le cadre du montage d'un projet de recherche collaboratif entre INRAE et l'agglomération Loire-Forez, avec une sollicitation de l'Agence de l'eau Loire Bretagne, l'agglomération Loire-Forez a demandé à INRAE de mener des investigations sur le futur site expérimental au lieu-dit de Vacheresse (commune de Saint-Hilaire-Cusson-la-Valmitte, Loire (42)). Ce site doit accueillir une surface d'infiltration de broyat de bois en sortie d'une station d'épuration de 120 EH, une première en France. Cette étude a pour objectif de déterminer dans quelle mesure il est possible de concevoir une surface

d'infiltration sur la parcelle identifiée par l'agglomération Loire-Forez à travers l'identification de i) l'épaisseur du sol sur la parcelle ii) la capacité d'infiltration et iii) des hétérogénéités pour définir le dimensionnement adapté à la surface d'infiltration.

INRAE a déployé une démarche expérimentale construite en 4 étapes, déjà utilisée sur d'autres sites de recherche. L'étape n°1 : elle consiste en une collecte d'informations sur les sites de références (Géoportail, Google, Infoterre, Ades, Infosol). L'étape n°2 : elle met en œuvre une prospection par la mesure électrique (méthode électromagnétique) du sol pour détecter d'éventuelles hétérogénéités surfaciques. L'étape n°3 : elle permet la réalisation de profils de résistivité électrique associés à des essais au pénétromètre dynamique et à la tarière. L'objectif est de connaître les épaisseurs et la nature des sols. La dernière étape est la réalisation d'essais d'infiltration sur les hétérogénéités identifiées, pour la réalisation d'une cartographie de la conductivité hydraulique à saturation.

La réalisation des différentes étapes de la démarche permet d'affirmer que le site présente une épaisseur de sol conséquente, supérieure à 2m. Le site présente des hétérogénéités majeures qu'il ne faut pas négliger et qu'il faudra prendre en compte dans le dimensionnement de la surface d'infiltration. En effet, la zone Est de la parcelle présente des conductivités hydrauliques à saturation de l'ordre de 10^{-5} favorables à une surface d'infiltration. La zone Ouest, elle, est moins favorable avec des conductivités hydrauliques à saturation inférieures à $0.5 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$. Le modèle conceptuel du site semble montrer que le niveau de nappe est contrôlé par le ru qui se trouve à côté de la parcelle (à l'Ouest) (affirmation à dire d'expert sans mesure piézométrique). Sur la partie Ouest de la parcelle, le niveau de la nappe pourra éventuellement remonter jusqu'à -0,3 m de la surface du sol en hiver et n'excédera pas -1,6m en hiver sur la partie Ouest.

Le protocole de spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation qui fait intervenir la méthode BME est celui qui donne la meilleure estimation de Ks. L'intégration de l'incertitude sur les mesures géophysiques spatialisées en tout point, est l'information qui permet à la méthode BME de jauger la pertinence de cette donnée dans le processus d'estimation. La stratégie simplifiée du calcul de l'incertitude et du procédé d'estimation du Ks nous semble judicieuse si, à terme, nous souhaitons diffuser la méthode. En théorie, une fois que toutes les informations sur les sols étudiés sont intégrées dans la BME, le résultat de la BME ne peut être que meilleur. Malgré la nature localisée des hétérogénéités du sol sur certains sites, la BME offre la meilleure estimation de la conductivité hydraulique à saturation.

Sur la base des éléments fournis, le site est propice à accueillir une surface d'infiltration de type tranchées à broyat de bois. Pour cela, la partie Nord conjointe à la station d'épuration semble recommandée, en exploitant uniquement la partie Ouest de celle-ci. En considérant un facteur 10 sécuritaire, la parcelle pourra largement accueillir l'ensemble des eaux sur l'année sans générer de fortes remontées de nappe sous les tranchées (inférieures à 0.3 m). Sur la base des éléments et sur le fait d'une faible pression foncière sur le secteur, 6 parcelles de 150 m² sont recommandées.

Les sols semblent présenter une gradation de la teneur en argile avec la profondeur. Cette structuration est favorable à un traitement complémentaire par le sol (phosphore et pathogènes). Enfin, le fait d'infiltrer sur la partie Ouest, augmentera les temps de séjour de l'eau usée traitée dans le sol, favorisant son affinage.

La nature, l'organisation morphologique et l'hétérogénéité des sols de la parcelle du lieu-dit de Vacheresse rendent le site unique et extrêmement intéressant pour une future étude de recherche sur le broyat de bois.

Pour conclure, ce dimensionnement a permis de prendre en compte la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation et de calculer la capacité d'infiltration journalière. En effet, les résultats du tableau montrent que la surface sécuritaire reste inférieure à la surface retenue pour les parcelles. Cependant, dans leur article (Forquet and Bisone, 2018) ont montré l'importance des conditions aux limites (variation de la nappe par exemple) dans la conception des surfaces d'infiltration. En effet, les simulations d'écoulement hydrodynamique (avec et sans prise en compte des conditions aux limites) ont permis de relever un changement dans l'estimation de la charge hydraulique dans les deux cas. Pour aller plus loin, le chapitre suivant propose d'analyser l'intérêt de réaliser un dimensionnement de surface d'infiltration, en tenant compte de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation, avec la fusion BME et des conditions aux limites, à travers des simulations hydrodynamiques.

Chapitre 4 : Vers un dimensionnement des surfaces d'infiltration avec la modélisation hydrodynamique

I. Introduction

Dans les chapitres précédents, nous avons montré que la BME est une solution pertinente pour obtenir une information distribuée de la conductivité hydraulique à saturation en 2D. Nous avons vu qu'il était possible d'obtenir une information surfacique 2D avec la méthode électromagnétique et une information 2D verticale avec la tomographie de résistivité électrique, lorsque les données géophysiques sont fusionnées avec les essais d'infiltration. Dès lors que l'on utilise la géophysique et la géotechnique, la BME permet une spatialisation de meilleure qualité avec une variance réduite de la conductivité hydraulique à saturation. Avant d'entamer la spatialisation, la BME devra être améliorée et fiabilisée par la suite (choix du format des données, optimisation du code).

Nous allons nous attarder maintenant sur le dimensionnement des surfaces d'infiltration, en particulier en démontrant l'apport des données BME au dimensionnement des surfaces d'infiltration. Nous verrons en quoi la démarche est différente et essayerons de quantifier le gain pour la pérennité de la surface pour ce premier essai. Pour rappel, réglementairement, avant la conception d'une surface d'infiltration, il est indispensable de réaliser une étude préalable du sol. L'un des principaux verrous de cette étude est lié à l'estimation de la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation des sols pour la description des transferts d'eaux usées traitées sur les parcelles investiguées (Forquet *et al.*, 2014). Ces limites sont principalement dues à la difficulté d'obtenir une information suffisante avec les méthodes usuelles de mesure de la K_s (Simunek, Sejna and van Genuchten, 1996) en raison du caractère ponctuel, du nombre limité des mesures pouvant être réalisées (Brunet, Clement and Bouvier, 2011) et de l'impossibilité de multiplier ces mesures (coûts humain et financier). Généralement pour le dimensionnement d'une surface d'infiltration, quelques essais sont réalisés de 5 à 10 points de mesures pour 5000 m². À partir des résultats, une valeur moyenne ou médiane est retenue. Généralement la charge journalière est calculée, en considérant une valeur de l'ordre de 10% de la conductivité hydraulique à saturation multipliée par la surface d'infiltration.

Dans ce chapitre, l'objectif, en se basant sur le site expérimental d'Aulnat, est de confronter un dimensionnement hydraulique basé sur l'approche classique remontant aux années 80 (Gril, 1980), et à une approche basée sur l'utilisation des résultats BME dans un modèle hydrodynamique. Pour rappel, le dimensionnement a pour objectif de déterminer, pour un débit journalier, la surface nécessaire à l'infiltration, en assurant une infiltration pérenne dans le temps. D'autre part, l'emprise foncière peut-être un élément contraignant, dans ce cas-là, le dimensionnement doit être précis et la charge hydraulique bien estimée.

Pour rappel, la méthodologie BME repose en grande partie sur la fusion des essais d'infiltration locaux avec la méthode géophysique de TRE. Cette stratégie permet d'analyser de grandes surfaces ou de grandes sections de la proche surface en un temps relativement court. À partir des résultats de la BME, le but est de permettre un positionnement et un dimensionnement optimisés de la surface d'infiltration.

À ce stade, trois solutions sont possibles dans l'usage des données BME :

- Faire un dimensionnement sur la base de la méthode classique, c'est-à-dire moyenner les valeurs et appliquer un coefficient de sécurité. Avec une répartition homogène du réseau d'injections ;
- Faire un dimensionnement par zone et réaliser des moyennes par zone, ce qui permettra à minima une variabilité par zone ;
- Utiliser les données de Ks dans un modèle hydrologique pour simuler sur une année les infiltrations en tenant compte des conditions aux limites.

C'est vers la dernière solution que j'ai orienté mes travaux. La simulation des écoulements des eaux usées dans le sol dépend étroitement des conditions aux limites du système, de ses propriétés intrinsèques et de son état initial. Ces facteurs sont complètement négligés avec les deux premières solutions, et cela pourrait induire un risque majeur sur la pérennité hydraulique du site. Les conditions aux limites contrôlent la charge hydraulique ou le gradient hydraulique dirigeant l'écoulement et son intensité. Ces conditions dépendent de la charge hydraulique appliquée à la surface et de la profondeur de la nappe sur les côtés et en profondeur (comme une nappe régionale qui varie en fonction de la saison). Ces conditions influencent la vitesse et la capacité du sol à évacuer l'eau.

Au vu de leur importance, il faut prendre en compte les propriétés intrinsèques du sol et les conditions aux limites pour modéliser dans son ensemble le système étudié. Avec le développement d'outils informatiques performants et puissants, il est devenu plus facile d'analyser et de prévoir les écoulements de l'eau dans les sols grâce à la modélisation. Il existe plusieurs outils pour la modélisation, des codes ouverts comme Pygimli (Rücker, Günther and Wagner, 2017) ou OpenFOAM (toolbox Richards FOAM) (Orgogozo, 2015) à des outils commerciaux, comme FeFlow, ModFlow, Hydrus ou encore COMSOL. Au sein d'INRAE, nous utilisons Pygimli, Hydrus et COMSOL Multiphysics, pour la modélisation hydrodynamique. Dans les travaux qui vont suivre, j'ai retenu COMSOL Multiphysics, pour une raison simple, je maîtrise totalement sa programmation sous Matlab, ce qui va me permettre de mettre en œuvre une approche stochastique comme nous le verrons par la suite. En outre, son environnement de modélisation graphique unifié est à la fois flexible et très facile à utiliser, pour dessiner les géométries et programmer le modèle de base.

Dans ce chapitre nous allons réaliser différentes simulations des écoulements, de la parcelle expérimentale d'Aulnat, présentée dans le chapitre précédent, pour comparer un dimensionnement classique et un dimensionnement qui tient compte de l'hétérogénéité du site grâce à la BME.

II. Matériels et méthodes

1. Démarche

La démarche présentée dans ce chapitre s'organise en deux parties. Dans la première partie, nous reviendrons sur la stratégie présentée pour la description de la parcelle étudiée au travers des outils de mesure. Et dans la seconde partie, nous proposons un dimensionnement de la surface d'infiltration selon la méthode classique et la méthode BME. La démarche est présentée dans la Figure 49. La première partie d'étude de la structure s'inspire de la démarche d'investigation développée dans le programme ZRV par Bisone et al. (2017), Figure 49, partie I. Le protocole est constitué de 4 étapes mettant en œuvre une technique de collecte d'informations très spécifique. Je propose de revenir sur cette stratégie car elle n'avait pas forcément été présentée en détails dans le chapitre 2 sous forme d'un article. La première étape, consiste à collecter les informations disponibles, dans les bases de

données nationales, à savoir les photos aériennes, forages effectués à proximité du site (BRGM, InfoSol, ADES). La seconde étape consiste en une prospection rapide électromagnétique de la parcelle pour détecter s'il y a des anomalies surfaciques (investigation jusqu'à 1m max de profondeur avec le matériel INRAE), et toutes les observations visuelles pouvant indiquer la présence d'un sol hétérogène comme des changements de végétation. La troisième étape, consiste à mettre en œuvre des techniques pour la détection des anomalies, comme la tomographie de résistivité électrique. La quatrième étape tient compte des observations des étapes 1, 2 et 3 pour permettre la localisation et la réalisation des essais d'infiltration. A noter que les étapes 2 et 3 sont optionnelles dans la démarche. Dans notre cas nous n'avons pas réalisé les mesures EM, car le site était connu pour la présence de lentilles sableuses.

Dans la seconde partie nous fusionnons les données collectées (chapitre 2) pour réaliser un modèle hydrodynamique de notre site. Pour réaliser un modèle hydrodynamique nous allons procéder en 4 étapes :

- Définition de la géométrie de notre modèle, délimitation de la zone modélisée et création des tranchées d'infiltration ;
- Définition des paramètres hydrodynamiques du sol et des conditions aux limites du modèle ;
- Maillage du modèle qui tient compte de ces particularités (localisation des tranchées) et des conditions aux limites ;
- Résolution des équations de Richard, et estimation des volumes d'infiltration annuels pour chaque simulation.

Dans un premier temps, nous allons réaliser 100 modèles en considérant des propriétés de sol homogène dérivées des essais d'infiltration. C'est à dire que sur le site, 24 essais d'infiltration ont été réalisés. A partir de ces 24 essais, 5 points sont sélectionnés par tirage aléatoire. Avec ces 5 points, une moyenne est réalisée pour obtenir la conductivité hydraulique à saturation. Cette opération est répétée 100 fois, pour avoir 100 modèles de conductivité hydraulique à saturation homogène. Le choix des 100 modèles est lié à une contrainte de temps pour la fin de ma thèse. Un plus grand nombre aurait été nécessaire pour une vraie approche stochastique.

Dans un second temps, nous allons tirer parti de la conductivité hydraulique à saturation BME et de sa variance pour simuler 100 modèles aléatoires, grâce à un module inclus dans la BMElib (réf). Chaque modèle de conductivité hydraulique à saturation sera inclus dans COMSOL pour simuler les écoulements hydrodynamiques. C'est un des nombreux avantages de COMSOL, que de permettre une introduction simplifiée de champs hétérogènes. Enfin, nous réaliserons une simulation optimisée pour le dimensionnement de la surface d'infiltration sur la parcelle.

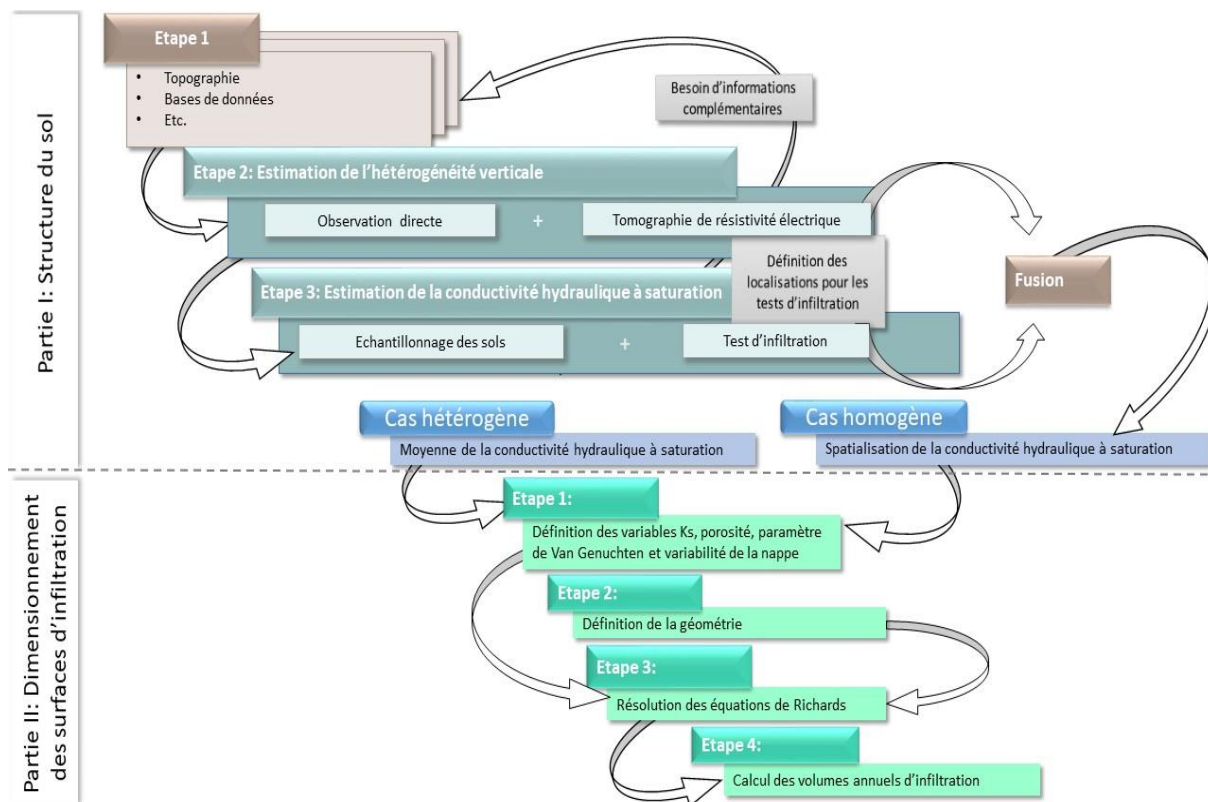


Figure 49 : Représentation sous forme de workflow des différentes étapes et l'enrichissement progressif de la représentation conceptuelle du sol étudié.

2. Rappels sur le fonctionnement d'une surface d'infiltration

En aval d'une station d'épuration, la surface d'infiltration est un exutoire des eaux usées traitées (EUTs). Ce dispositif a pour but une dispersion totale des EUTs dans le sol. Pour assurer un bon fonctionnement, une surface d'infiltration doit :

- Recevoir l'intégralité des débits prévus par la déclaration ou autorisation du rejet de la STEU. D'un côté, une perte d'effluent entre la station d'épuration et la surface d'infiltration pourrait menacer l'écosystème du sol. Et d'un autre côté une entrée d'eaux météoriques (à part les précipitations directes) peuvent augmenter considérablement la charge hydraulique supportée par la surface d'infiltration, puisque ces apports supplémentaires ne sont pas pris en compte lors du dimensionnement;
- Recevoir des EUTs respectant les niveaux de qualité du rejet autorisés. Les eaux usées partiellement traitées contiennent En effet, la charge organique et les matières en suspension d'une eau usée partiellement traitée, modifie les capacités d'infiltration du sol et accentue le colmatage physique et biologique du sol et nuit ainsi à l'infiltration des eaux ;
- Être entretenue : l'absence d'entretien de la végétation est un facteur de diminution des capacités d'infiltration de la surface d'infiltration pour plusieurs raisons L'accumulation de débris réduit la capacité de stockage dans les fossés, modifiant ainsi la répartition des et aggravant le phénomène du colmatage. C'est pourquoi l'entretien doit être pensé dès la

conception de la surface d'infiltration et réalisé régulièrement pour maintenir les performances hydrauliques et le fonctionnement ;

- Respecter l'alternance d'alimentation entre les différentes parties de la surface d'infiltration quand elle est prévue. En effet, généralement la surface d'infiltration est divisée en deux sous-surfaces d'infiltration pour assurer le repos nécessaire pour i) garder un bon drainage de la parcelle ii) permettre une activité biologique et iii) éviter le colmatage.

Bien entendu, nous ne tiendrons pas compte des points 2 et 3, qui ne seront pas modélisés. En tant qu'exutoire, la surface d'infiltration assure une seconde fonction : l'affinage des EUTs afin d'améliorer la qualité de ces dernières, soit en vue de leur utilisation, soit pour un retour au milieu récepteur. L'affinage des EUTs se fait notamment grâce à l'apparition d'un biofilm, agglomérat de microorganismes répartis dans une multitude de niches ayant leurs propres caractéristiques (pH, oxygène, nutriments ...) (Briandet and Naïtali, 2019), cette autre question fondamentale n'a pas été illustrée dans la thèse, mais il est important de l'avoir en tête.

Les surfaces d'infiltration prennent, sur le terrain, des formes très diverses même si leur fonction reste toujours la même. Dans ce chapitre, nous avons choisi de dimensionner une surface d'infiltration, c'est-à-dire un système avec une alternance hebdomadaire, 7 jours d'infiltration 7 jours de repos, cette alternance a pour objectif la limitation du colmatage du sol. Pour notre étude, une surface d'infiltration de type râteau a été créée avec 14 tranchées espacées de 3m ayant une largeur de 30 cm. Ce type d'aménagement est fréquemment rencontré. Les EUTs alimentent une tranchée principale servant de répartiteur vers une série de tranchées parallèles entre elles et perpendiculaires aux tranchées principales. Pour aider à l'infiltration, des arbres peuvent être plantés entre les tranchées.

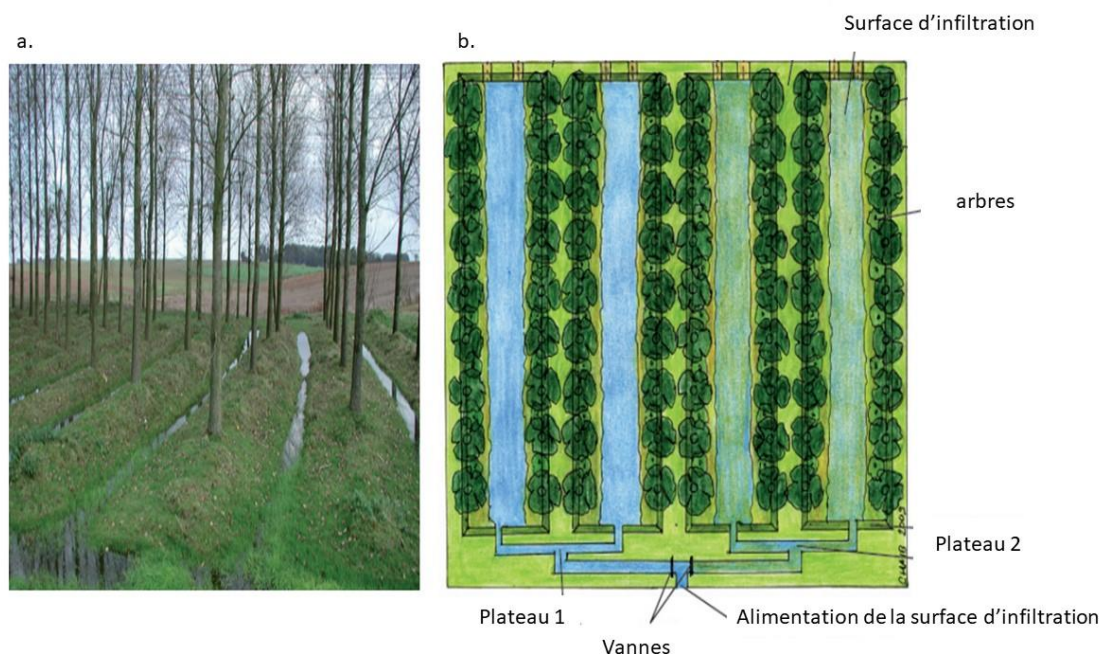


Figure 50 : a) Photo d'une station d'infiltration à tranchées b) Principe général de la surface d'infiltration (DISE, 2009).

3. Données de physique des sols et information hydrologique

3.1. Rappel sur les techniques d'investigation des sols

Le site d'étude se trouve dans le département du Puy de Dôme, au sud-est de Clermont-Ferrand, sur la commune d'Aulnat. Cette parcelle a été présentée dans le chapitre 2. Pour rappel, il s'agit d'un site expérimental, de l'université Clermont Auvergne. Ce site est connu pour sa structure tabulaire, incluant des sols limoneux à argileux. Dans les couches limoneuses se trouvent également des lentilles sableuses.

Comme présenté dans le chapitre précédent, nous disposons de mesures de tomographie de résistivité électrique, avec un profil de 49 m incluant 144 électrodes. Les mesures ont été réalisées avec le dispositif Wenner et acquises en « roll-along ». Pour rappel, l'inversion a été réalisée avec le code Pygimli (Rücker, Günther and Wagner, 2017). Nous avons réalisé une inversion Gauss-Newton, associant une contrainte de régularisation smooth, avec un lambda de 30 et un facteur anisotropie de 1. Les résultats d'inversion présentent des RRMS inférieurs à 5% et un χ^2 inférieur à 1. Les données sont de très bonne qualité (Figure 51).

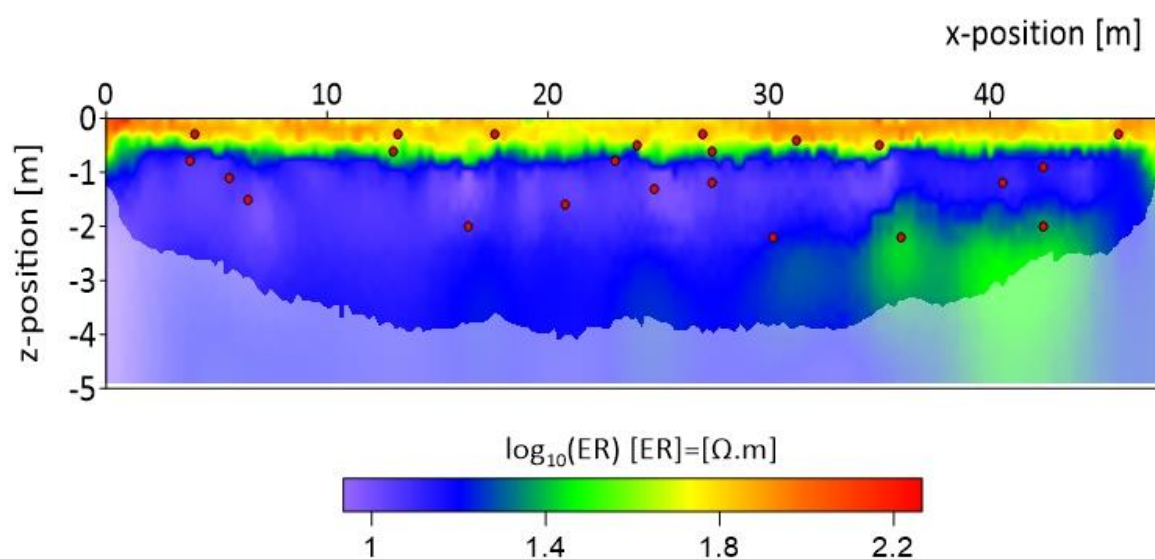


Figure 51 : profil 2D de tomographie de résistivité électrique, en rouge les positions des essais d'infiltration du site d'Aulnat.

En ce qui concerne les essais d'infiltration, ils ont été positionnés en suivant à la fois la stratégie de (Bisone, Clément and Forquet, 2017; Rabouli *et al.*, 2021). 24 essais d'infiltration ont été réalisés avec un infiltromètre de type Aardwark (cf. chapitre 1). Les données sont recensées dans le tableau ci-dessous avec les valeurs suivantes. Les variations des valeurs sont incluses entre 10^{-3} et $10^{-6.8}$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$

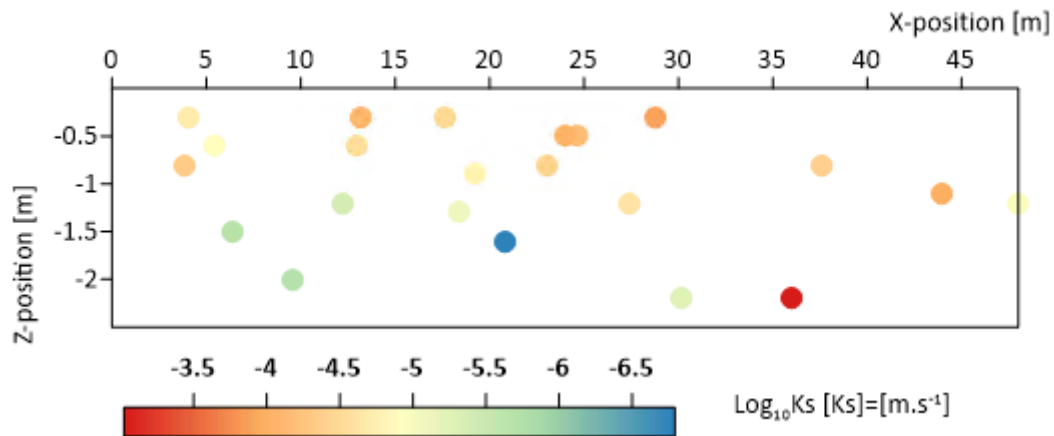


Figure 52 : mesure d'infiltration obtenue sur le site d'Aulnat (63).

3.2. Informations hydrologiques

Sur le site d'Aulnat, nous n'avons pas d'informations piézométriques car, bien qu'installés, aucun enregistrement de hauteur d'eau n'était effectué. S'il est préférable d'avoir des données du site, pour l'exercice de dimensionnement, nous avons recherché des données proches du site d'Aulnat. Sur la base de données ADES (Portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines), nous avons trouvé un piézomètre, présentant les données à 5 kilomètres de la parcelle concernée, nous avons retenu ces données, qui sont présentées dans la figure ci-dessous :

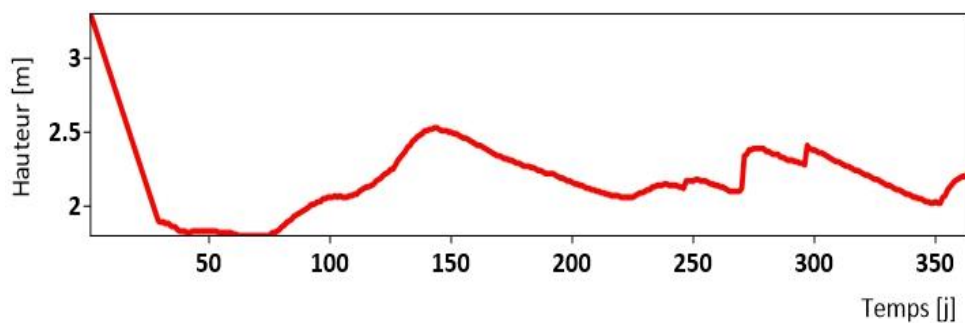


Figure 53 : variation piézométrique du site d'Aulnat (base de données ADES)

À noter que les 40 premiers jours ont été modifiés pour les besoins de la modélisation, nous reviendrons sur ce point dans la partie suivante. En ce qui concerne ces données, ce sont des données émises sur l'année 2007. L'apport de la pluviométrie est négligeable dans la modélisation qui va suivre, à des fins de simplification. En effet, en général, le volume infiltré est largement supérieur au volume annuel de précipitation. En moyenne, en France, les précipitations représentent 900 mm/an, or sur une surface d'infiltration, les volumes infiltrés vont varier entre 100 mm/jour et 500 mm/jour en fonction du type de sol. Les volumes infiltrés sont donc largement supérieurs au volume de précipitation.

4. Simulation de l'écoulement variablement saturé

4.1. Principe

Nous basons toutes nos études sur l'équation de Richards pour la modélisation des écoulements souterrains en zone variablement saturée. Les simulations hydrodynamiques ont été réalisées en 2D.

Le modèle mathématique Richards (Richards, 1931) permet de décrire les flux d'eau dans un milieu poreux aux milieux non saturés. Cette équation résulte d'une combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de conservation de la masse, et s'écrit :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = -\text{div } \mathbf{q} = \text{div}(K(\theta) \cdot \mathbf{grad}(H)) \quad \text{Équation 73}$$

Avec θ correspondant à la teneur en eau volumique [L³L⁻³], qui est fonction du potentiel matriciel (h) et le temps [T], q le flux [LT⁻¹], H la charge hydraulique [L], et K fonction de h .

Nous supposons ici que la teneur en eau et la conductivité hydraulique peuvent être représentées en fonction du potentiel matriciel, en utilisant les modèles paramétriques de Van Genuchten (1980) et le modèle statistique de distribution de la taille des pores de Mualem (1976) :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + \alpha|h|^n)^{-m} & h < 0 \\ \theta_s & h > 0 \end{cases} \quad \text{Équation 74}$$

$$K(h) = K_s \cdot Se^\lambda \left[1 - (1 - Se^{\frac{1}{m}})^m \right]^2 \quad \text{Équation 75}$$

Avec S_e la saturation effective:

$$Se = \frac{\theta(\Psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + \alpha|h|^n]^{-m} \quad \text{Équation 76}$$

Avec θ_r la teneur en eau résiduelle (sans unité), θ_s la teneur en eau à saturation (sans unité), α , n et m les paramètres de Van Genuchten (sans unité), λ le facteur de connectivité des pores (sans unité) et K_s la conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot s^{-1}$). Le paramètre de connectivité des pores λ dans la fonction de conductivité hydraulique a été estimé (Mualem, 1976) à environ 0,5 en moyenne pour de nombreux sols (Simunek et al., 2006). Pour réaliser un modèle d'infiltration, cinq paramètres de Van Genuchten doivent d'abord être estimés. La méthode d'estimation de ces paramètres a été présentée dans Les travaux (Rabouli et al., 2021).

4.2. Implémentation dans COMSOL Multiphysics

Afin de modéliser la dynamique du transport des eaux usées dans une surface d'infiltration, COMSOL Multiphysics a été retenu, avec l'utilisation du module « subsurface flow modeling ». L'avantage de COMSOL est de permettre la création de routines automatisées avec Matlab qui permettent le calcul de modèles pour de multiples paramètres. Avec ce code Matlab combiné à COMSOL, nous sommes capables de simuler une infiltration en résolvant numériquement, par la méthode des éléments finis, les équations de Richards. Les modules sur COMSOL permettent

également de paramétrer les courbes de rétention en utilisant le modèle de Van Genuchten et les valeurs de conductivité hydraulique à saturation. Ce code adapté permet également de prendre en compte une éventuelle anisotropie et hétérogénéité du milieu, grâce à l'utilisation de fonctions d'interpolations spatiales. Au préalable, la géométrie du domaine avec un simple rectangle de (48m x 3m) a été construite. Tous les trois mètres, un fossé de 0.3m de large par 0.3m de profondeur a été intégré le long de la surface d'infiltration.

L'étape suivante a été de définir les conditions aux limites du modèle que nous avons créé dans COMSOL. La Figure 55 présente la configuration hydrodynamique correspondant à la modélisation en 2D de notre site d'étude. Afin de simuler l'infiltration, la première condition aux limites que nous allons appliquer sur le modèle se trouve dans le fond de la tranchée et sur les bords (Figure 55 en bleu). Cette condition devra permettre de simuler l'infiltration de l'eau usée traitée avec une alternance hebdomadaire. Au début de l'infiltration, une hauteur d'eau de 10 cm est appliquée durant 7 jours au fond de la tranchée, puis du 8^{ième} au 14^{ième} jour, le fossé n'est plus alimenté en eau et le flux devient nul. Le schéma est répété durant toute une année.

En termes de conditions aux limites, cela se traduit par le passage d'une condition de type Dirichlet (hauteur d'eau fixée à 0.1m) à une condition de type Neumann (flux nul). Ceci est rendu possible par l'utilisation d'une condition mixte générale (Cauchy) (May Chui and Freyberg, 2008) (cf. Équation 77)

$$n \cdot \frac{K_s}{\eta} k_r \nabla (p + \rho_f g z) = N_0 + R_b (H_b - H) \quad \text{Équation 78}$$

Tel que K_s , η , K_r , p , ρ_f , g , z , N_0 et R_b représentent respectivement la conductivité hydraulique intrinsèque, la viscosité du fluide, la conductivité hydraulique relative, la pression densité de fluide, l'accélération gravitationnelle, la coordonnée verticale et résistance extérieure. Cette équation, nécessite la définition d'une fonction (R_b) qui définit le passage d'une condition à l'autre. Elle est définie dans COMSOL comme suit :

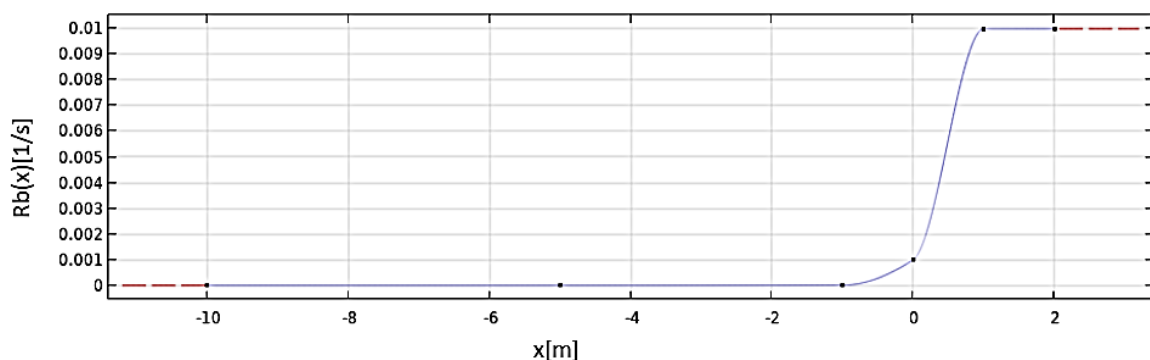


Figure 54 : Fonction R_b , définissant le passage de la condition de Neumann et Dirichlet.

La Figure 55 est une représentation du domaine d'étude modélisé qui comprend la surface d'infiltration SI (cadre rouge). Les conditions aux limites du domaine sont les suivantes : i) condition de non flux à la surface (lignes rouges) ii) sur les cotés un gradient de pression est réalisé pour simuler le battement de la nappe (lignes oranges). Au fond du domaine n un flux non nul est appliqué pour simuler le socle rocheux (lignes vertes). Si on zoome sur la SI une charge hydraulique constante est

appliqué sur les tranchées et un flux non nul est appliqué entre les tranchées. Sur les côtés, nous supposons qu'il n'y a pas d'échange donc le flux est nul. Enfin, il est nécessaire de définir le maillage au sein du domaine modélisé. Dans notre exemple, nous avons choisi de raffiner le maillage proche de la zone d'injection afin d'avoir un très grand nombre de mailles au niveau de la zone de fort gradient et faciliter ainsi le calcul numérique. Nous avons validé le maillage en vérifiant que le bilan de masse entre ce qui est injecté, stocké et sorti du modèle, n'excède pas 10% des volumes injectés. En pratique, le bilan devrait être nul, ce qui n'est pas le cas, en raison des erreurs numériques et de la discrétisation des temps de sortie des modèles à la journée. Ce pourcentage d'erreur sur le bilan masse nous apparaît cependant acceptable pour déterminer le dimensionnement.

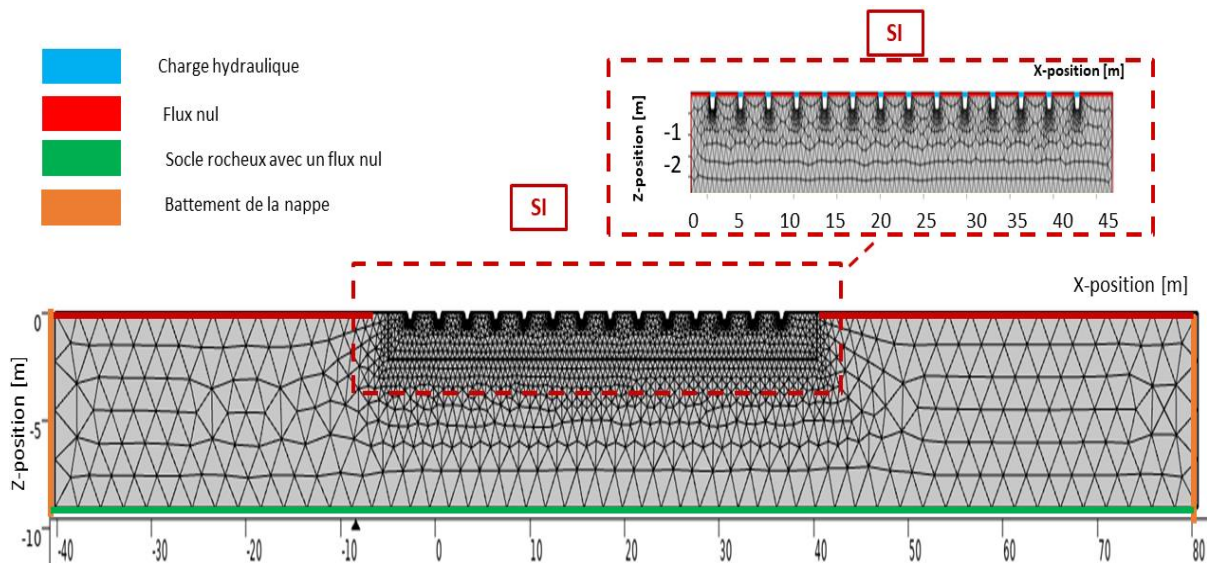


Figure 55 : Géométrie, conditions aux limites et maillage sous COMSOL Multiphysics

La dernière étape est l'application des paramètres hydrodynamiques. Après la simulation, nous avons calculé les volumes théoriques d'infiltration sur 300 jours afin de fournir une comparaison quantitative de la simulation du débit des modèles (homogènes et hétérogènes). C'est sur la base de ce calcul que l'on va évaluer les volumes maximaux que l'on peut infiltrer par jour afin de proposer par la suite un dimensionnement optimal de notre surface d'infiltration. Pour permettre une résolution optimale et compenser le fait que nous ne connaissons pas les conditions initiales, nous avons choisi de dé-saturer progressivement un modèle totalement saturé durant 40 jours. Le modèle simule sur 360 jours et les 40 premiers jours sont donc négligés. Les paramètres du solveur de COMSOL sont utilisés par défaut et le choix a été fait de réaliser une sortie pour chaque jour.

III. Résultats et discussions

1. Dimensionnement sur la base d'une conductivité hydraulique à saturation

1.1. Résultat de la simulation sélection aléatoire de 100 modèles homogènes

Dans cette étude, les cas homogènes sont le résultat de 100 tirages aléatoires de 5 valeurs de log Ks parmi les 24 essais d'infiltration réalisés sur le site d'Aulnat. Cela reproduit partiellement un tirage aléatoire. En effet, cette stratégie est limitée à 24 positions. Sur une vraie campagne de terrain, les positionnements sont vraiment infinis. Les positions ne sont jamais choisies en tenant compte de la

géophysique. Les essais ont été réalisés sur des anomalies détectées par la géophysique. La Figure 56- a montre la répartition des différentes moyennes issues des 100 tirages aléatoires. On observe que les valeurs moyennes de la K_s varient entre $10^{-4.3} \text{ m.s}^{-1}$ et $10^{-5.8} \text{ m.s}^{-1}$.

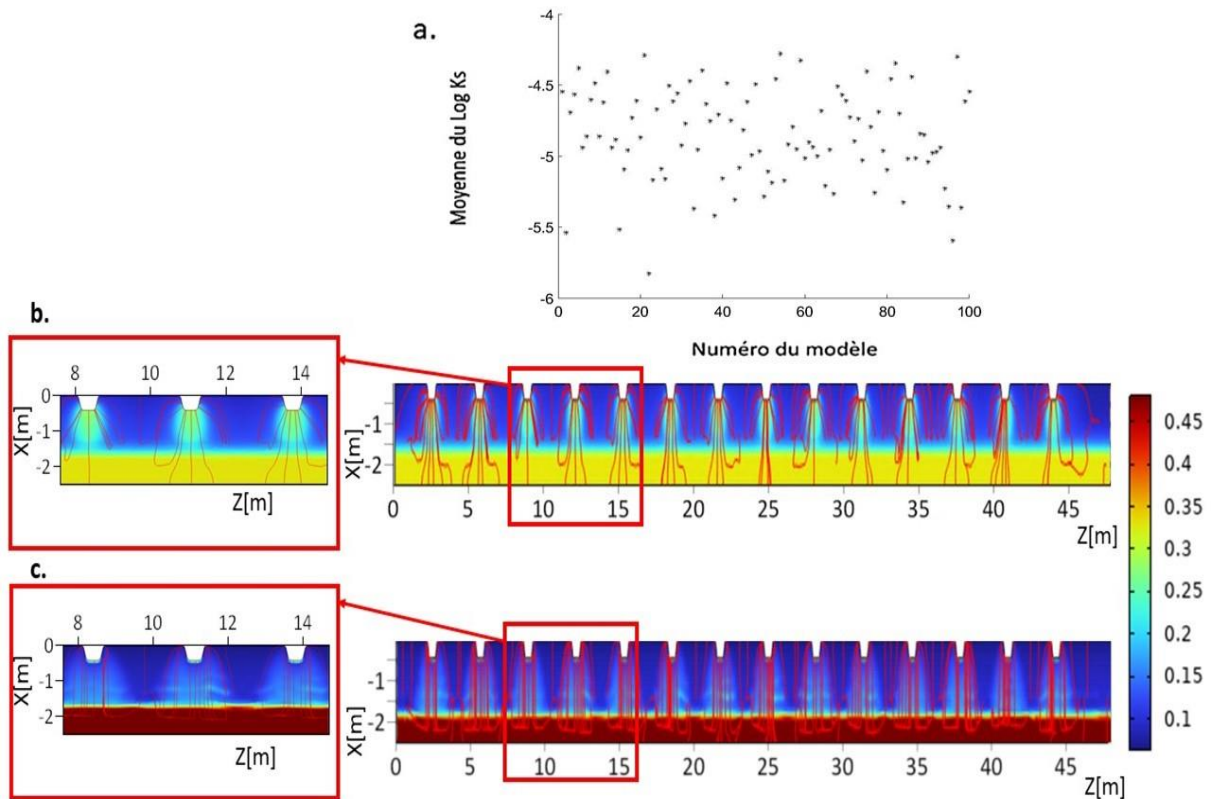


Figure 56: Simulation de l'écoulement du cas homogène au jour 91 : a) Distribution des moyennes du log de K_s des 100 tirages, Variabilité de la teneur en eau au jour 91 pour un K_s de: b) $10^{-4.3} \text{ ms}^{-1}$ et c) $10^{-5.8} \text{ ms}^{-1}$

Les figures Figure 56.b et Figure 56.c représentent la simulation de l'écoulement au jour 91, sur les deux modèles extrêmes ayant respectivement une K_s de $10^{-4.3} \text{ ms}^{-1}$ et $10^{-5.8} \text{ ms}^{-1}$. La teneur en eau en-dessous des tranchées varie d'un modèle à un autre. Si on zoome sur les tranchées 3, 4 et 5, le modèle ayant une vitesse d'infiltration la plus forte ($K_s=10^{-4.3} \text{ ms}^{-1}$), crée un bulbe d'infiltration proche de la saturation sous la tranchée plus rapidement, ce qui semble cohérent.

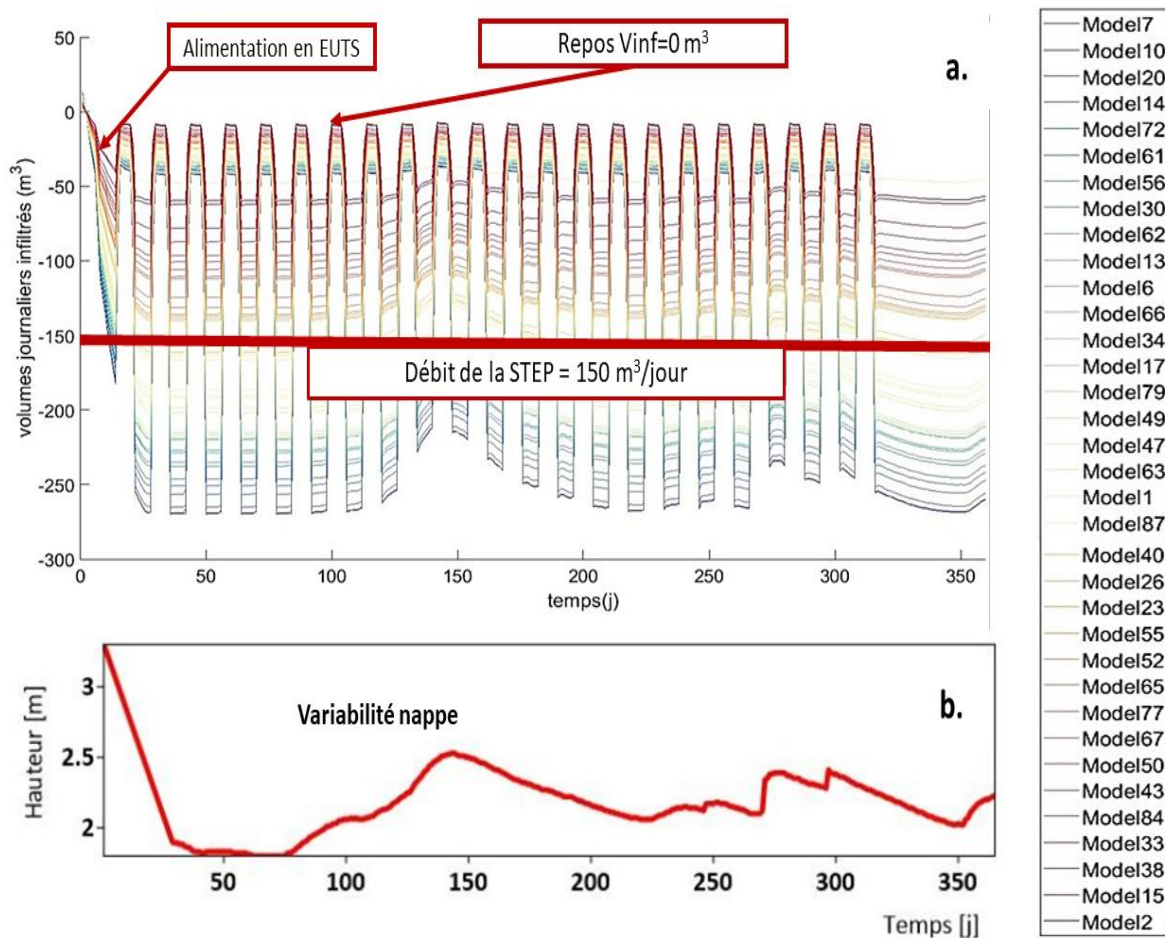


Figure 57 : Résultat de la simulation pour le cas homogène à travers 100 modèles: a. Volumes journaliers d'infiltration théoriques simulés b. variabilité de la nappe sur les 300 jours

À partir de chacun des 100 modèles, les volumes d'infiltration simulés sur 300 jours pour les cas homogènes ont été estimés. Seule une sélection de données a été représentée sur le graphique, pour ne pas le surcharger. En premier lieu, on observe que l'eau s'infiltré en alternance, entre 7 jours de flux infiltrant important, et 7 jours de flux quasi nul (c'est le cas du modèle 7 par exemple avec un flux de 10 m^3). On observe que pour les modèles plus infiltrants, cela ne reflète pas la réalité, ce qui s'explique par l'optimisation de la fonction R_b . Je ne suis pas allée plus loin dans mes travaux par manque de temps. Dans l'année, on observe une très grande variabilité des volumes d'eau infiltrée sur le site. Si l'on prend l'exemple du jour 50, certains modèles infiltrent quelques m^3 d'eau par jour et les autres modèles plusieurs centaines de m^3 par jour. Au jour 150, une baisse des volumes d'infiltration est observée. Cette tendance reflète le haut niveau de nappe. C'est-à-dire que lorsque la nappe remonte, elle devient un frein à l'écoulement et les volumes journaliers infiltrés sont impactés. La grande variabilité des volumes journaliers s'explique simplement par la moyenne du $\log(K_s)$ qui est établi. Si on prend par exemple les moyennes de $\log(K_s)$ de -5.54, -5, -4.9 et -4.4 associées aux modèles 2, 44, 56 et 7 respectivement, on constate un écart d'un facteur 10 sur les estimations calculées des volumes théoriques (cf. Figure 56).

Sur un site hétérogène, une stratégie à 5 points d'infiltration peut générer une variabilité très importante des volumes pouvant être infiltrés et de la surface nécessaire. Dans certains cas, la surface d'infiltration sera trop petite et va probablement déborder. Dans d'autres cas, elle sera trop grande et

sous-exploitée avec du foncier perdu pour rien. Il est certain que ce n'est pas un résultat scientifique majeur, mais du côté opérationnel, ce résultat (Figure 57) montre toute la difficulté à dimensionner une surface d'infiltration avec très peu de données. Réaliser et s'appuyer sur 5 essais d'infiltration positionnés aléatoirement, implique un fort biais. Ce qu'il est important de savoir, dans ce contexte, c'est que les études de sols sont directement à la charge des maitres d'ouvrage. Et dans le domaine de l'assainissement, les petites collectivités, où les surfaces d'infiltration sont plus à même d'être mises en œuvre, ne bénéficient que trop peu de subventions pour la réalisation d'études de sols approfondies. Cela impacterait le budget communal ou intercommunal.

1.2. Simulations hétérogènes à partir de la BME

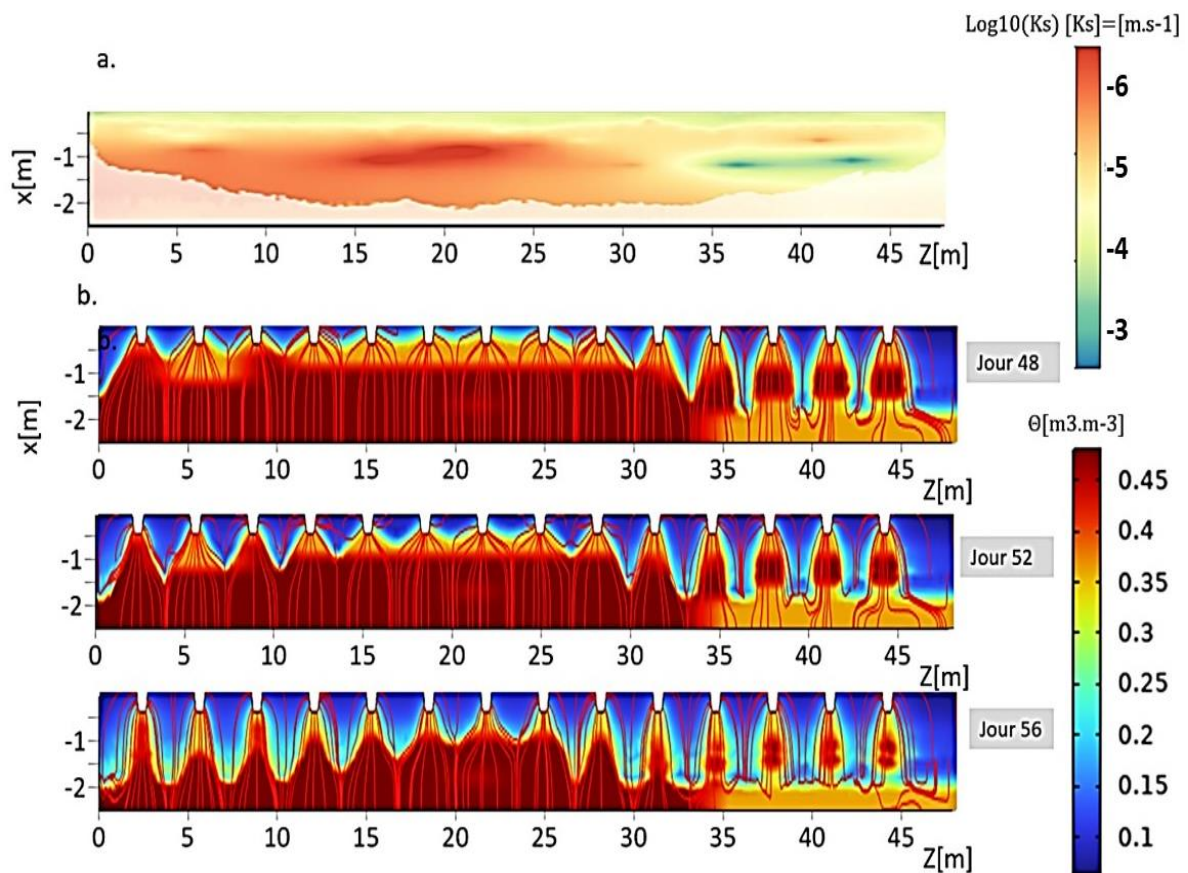


Figure 58: Résultats de l'infiltration hétérogène : a) Cartographie 2D de la K_s b) exemple d'infiltration pour les pas de temps, 48, 52 et 56 jours

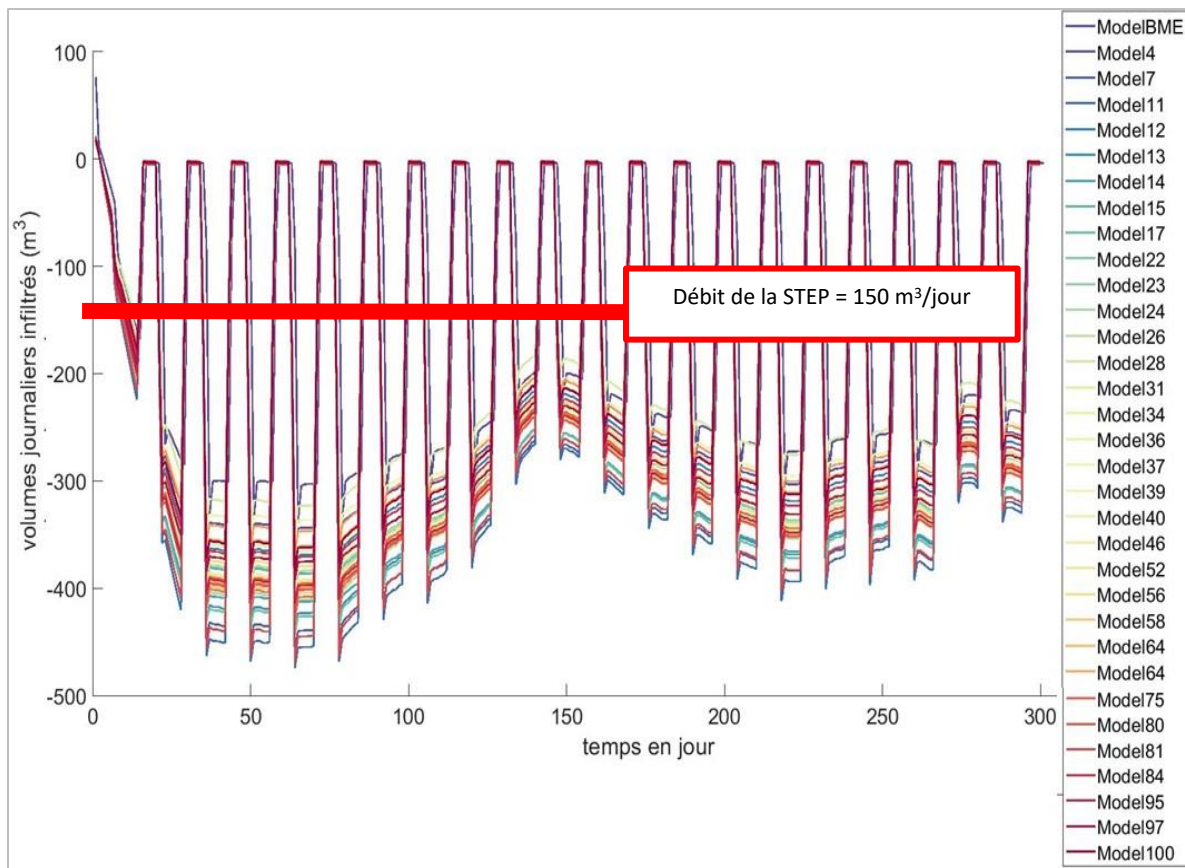


Figure 59: Résultats de l'infiltration hétérogène des volumes journaliers d'infiltration théorique simulée pour des cas hétérogènes.

Pour rappel, 100 modèles ont été simulés avec l'outil BMElib, ce qui permet de créer des modèles hétérogènes à partir des résultats BME (Moyenne et variance par cellule). Les figures Figure 58 et Figure 59 présentent les résultats des modèles simulés grâce aux résultats de la BME. La Figure 58.a met en avant la conductivité hydraulique à saturation hétérogène pour un seul modèle. La Figure 58.b illustre l'infiltration sur un seul modèle durant une infiltration sur 6 jours. La Figure 59 regroupe, pour une sélection de modèles (pour ne pas surcharger le graphe), des volumes d'infiltration théoriques simulés sur 300 jours à partir d'une distribution spatiale et stochastique de K_s . Sur ce graphique, les volumes d'infiltration sont compris entre 200 m^3 par jour quand le niveau de la nappe est élevé (au 150^{ème} jour), et 400 m^3 par jour quand le niveau de nappe est bas. On remarque aussi que la variabilité du volume infiltré est beaucoup plus réduite, de l'ordre de 100 m^3 par jour. Cette valeur permet de mieux contraindre le dimensionnement de la surface d'infiltration. Les valeurs sont globalement dans des ordres de grandeur similaires pour l'ensemble des simulations (stochastique et BME). Le fait de tenir compte de la variabilité du sol avec les modèles hétérogènes nous a permis d'estimer un volume journalier plus contraint et réaliste. En effet, en nous basant sur le résultat de ses volumes d'infiltration théoriques, nous déduisons que le volume moyen journalier se situe autour de 200 m^3 par jour environ, sous hypothèse que les cartes BME soient plus réalistes, ce que nous avons largement décrit dans les chapitres précédents. L'approche par modélisation stochastique à partir des résultats BME se révèle être un outil indispensable, pour l'estimation des volumes journaliers en réduisant l'incertitude sur les parcelles hétérogènes.

2. Simulation du modèle BME moyen

A partir de la BME, nous avons simulé le modèle moyen de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation, que vous pouvez retrouver dans la figure suivante (Figure 60 -a). Avec ce modèle, il est flagrant que la saturation sous les tranchées n'est pas homogène au jour 150 (Figure 60-b). La partie gauche semble la plus affectée et sature plus rapidement. L'apport d'eau est trop important sur la partie gauche de notre image, et l'eau s'infiltré mieux sur la partie droite, ce qui est en adéquation avec la présence d'une lentille sableuse connue sur la partie droite. Lorsque l'on conçoit une surface d'infiltration, le plus simple est d'avoir des tranchées à débit équivalent, mais avec des espacements variables, car régler des débits par tranchée nécessite un coût logistique plus important (modification des perforations, ajout de vannes, etc.). Dans notre cas, sur la partie droite de la parcelle, il faut donc réduire les volumes apportés pour ne pas saturer complètement notre site expérimental. Nous avons donc réduit les tranchées de 14 à 8, avec un espacement plus large sur la partie gauche et plus resserré sur la partie droite, j'ai réalisé une optimisation par itération visuelle pour maintenir la nappe suffisamment basse sous les tranchées, dans l'optique de maintenir une infiltration homogène. Cette stratégie permet de réduire la remontée de nappe sur la parcelle et donc de ne pas saturer le milieu. La figure ci-dessous illustre le nouveau dimensionnement de la surface d'infiltration (Figure 60-c) :

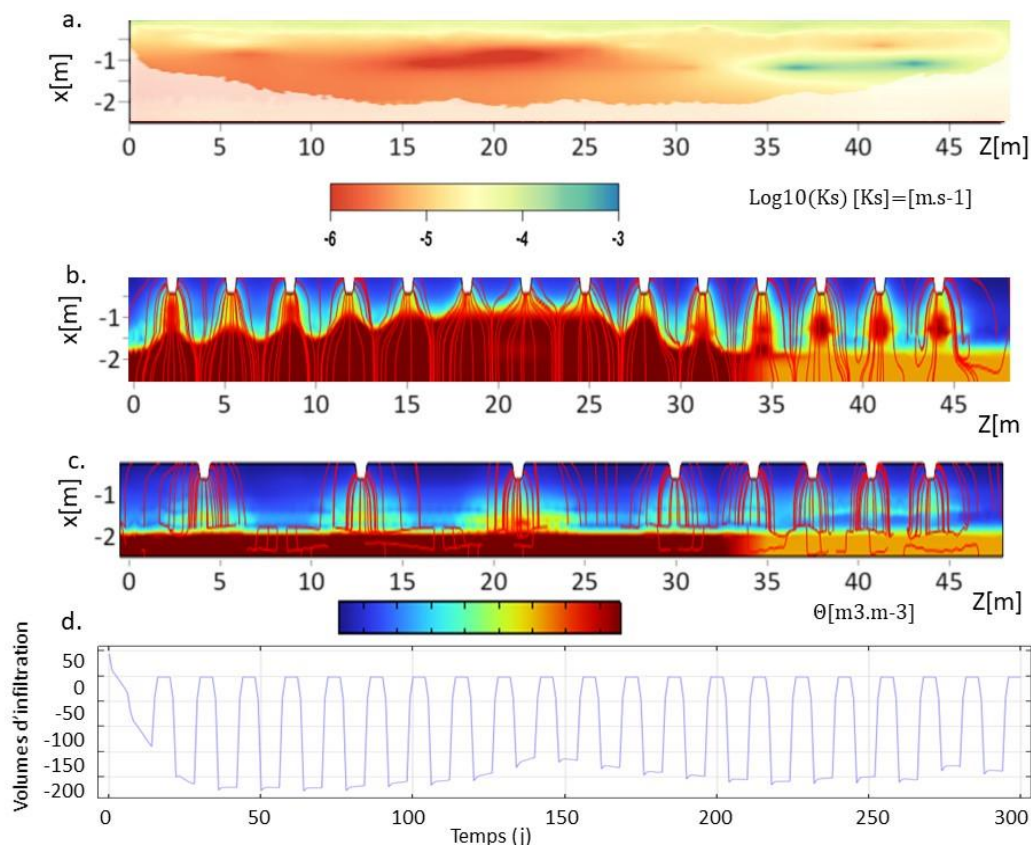


Figure 60: Illustration du dimensionnement de la surface d'infiltration hétérogène avec une infiltration pérenne sur une année du modèle BME moyen: a) conductivité hydraulique à saturation issue de la BME b) infiltration au jour 150 m^3/jour avec 14 tranchées d'infiltration, c) infiltration au jour 150 avec 8 tranchées d'infiltration d) volumes journaliers infiltrés.

Ce premier scénario, assure un volume d'infiltration durable de 150 m^3 par jour sur toute l'année, sans aucun rejet dans le milieu aquatique. Cette analyse théorique permet de faire plusieurs scénarii :

- Le volume à infiltrer est inférieur à 150 m³/jour, dans ce cas l'intégralité des eaux pourra être infiltrée sur la surface d'infiltration ;
- Dans le cas où le débit est supérieur à 150m³/jour, et inférieur à 230 m³/jour, il est possible de mettre en place une infiltration partielle, avec un rejet dans la rivière lors de la remontée de nappe. Ce scénario peut être une solution pertinente lorsque le milieu est moins sensible en hiver, en période de nappe haute et de débits plus importants dans les cours d'eau. Le sol peut néanmoins continuer d'infiltrer une certaine quantité, permettant ainsi d'affiner une part du traitement, notamment sur le paramètre phosphore, très bien retenu sur les sols, et ainsi minimiser l'impact sur le milieu. ;
- Enfin, si le débit de la station est supérieur à 400 m³/jour, étendre la surface d'infiltration s'il y a une sensibilité sur le milieu et ne pas rejeter directement. S'il n'est pas possible d'étendre la surface d'infiltration et que le milieu récepteur est sensible toute l'année, il faut améliorer les performances de traitement de la station en totalité ou uniquement pour le surplus que l'on va rejeter dans la rivière.

IV. Conclusions

L'objectif de ce chapitre était de montrer l'intérêt d'utiliser les données BME dans un modèle hydrodynamique pour modéliser l'infiltration des eaux usées traitées. Dans un premier temps, nous avons utilisé une stratégie classique de dimensionnement sur la base de moyennes de 5 mesures d'infiltration pour réaliser le dimensionnement. À partir de 24 mesures, bien sélectionnées sur les principales anomalies de la parcelle, nous avons défini 100 modèles différents. La simulation des 100 modèles a montré une très grande variabilité entre 10m³/jour à 4000m³/jour. Cela démontre à quel point la stratégie à quelques points de mesure de capacité d'infiltration, n'est pas une solution fiable pour le dimensionnement des surfaces d'infiltration.

La seconde solution, établie à partir des données BME, a permis de montrer que la connaissance distribuée de la conductivité hydraulique à saturation permet de réduire clairement l'incertitude de l'estimation des volumes qui peuvent être infiltrés sur la surface d'infiltration. Grâce aux données et incertitudes BME, il a été possible de générer 100 modèles pour appréhender la variabilité. Cette approche est l'une des nouveautés de cette étude. Enfin, à partir du modèle moyen, nous avons généré un modèle optimisé avec un ajustement de la répartition des tranchées d'infiltration limitant la remontée de la nappe et assurant une infiltration constante autour de 200 m³ par jour.

L'utilisation de la BME permet donc réellement un dimensionnement optimisé, dans la mesure où la BME reconstitue bien la réalité. Dans le contexte actuel, l'amélioration est clairement notable même si la BME reste perfectible. Elle donne accès directement aux paramètres clefs qui sont très difficilement mesurables d'ordinaire.

Bien entendu, ce résultat est à modérer dans la mesure où, d'une part ce n'est qu'un modèle et, d'autre part, il faudrait répéter l'expérience sur plusieurs sites pour envisager un déploiement de la méthode en routine. Dans l'usage qui pourrait être fait de la méthode, il y a plusieurs points à noter :

La méthode ne doit être déployée que dans des cas très critiques, car en termes de coûts, quelle que soit la surface, on peut estimer un temps humain multiplié par 2 par rapport à de simples essais d'infiltration. On notera tout de même que doubler le temps uniquement par un plus grand nombre de mesures d'infiltration ne permet pas d'atteindre la même précision qu'en couplant les mesures

avec la BME. Il faudra donc évaluer un rapport entre le coût et le risque associé, qu'il soit environnemental ou sanitaire.

À ce jour, le code BME n'est pas prêt à être diffusé en routine, il faudra donc qu'INRAE, l'Université de Caroline du Nord et Iris instruments se penchent sur la suite à donner au code BME Géophysique, avec de nombreuses questions, comme l'intégration d'autres méthodes géophysiques ou géotechniques, mais également l'automatisation complète de l'analyse, comme l'optimisation de l'anisotropie, qui prend aujourd'hui beaucoup de temps dans la BME.

Ce qui est aussi certain, c'est qu'une modélisation complétée avec une distribution des propriétés physiques et la prise en compte des conditions aux limites restent primordiaux. Les travaux de ma thèse viennent conclure une série de travaux d'INRAE, sur la méthodologie d'investigation des surfaces d'infiltration, depuis la reconnaissance jusqu'à la conception finale initiée en 2011 à Antony (Hocine Henine et Rémi Clément) incluant depuis 2013 les travaux de Sara Bisone. La BME offre de nouvelles possibilités, en particulier pour traduire cette donnée géophysique en paramètre d'intérêt pour le dimensionnement des surfaces d'infiltration des eaux usées traitées, mais cela dépasse ce cas unique, on pensera notamment aux surfaces d'infiltration pluviale, si l'on reste dans le contexte de mon unité de recherche et de l'INSA-DEEP.

Enfin, du point de vue numérique, l'analyse stochastique est critiquable dans le sens où elle ne s'appuie que sur une centaine de modèles, mais le temps contraint de la thèse a limité le nombre de modèles utilisés. Réaliser la modélisation stochastique sur un nombre de modèles plus important, 1000 par exemple, permettrait de mieux appréhender la variabilité de l'infiltration des EUTs. Cela peut se faire avec les codes de routine déjà écrits et peuvent être relancés pour aller plus loin dans l'analyse stochastique. En tout cas, l'approche globale, est développée et est unique. Elle pourrait probablement être utilisée dans des approches plus rémunératrices comme la recharge de nappe avec des eaux usées traitées, où les enjeux financiers, sociaux et sanitaires sont plus importants.

Conclusions et perspectives

Les problématiques environnementales de gestion des surfaces d'infiltration, nécessitent une meilleure connaissance des transferts hydriques dans les sols hétérogènes. Ceci est valable que ce soit pour l'infiltration totale, pour l'infiltration partielle ou encore pour le traitement complémentaire des eaux usées traitées. La particularité des surfaces d'infiltrations est que ces dernières utilisent le sol en place. Or, ce sol présente souvent des typologies variables et des hétérogénéités importantes.

Le dimensionnement classique des surfaces d'infiltrations repose sur des solutions datant des années 1980. Celles-ci consistent en la réalisation de quelques essais d'infiltration, pour obtenir la conductivité hydraulique à saturation. Les valeurs obtenues sont généralement procurées pour estimer une information à l'échelle de la parcelle. C'est ainsi, que la capacité d'infiltration en mm/jour est alors calculée, à partir de la conductivité hydraulique moyenne et un facteur de sécurité.

Dès lors que l'on se trouve sur des sols relativement homogènes, cette solution est fiable et permet un dimensionnement correct. En revanche, quand on se trouve sur des sites hétérogènes, cette solution semble atteindre ces limites. En effet, les sites mal dimensionnés vont soit sur-infiltrer avec un risque de contamination de la nappe, soit flaquer avec un risque sanitaire et une nuisance olfactive. Dans certains cas, le sol va permettre l'infiltration au début. Puis, si le sol a été trop sollicité, ce dernier finira par se colmater. Pour bien dimensionner une surface d'infiltration, le premier paramètre indispensable est la connaissance de la conductivité hydraulique à saturation.

Dans le cadre de nos recherches, l'hypothèse formulée consistait à mieux appréhender ce paramètre pour avoir un meilleur dimensionnement des surfaces d'infiltration. Dès lors, la problématique consistait à proposer une nouvelle méthodologie de l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation et de sa distribution spatiale.

Les informations préliminaires apportées dans la bibliographie avaient montré que les essais d'infiltration sont la bonne méthode pour estimer la conductivité hydraulique à saturation. L'inconvénient principal est que cette méthode est à la fois coûteuse et locale. Par ailleurs, les mesures à partir de méthodes géophysiques semblent corrélées à la conductivité hydraulique à saturation. Elles offrent une information distribuée dans l'espace, mais avec une variance beaucoup plus importante. C'est le cas tout particulièrement des méthodes mesurant la résistivité électrique comme la tomographie de résistivité électrique et la mesure électromagnétique de type Slimgram. Dans ce contexte, l'utilisation de relations pétro-physiques simples n'est alors pas possible. C'est donc pour cette raison que les recherches menées lors de cette étude, se sont orientées vers les méthodes de fusion d'informations, et en particulier vers la méthode moderne de géostatistique : la BME.

La méthode BME offre l'avantage d'un cadre rigoureux pour la fusion de données « hard » (essais d'infiltration) qui offre des données plus précises, locales et en faible nombre. En revanche, avec les données dites « soft », les données sont imprécises, distribuées et en très grande quantité. L'autre avantage de la BME, non exploité dans notre thèse, est cette capacité à pouvoir intégrer des

informations, *a priori*, qui pourraient être des connaissances générales de la géologie ou la pédologie du secteur d'étude. Ces connaissances peuvent être traduites par les hypothèses de distribution de données non-gaussienne.

L'objectif de notre thèse était d'une part, de développer et de tester une nouvelle approche de fusion d'informations pour le dimensionnement des surfaces d'infiltration. Mais, avant toute utilisation, il a fallu adapter le code BME aux données géophysiques. Il a fallu également modifier les routines en particulier celle de la lecture de fichier et de formatage, puis en plus de développer un modèle de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique. Enfin, il a fallu également trouver des solutions innovantes pour l'estimation de l'incertitude des données géophysiques, particulièrement dans le cadre de la fusion de données. Pour ce faire, j'ai utilisé les indicateurs de qualité géophysique, tel que le coverage et le rayon de résolution. Le parti pris était de pouvoir utiliser des informations déjà disponibles dans les codes d'inversion. Eventuellement, nous aurions pu proposer des solutions d'estimation plus ambitieuses, au travers de la propagation d'erreur dans l'inversion, mais cela nécessitait de multiples modélisations directes et inverses, ce qui n'était pas réaliste compte tenu de l'application opérationnelle. Toutefois, cette application pourrait s'inscrire dans les perspectives de l'utilisation de la BME.

Pour ma part, j'ai développé un ensemble de routines de calculs et une approche complètement numérique, où il a été nécessaire d'effectuer des codes Python et Matlab, avec des outils divers tels que COMSOL, PyGIMLI, Spyder F3DM et MATLAB.

Les résultats ont montré que la BME permet d'améliorer nettement la fusion d'informations des données géophysiques et des essais d'infiltration sur l'estimation de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation. Ces résultats ont aussi montré des améliorations non négligeables de l'ordre de 10 à 50 % en fonction des modèles. Ils ont relaté que le nombre de points d'essai d'infiltration exerce donc une influence très forte sur cette estimation. Sur un profil de résistivité, une dizaine de points sont alors suffisants dès lors qu'ils sont bien localisés.

La stratégie de positionnement des points est primordiale. Le fait d'utiliser une solution semi-aléatoire et laisser au géophysicien le choix de placer quelques points semble être la meilleure solution. Par exemple, si l'on met des points d'infiltration sous une anomalie conductrice ERT (zone de très mauvaise résolution), l'estimation avec la BME est nettement améliorée.

Sur le terrain, nous avons également montré que la BME est fonctionnelle et que celle-ci apporte un premier niveau d'information dont l'hétérogénéité qui semble être non négligeable. La suite des résultats a également démontré que ce protocole pouvait s'appliquer à d'autres méthodes géophysiques comme la résistivité électrique mesurée par la méthode électromagnétique.

Toujours dans le cadre de nos recherches, l'autre objectif consistait à utiliser les données collectées, pour réaliser une modélisation et pouvoir ainsi valider une méthode de dimensionnement basée sur la fusion de données. En raison de la pandémie, je n'ai pas pu avoir accès aux sites en construction qui avaient pris des retards d'exécution engendrés par les divers protocoles sanitaires. Cependant, les données acquises sur le site d'Aulnat ont permis de montrer que l'approche classique à quelques essais d'infiltration est complètement irréaliste dans un contexte hétérogène. L'utilisation des données BME, combinée à la prise en compte de conditions limitées du site, ont permis de montrer que l'introduction de l'hétérogénéité du sol est essentielle pour réduire l'incertitude sur la capacité d'infiltration. Sans la

BME et avec une approche à quelques essais d'infiltration, nous arrivons dans les volumes journaliers applicables, pour les valeurs à +/- 200 % d'erreurs.

Comme évoqué ultérieurement, l'usage de la BME ne doit pas être systématique, car elle doublerait le coût des investigations. Cependant dès lors que des risques environnementaux et sanitaires existent, et que la surface d'infiltration est limitée en taille, des soupçons d'un milieu hétérogène de la méthode est alors à privilégier.

Cette étude montre que la BME est une méthode robuste et applicable, pour le dimensionnement des surfaces d'infiltration d'eaux usées traitées. La problématique du dimensionnement reste un domaine de recherche à explorer. Cette thèse démontre explicitement l'importance de développer des outils de routine pour mieux estimer les propriétés physiques des sols en lien avec la géophysique et la géotechnique.

Au regard des conclusions de ces travaux, les résultats présentés offrent d'appréciables perspectives :

- La BME étant une méthode robuste pour laquelle il reste des développements à réaliser pour la rendre complètement opérationnelle en routine. Certains paramètres sont alors à optimiser manuellement. L'optimisation des paramètres de l'anisotropie en est le meilleur exemple. En ce qui concerne les méthodes géophysiques, il serait judicieux de tester par exemple des méthodes de radar géologique. Il en est de même pour les mesures géotechniques.
- La mesure BME peut être améliorée étant donné son incertitude géophysique. C'est un thème qui pourrait aisément faire l'objet d'un sujet de recherche avisé.
- Dans un contexte temporel, la BME pourrait également être intéressante à utiliser et notamment lors de suivi d'infiltration dans le cadre de projets de recherches. Cela pourrait par exemple permettre d'évaluer l'évolution du colmatage des surfaces d'infiltration et ainsi faire le lien entre la qualité des eaux traitées et le dimensionnement des ouvrages d'infiltration.
- Un objectif ambitieux, mais non atteint à ce jour, est de pouvoir fusionner plusieurs méthodes, géophysiques avec plusieurs méthodes géotechniques.
- Autre point non développé qui semble pertinent, est l'introduction des informations, *a priori*, un point fort de la BME et non utilisé à ce jour.

Ces perspectives de développement peuvent contribuer à différentes perspectives d'applications. Les travaux étant directement transposables aux surfaces d'infiltration d'eau pluviale (techniques alternatives pour la gestion des eaux pluviales à la source), les applications dans le domaine des géosciences, du génie civil et de l'environnement, du suivi de polluants, de la pédologie, des glissements de terrains sont autant plausibles, vu que l'on dispose de sources de données géophysiques et géotechniques importantes.

- A moyen terme, il serait intéressant de rendre le code BME Géophysique facilement accessible et plus ouvert, pour une utilisation de routine plus que nécessaire. Une réflexion pourra être engagée sur sa proposition d'utilisation sur un dimensionnement en routine, aussi bien avec les services de l'état qu'avec les Agences de l'Eau.
- Enfin à long terme, l'usage d'un dimensionnement plus robuste doit permettre d'aller plus loin dans l'utilisation du sol comme surface d'infiltration mais également dans les questions du traitement complémentaire par le sol.

Pour achever cette conclusion, je prends quelques lignes dans cette partie relative aux conclusions pour apporter de manière synthétique mon ressenti plus personnel vis-à-vis de de cette thèse, afin d'incarner aussi humainement tout ce certes fastidieux mais néanmoins passionnant travail de recherche.

L'être humain étant par nature plein de nuances, mon ressenti s'inscrira bien sûr dans cette logique ; logique qui par ailleurs tend à se retrouver dans le travail de recherche en général.

Bien sûr, en premier lieu, je ne peux qu'évoquer les difficultés dans l'accomplissement de cette thèse, eu égard au contexte sanitaire particulier mû par la Covid-19. Ce contexte particulier et tous les imprévus qui y sont inhérents, ont parfois rendu les échanges et les opérations moins fluides, ce qui constitue, finalement, un frein, notamment au bon déroulement des investigations sur le terrain.

Aux imprévus dits sanitaires, il a fallu aussi batailler avec par moment les imprévus numériques et technologiques. Pour illustrer concrètement mon propos, je prends l'exemple notamment des temps de calcul qui peuvent s'avérer parfois très longs, plus longs qu'envisagés, et qui plus est sans pouvoir réellement en anticiper le résultat.

Tous ces facteurs susmentionnés ont, de fait, provoqué par moment un vrai sentiment de doute quant à l'issue de cette thèse, tant j'ai eu parfois du mal à en « voir le bout » selon l'expression consacrée.

Malgré tous les éléments négatifs ou défavorables susmentionnés, je retiens avant tout de cette thèse pléthore de choses positives, qui font que mon ressenti pourrait finalement se résumer en une expression simple : « Quelle aventure ! ». En effet, une aventure n'est rien d'autre qu'un voyage (de recherche ici en l'occurrence) où les protagonistes principaux avancent dans l'intrigue, sont certes parfois stoppés par des éléments perturbateurs, mais quoiqu'il en soit, finissent toujours, forts de leur détermination, par achever l'intrigue dans laquelle ils sont impliqués.

Le premier point, plus positif à mon sens, que je souhaite mettre en avant ici, concerne l'aspect multidimensionnel de ce travail de thèse. En effet, j'ai pris conscience qu'une thèse n'est pas seulement qu'un « simple travail de recherche », il existe aussi d'autres dimensions afférentes, notamment la dimension financement. Le fait de devoir assister à de multiples réunions pour défendre l'intérêt du projet porté par cette thèse a certes été très prenant, mais aussi singulièrement très motivant.

Je me suis rendu compte qu'être porteur d'un « bon » projet, autrement dit potentiellement légitime du point de vue de la recherche, n'était pas suffisant. Afin de garantir son bon déroulement, voire tout simplement son existence, il fallait non seulement prouver la légitimité du projet, mais aussi et surtout l'étayer d'éléments prouvant qu'il peut être porteur d'une certaine rentabilité. Cela ajoute certes un défi supplémentaire à la thèse, mais d'un autre côté, cela inscrit aussi ce travail dans un cadre plus concret, le projette dans une dimension plus « applicative », ce qui m'a donné au final le sentiment de participer, à mon humble niveau, à faire avancer la recherche sur un sujet d'intérêt qui pourrait avoir des effets très concrets dans la réalité.

Le deuxième point de ressenti que je souhaite mettre en avant concerne la nuance et la remise en cause permanente que l'on se doit d'avoir comme état d'esprit tout au long de la thèse. Certes, comme

évoqué plus haut, cela n'est pas toujours chose aisée à vivre, car cela plonge parfois dans un profond sentiment de doute, qui obscurcit le « bout du tunnel » selon l'expression consacrée. Mais là encore j'en retire avant tout beaucoup de positif. Car sans ces obstacles, retournements de situation et doutes, toutes les « petites victoires » accumulées tout au long de la thèse n'auraient pas eu la même saveur.

Si la frustration est forte, lorsqu'au terme de beaucoup d'efforts demandés, le résultat n'est pas celui attendu ou simplement espéré, la joie n'en est qu'infiniment plus grande lorsque de « petites victoires » se présentent. Par exemple, le fait de trouver finalement une solution à un blocage ou problème, qui permet d'obtenir des résultats concluants et d'aller de l'avant. Je peux aussi citer dans la même logique, un article soumis qui n'est pas accepté directement, mais qui après avoir apporté les corrections nécessaires, est finalement accepté puis publié.

Enfin le dernier élément de ressenti, et pas des moindres, que je souhaite partager ici, concerne la dynamique d'équipe et mon accompagnement pendant cette thèse. Nombreuses ont été les embuches bien sûr, et les petites victoires qui ont suivi, découlent du travail que j'ai accompli, mais dont je n'ai pu l'accomplir que parce que j'ai été très bien soutenue dans les moments-clés où j'en avais besoin. Tout l'aspect communication et accompagnement dont j'ai bénéficié quand « ça bloque », tant au niveau scientifique que personnel d'ailleurs, a été un facteur déterminant dans la réussite de ce projet de thèse.

Il me revient d'ailleurs en cet instant, un proverbe Africain qui dit : « Seul on va plus vite, ensemble on va plus loin ». Il m'apparaît clairement aujourd'hui qu'un tel travail de thèse, qui s'inscrit dans un effort de long terme, une vraie course de fond, demande clairement de tenir la distance, de s'accrocher et de se soutenir par une vraie dynamique projet, avec ces encadrants certes experts mais surtout disponibles et capables d'empathie dans les situations de crise. J'ai donc compris, en toute humilité, que si certes seule je pouvais peut-être avancer plus vite par moment, il n'en reste pas moins que pour aller plus loin, pour aller au bout d'un long et fastidieux projet, ce n'est qu'ensemble que l'on peut réussir.

Bibliographie

- Ait-Mouheb, N., Mayaux, P.-L., Mateo-Sagasta, J., Hartani, T., Molle, B., 2020. Water reuse: A resource for Mediterranean agriculture, in: *Water Resources in the Mediterranean Region*. Elsevier, pp. 107–136. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818086-0.00005-4>
- Aleardi, M., Vinciguerra, A., Hojat, A., 2021. A geostatistical Markov chain Monte Carlo inversion algorithm for electrical resistivity tomography. *Near Surf. Geophys.* 19, 7–26. <https://doi.org/10.1002/nsg.12133>
- Altdorff, D., Bechtold, M., van der Kruk, J., Vereecken, H., Huisman, J.A., 2016. Mapping peat layer properties with multi-coil offset electromagnetic induction and laser scanning elevation data. *Geoderma* 261, 178–189. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.07.015>
- ANC, 2016. GUIDE TECHNIQUE pour la réalisation des études de définition d’une installation d’assainissement non collectif pour l’habitat individuel.
- Andrade, F.C.M., Fischer, T., Valenta, J., 2016. Study of Errors in Conductivity Meters Using the Low Induction Number Approximation and How to Overcome Them. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201602080>
- ANSES, 2012. Réutilisation des eaux usées traitées pour l’irrigation des cultures, l’arrosage des espaces verts par aspersion et le lavage des voiries. Agence Natl. Sécurité Sanit. A., Environnement,.
- Archie, 1942. The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Pet. Trans. AIME*.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Eng.* 146, 54–61.
- Atkinson, P., Lewis, P., 2000. Geostatistical classification for remote sensing: an introduction. *Comput. Geosci.* 26, 361–371. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00117-X](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00117-X)
- Attwa, M., Ali, H., 2018. Resistivity Characterization of Aquifer in Coastal Semiarid Areas: An Approach for Hydrogeological Evaluation. pp. 213–233. https://doi.org/10.1007/698_2017_210
- Aubertheau, E., Stalder, T., Mondamert, L., Ploy, M.-C., Dagot, C., Labanowski, J., 2017. Impact of wastewater treatment plant discharge on the contamination of river biofilms by pharmaceuticals and antibiotic resistance. *Sci. Total Environ.* 579, 1387–1398. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.11.136>
- Audebert, M., 2015. Développement d’une méthode de contrainte des modèles hydrodynamiques par une stratégie d’analyse des données géophysiques ERT : Application aux écoulements de lixiviat dans les massifs de déchets.
- Audebert, M., Oxarango, L., Duquennoi, C., Touze-Foltz, N., Forquet, N., Clément, R., 2016. Understanding leachate flow in municipal solid waste landfills by combining time-lapse ERT and subsurface flow modelling – Part II: Constraint methodology of hydrodynamic models. *Waste*

- Manag. 55, 176–190. <https://doi.org/10.1016/j.wasman.2016.04.005>
- Auerswald, K., Simon, S., Stanjek, H., 2001. INFLUENCE OF SOIL PROPERTIES ON ELECTRICAL CONDUCTIVITY UNDER HUMID WATER REGIMES. *Soil Sci.* 166, 382–390. <https://doi.org/10.1097/00010694-200106000-00003>
- Badewa, E., Unc, A., Cheema, M., Kavanagh, V., Galagedara, L., 2018. Soil Moisture Mapping Using Multi-Frequency and Multi-Coil Electromagnetic Induction Sensors on Managed Podzols. *Agronomy* 8, 224. <https://doi.org/10.3390/agronomy8100224>
- Baillargeon, S., 2005. Le krigeage : revue de la théorie et application µa l’interpolation spatiale de données de précipitation. Univ. Laval Québec.
- Baize, D., 2004. Petit lexique de pédologie.
- Baize, D., Girard, M.-C., 2008. Référentiel pédologique AFES: Association française pour l’étude du sol, Quae. ed.
- Baize, D., Jabiol, B., 1995. Guide pour la description des sols.
- Baltsavias, E., Hahn, M., 2000. Integrating spatial information and image analysis—one plus one makes ten,. part B2 IAPRS, ISPRS, Amsterdam, Vol. 33, 63–74.
- Beaven, R., Powrie, W., 1995. Determination of hydrogeological and geotechnical properties of refuse using a large compression cell.
- Benz-Navarrete, M.A., Breul, P., Moustan, P., 2019. Servo-Assisted and Computer-Controlled Variable Energy Dynamic Super Heavy Penetrometer. *Geotech. Eng. XXI Century Lessons Learn. Futur. challenges* 65–72. <https://doi.org/10.3233/STAL190024>
- Besson, A., Cousin, I., Bourennane, H., Nicoullaud, B., Pasquier, C., Richard, G., Dorigny, A., King, D., 2010. The spatial and temporal organization of soil water at the field scale as described by electrical resistivity measurements. *Eur. J. Soil Sci.* 61, 120–132. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2009.01211.x>
- Besson, A., Cousin, I., Samouëlian, A., Boizard, H., Richard, G., 2004. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying. *Soil Tillage Res.* 79, 239–249. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.07.012>
- Bisone, S., Clément, R., Forquet, N., 2017a. Une méthodologie couplant mesures géophysiques et ponctuelles afin d’estimer la perméabilité d’un site destiné à l’infiltration d’eau usée traitée. *Déchets, Sci. Tech.* <https://doi.org/10.4267/dechets-sciences-techniques.3602>
- Bisone, S., Clément, R., Forquet, N., 2017b. d’estimer la perméabilité d’un site destiné à l’infiltration d’eau usée traitée Une méthodologie couplant mesures géophysiques et ponctuelles afin d’estimer la perméabilité d’un site destiné à l’infiltration d’eau usée traitée. <https://doi.org/10.4267/dechets-sciences-techniques.3602>
- Bisone, S., Gautier, M., Masson, M., Forquet, N., 2017c. Influence of loading rate and modes on infiltration of treated wastewater in soil-based constructed wetland. *Environ. Technol.* 38, 163–

174. <https://doi.org/10.1080/09593330.2016.1185165>
- Boaga, J., 2017. The use of FDEM in hydrogeophysics: A review. *J. Appl. Geophys.* 139, 36–46. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.02.011>
- Bogaert, P., 2002. Spatial prediction of categorical variables : the Bayesian maximum entropy approach 16, 425–448. <https://doi.org/10.1007/s00477-002-0114-4>
- Bornand, M., Dejou, J., Michel, R., Roger, L., 1984. Composition minéralogique de la phase argileuse des Terres noires de Limagne (Puy-de-Dôme). Le problème des liaisons argiles-matière organique. *Agronomie*.
- Borner, F.D., Schopper, J.R., Weller, A., 1996. Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements1. *Geophys. Prospect.* 44, 583–601. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00167.x>
- Boutin, C., Heduit, A., Helmer, J.M., 2009. Technologies d'épuration en vue d'une réutilisation des eaux usées traitées (REUT). IRESTA.
- Boutin, C., Papias, S., Prost-Boucle, S., Morvannou, A., Forquet, N., 2019. L'exploitation., Les zones de rejet végétalisées : analyse du fonctionnement et aide à la conception et à. Agence Fr. pour la biodiversité, 96. <https://doi.org/978-2-37785-081-5.ffhal-02609264f>
- Braudeau, E., Frangi, J.-P., Mohtar, R.H., 2004. Characterizing Nonrigid Aggregated Soil-Water Medium Using its Shrinkage Curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 359–370. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.3590>
- Brevik, E.C., Fenton, T.E., Lazari, A., 2006. Soil electrical conductivity as a function of soil water content and implications for soil mapping. *Precis. Agric.* 7, 393–404. <https://doi.org/10.1007/s11119-006-9021-x>
- Briandet, R., Naïtali, M., 2019. BIOFILMS, La vie des microbes en société.
- Brigand, S., Lesueur, C., 2008. Assainissement non collectif, Le Moniteur. ed.
- Brunet, P., Clement, R., Bouvier, C., 2011. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France. *J. Hydrol.* 380, 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032>
- Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010a. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. *J. Hydrol.* 380, 146–153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032>
- Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C., 2010b. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. *J. Hydrol.* 380, 146–153. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2009.10.032>
- BURGESS, T.M., WEBSTER, R., 1980. OPTIMAL INTERPOLATION AND ISARITHMIC MAPPING OF SOIL PROPERTIES. *J. Soil Sci.* 31, 315–331. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1980.tb02084.x>

- Buvat, S., 2012. Caractérisation de l'organisation spatiale de la couverture pédologique par mesure de la résistivité électrique Application à la cartographie des sols en contexte agricole. Thèse.
- Buvat, S., Thiesson, J., Michelin, J., Nicoulaud, B., Bourennane, H., Coquet, Y., Tabbagh, A., 2014. Multi-depth electrical resistivity survey for mapping soil units within two 3ha plots. *Geoderma* 232–234, 317–327. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.04.034>
- Calamita, G., Brocca, L., Perrone, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., Melone, F., Moramarco, T., 2012a. Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. *J. Hydrol.* 454–455, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.001>
- Calamita, G., Brocca, L., Perrone, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., Melone, F., Moramarco, T., 2012b. Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. *J. Hydrol.* 454–455, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.001>
- Calvet, R., 2003. Le sol : propriétés et fonctions. Tome 1 : Constitution et structure, phénomènes aux Interfaces.
- Calvet, R., 2003. Le sol : propriétés et fonctions. Tome 2 : Phénomènes physiques et chimiques.
- Campbell, R., Bower, C., Richard, L., 1949. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 13 66–69.
- Canler, J., Stricker, A.E., 2016. Vers des stations d'épuration moins énergivores. Colloque "la station d'épuration du futur, maillon de l'économie circulaire", 17 octobre 2016, Lyon. COM(2016)105/F1 (2016) Huitième rapport sur l'état de mise en œuvre et les programmes de mise en œuvre (c).
- Carleton, G.B., 2010. Simulation of Groundwater Mounding Beneath Hypothetical Stormwater Infiltration Basins, Scientific Investigations Report. <https://doi.org/10.3133/sir20105102>
- Cassiani, G., Binley, A., 2005. Modeling unsaturated flow in a layered formation under quasi-steady state conditions using geophysical data constraints. *Adv. Water Resour.* 28, 467–477. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.12.007>
- Chapellier, D., 2000. Cours online de géophysique.
- Chils, J.-P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*, Wiley, New York. John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9780470316993>
- Chocat, B., 1997. Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement, LAVOISIER. ed.
- Chossat, J.-C., 2005. La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols - Choix des méthodes.
- Chouteau, M., Giroux, B., 2006. Géophysique appliquée II - Méthodes électromagnétiques 32.
- Christakos, G., 1991. Some applications of the bayesian, maximum-entropy concept in geostatistics 215–229.
- Christakos, G., 1990. A Bayesian/maximum-entropy view to the spatial estimation problem. *Math.*

- Geol. 22, 763–777. <https://doi.org/10.1007/BF00890661>
- Christakos, G., Hristopulos, D.T., 1998. Spatiotemporal Environmental Health Modelling: A Tractatus Stochasticus. Springer US, Boston, MA. <https://doi.org/10.1007/978-1-4757-2811-8>
- Christakos, G., Li, X., 1998. Bayesian Maximum Entropy Analysis and Mapping: A Farewell to Kriging Estimators? Math. Geol. <https://doi.org/10.1023/A:1021748324917>
- Christakos, G., Serre, M.L., 2000. Spatiotemporal analysis of environmental exposure-health effect associations. J. Expo. Anal. Environ. Epidemiol. 10, 168–87.
- Christakos, G., Serre, M.L., Bogaert, P., 2002. Temporal GIS: Advanced Functions for Field-Based Applications.
- Christakos, G., Serre, M.L., Kovitz, J.L., 2001. BME representation of particulate matter distributions in the state of California on the basis of uncertain measurements. J. Geophys. Res. Atmos. 106, 9717–9731. <https://doi.org/10.1029/2000JD900780>
- Christensen, R., 2018. Analysis of Variance, Design, and Regression Linear Modeling for Unbalanced Data, Second Edition.
- Clement, R., 2010. Étude du suivi des injections des lixiviats dans les massifs de déchets: combinaison entre méthodes géophysiques et simulation hydrodynamique.
- Clément, R., Bergeron, M., Moreau, S., 2011. COMSOL Multiphysics Modelling for Measurement Device of Electrical Resistivity in Laboratory test cell, in European Comsol Conference, edited, Stuttgart.
- Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Ribolzi, O., Legchenko, A., 2009. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. Comptes Rendus Geosci. 341, 886–898. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.005>
- Clement, R., Fargier, Y., Dubois, V., Gance, J., Gros, E., Forquet, N., 2020. OhmPi: An open source data logger for dedicated applications of electrical resistivity imaging at the small and laboratory scale. HardwareX 8, e00122. <https://doi.org/10.1016/j.ohx.2020.e00122>
- Clement, R., Moreau, S., 2016. How should an electrical resistivity tomography laboratory test cell be designed? Numerical investigation of error on electrical resistivity measurement. J. Appl. Geophys. 127, 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.02.008>
- Colorado, 1990. Earth Manual Part2, Third Denv. ed.
- Cressie, N., 1990. The origins of kriging.,. Math. Geol. 252.
- Cressie, N., n.d. Statistics for spatial data. Wiley series in probability and mathematical statistics. J. Wiley Sons, New York.
- D. Carrière, S., Chalikakis, K., Danquigny, C., Torrès-Rondon, L., 2014. How Calculate DOI Index to Assess Inverted ERT model? <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20142021>
- D’Or, D., Bogaert, P., 2004. Spatial prediction of categorical variables with the Bayesian Maximum

- Entropy approach: the Ooypolder case study. *Eur. J. Soil Sci.* 55, 763–775. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2004.00628.x>
- D’Or, D., Bogaert, P., Christakos, G., 2001. Application of the BME approach to soil texture mapping. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* <https://doi.org/10.1007/s004770000057>
- Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Comput. Geosci.* 27, 1019–1029. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00160-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6)
- Dahlin, T., 2000. Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi-electrode arrays. *Geophys. Prospect.* 48, 181–187. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2000.00172.x>
- Daniel, H., 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations.*
- Danielsen, B.E., Dahlin, T., 2010. Numerical modelling of resolution and sensitivity of ERT in horizontal boreholes. *J. Appl. Geophys.* 70, 245–254. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2010.01.005>
- De Clercq, T., Jardani, A., Fischer, P., Thanberger, L., Vu, T.M., Pitaval, D., Côme, J.-M., Begassat, P., 2020. The use of electrical resistivity tomograms as a parameterization for the hydraulic characterization of a contaminated aquifer. *J. Hydrol.* 587, 124986. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124986>
- de Jong, E., Ballantyne, A.K., Cameron, D.R., Read, D.W.L., 1979. Measurement of Apparent Electrical Conductivity of Soils by an Electromagnetic Induction Probe to Aid Salinity Surveys. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 810–812. <https://doi.org/10.2136/sssaj1979.03615995004300040040x>
- deGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam’s inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *GEOPHYSICS* 55, 1613–1624. <https://doi.org/10.1190/1.1442813>
- Delefortrie, S., Hanssens, D., De Smedt, P., 2018. Low signal-to-noise FDEM in-phase data: Practical potential for magnetic susceptibility modelling. *J. Appl. Geophys.* 152, 17–25. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.03.003>
- Descloitres, M., Ribolzi, O., Le Troquer, Y., 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *CATENA* 53, 229–253. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00038-9](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00038-9)
- Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.-J., Mohan Kumar, M.S., Subramanian, S., 2008. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrol. Process.* 22, 384–394. <https://doi.org/10.1002/hyp.6608>
- Dezert, T., Fargier, Y., Palma Lopes, S., Côte, P., 2018. Application of Belief Functions to Levee Assessment. pp. 73–76. https://doi.org/10.1007/978-3-319-99383-6_10
- Dezert, T., Palma Lopes, S., Fargier, Y., Côte, P., 2019. Combination of geophysical and geotechnical data using belief functions: Assessment with numerical and laboratory data. *J. Appl. Geophys.* 170, 103824. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103824>

- Dhouib, A., Shahrour, I., Lafhaj, Z., Delfaut, A., 1998. Essais Lefranc pour la mesure de la perméabilité in situ : étude théorique et interprétation pratique. *Rev. Française Géotechnique* 27–36. <https://doi.org/10.1051/geotech/1998084027>
- DISE, 2009. Aires d'infiltration des stations d'épuration : Guide de conception et de gestion.
- Dobos, E., Hengl, T., 2009. Chapter 20 Soil Mapping Applications. pp. 461–479. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00020-2)
- Douaik, A., Van Meirvenne, M., Tóth, T., 2005. Soil salinity mapping using spatio-temporal kriging and Bayesian maximum entropy with interval soft data. *Geoderma* 128, 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.04.006>
- Douaik, A., van Meirvenne, M., Tóth, T., Serre, M., 2004. Space-time mapping of soil salinity using probabilistic bayesian maximum entropy. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* <https://doi.org/10.1007/s00477-004-0177-5>
- Doussan, C., Ruy, S., 2009. Prediction of unsaturated soil hydraulic conductivity with electrical conductivity. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007309>
- Edwards, C., Penney, D., 1982. *Calculus and Analytic Geometry.*
- Edwards, E.C., Harter, T., Fogg, G.E., Washburn, B., Hamad, H., 2016. Assessing the effectiveness of drywells as tools for stormwater management and aquifer recharge and their groundwater contamination potential. *J. Hydrol.* 539, 539–553. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.059>
- Ellis, R.G., Oldenburg, D.W., 1994. Applied geophysical inversion. *Geophys. J. Int.* 116, 5–11. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb02122.x>
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Tan, K.A., 1989. Hydraulic Conductivity Measurements in the Unsaturated Zone Using Improved Well Analyses. *Groundw. Monit. Remediat.* 9, 184–193. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.1989.tb01162.x>
- Eme, C., Boutin, C., 2015. Composition des eaux usées domestiques par source d'émission à l'échelle de l'habitation. *Etude Bibliogr.*
- Eveborn, D., Gustafsson, J.P., Elmfors, E., Yu, L., Eriksson, A.-K., Ljung, E., Renman, G., 2014. Phosphorus in soil treatment systems: Accumulation and mobility. *Water Res.* 64, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2014.06.034>
- Everett, M.E., 2012. Theoretical developments in electromagnetic induction geo_physics with selected applications in the near surface. *Surv. Geophys.*
- Fargier, Y., 2013. Développement de l'imagerie de résistivité électrique pour la reconnaissance et la surveillance des ouvrages hydrauliques en terre.
- Farzadian, M., Monteiro Santos, F.A., Khalil, M.A., 2015. Application of EM38 and ERT methods in estimation of saturated hydraulic conductivity in unsaturated soil. *J. Appl. Geophys.* 112, 175–189. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.11.016>

- Faybishenko, B., Hubbard, S., Brodie, E., Nico, P., Molz, F., Hunt, A., Pachepsky, Y., 2016. Preface to the Special Issue of Vadose Zone Journal on Soil as Complex Systems. *Vadose Zo. J.* 15, 1–3. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0005>
- Forquet, N., Bisone, S., 2018. Etudes préalables sur site Une méthodologie pour décrire un site et 1–31.
- Forquet, Nicolas, Petitjean, A., Bloem, E., Boutin, C., 2014. L'infiltration d'eau usée traitée dans le sol pour les ZRV : Revue bibliographique, objectifs de l'étude, moyens et méthodes mis en œuvre.
- Forquet, N., Petitjean, A., Bloem, E., Boutin, C., 2014. L'infiltration d'eau usée traitée dans le sol pour les ZRV : revue bibliographique, objectifs de l'étude, moyens et méthodes mis en œuvre.
- Francés, A.P., Lubczynski, M.W., 2011. Topsoil thickness prediction at the catchment scale by integration of invasive sampling, surface geophysics, remote sensing and statistical modeling. *J. Hydrol.* 405, 31–47. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.006>
- Friedel, S., 2003. Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach. *Geophys. J. Int.* 153, 305–316. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01890.x>
- Geselowitz, D.B., 1971. An Application of Electrocardiographic Lead Theory to Impedance Plethysmography. *IEEE Trans. Biomed. Eng.* BME-18, 38–41. <https://doi.org/10.1109/TBME.1971.4502787>
- Giroux, B., 2005. Techniques géophysiques de haute résolution cours en ligne, Ecole Polytechnique de Montréal.
- Gis Sol, 2011. L'Etat des sols de France. Groupement d'intérêt scientifique sur les sols.
- Glover, P.W.J., 2016. Archie's law – a reappraisal. *Solid Earth* 7, 1157–1169. <https://doi.org/10.5194/se-7-1157-2016>
- Gobat, J.-M., Aragno, M., Matthey, W., 2010. Le sol vivant : bases de pédologie - Biologie des sols.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. New York Oxford Univ. Press.
- Goulet, E., Barbeau, G., 2006. Apports des mesures de résistivité électrique du sol dans les études sur le fonctionnement hydrique du système sol/vigne. *J. Int. des Sci. la Vigne du Vin*.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007a. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. la Société Géologique Fr.* 178, 127–136. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.127>
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007b. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 178, 127–136. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.127>
- Gril, Jean Joel, 1980. L'épandage des eaux usées domestiques : études préalables de l'aptitude des sols et règles de dimensionnement des installations.

- Gril, J.J., 1980. L'épandage des eaux usées domestiques : études préalables de l'aptitude des sols et règles de dimensionnement des installations.
- Gril, J.J., 1977. Comparaison des méthodes de mesure de la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol : quelques résultats d'essais et application aux tests de dimensionnement de l'épandage souterrain d'effluents domestiques.
- Günther, T., 2004. Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements.
- Günther, T., Rücker, C., 2011. Boundless electrical resistivity tomography, BERT. User Tutorial.
- Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophys. J. Int.* 166, 506–517. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x>
- Gupta, S. C., Hanks, R.J., 1972. Influence of Water Content on Electrical Conductivity of the Soil1. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 36, 855. <https://doi.org/10.2136/sssaj1972.03615995003600060011x>
- Gupta, S C, Hanks, R.J., 1972. Influence of water content on electrical conductivity of the soil. *Soil Sci.Soc. Am. Proc.* 36, 855–857.
- He, J., Kolovos, A., 2018. Bayesian maximum entropy approach and its applications: a review. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1419-7>
- Hellman, K., Ronczka, M., Günther, T., Wennermark, M., Rücker, C., Dahlin, T., 2017. Structurally coupled inversion of ERT and refraction seismic data combined with cluster-based model integration. *J. Appl. Geophys.* 143, 169–181. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.06.008>
- Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., Malet, J.-P., 2012. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France). *Eng. Geol.* 128, 23–29. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.05.001>
- Issaks, E.H., Srivastava, M.R., 1989. *Applied Geostatistics*. OXFORD Univ. Press.
- Jackson, P.D., 1978. Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics*.
- JD, M., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers.
- Jianwen, Y., 2005. Geo-Electrical Responses Associated with Hydrothermal Fluid Circulation in Oceanic Crust: Feasibility of Magnetometric and Electrical Resistivity Methods in Mapping Off-Axis Convection Cells. *Explor. Geophys.* 36, 281–286. <https://doi.org/10.1071/EG05281>
- Jougnot, D., Solazzi, S.G., 2021. Predicting the frequency-dependent effective excess charge density: A new upscaling approach for seismoelectric modeling. *GEOPHYSICS* 86, WB19–WB28. <https://doi.org/10.1190/geo2020-0524.1>
- Kaleris, V.K., Ziogas, A.I., 2015. Estimating Hydraulic Conductivity Profiles Using Borehole Resistivity Logs. *Procedia Environ. Sci.* 25, 135–141. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2015.04.019>
- Keller, G., Frischknecht, F., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon press,

Oxford, UK.

- Keller, G. V, Frischknecht, F.C., 1966. Electrical methods in geophysical prospecting, Pergamon P. ed.
- Knödel, K., Lange, G., Voigt, H.J., 2007. Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies, Bundesanst. ed. Springer.
- Knödel, K., Lange, G., Voigt, H.-J., 2007. Environmental Geology. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74671-3>
- Kobayashi, N., Oshiki, M., Ito, T., Segawa, T., Hatamoto, M., Kato, T., Yamaguchi, T., Kubota, K., Takahashi, M., Iguchi, A., Tagawa, T., Okubo, T., Uemura, S., Harada, H., Motoyama, T., Araki, N., Sano, D., 2017. Removal of human pathogenic viruses in a down-flow hanging sponge (DHS) reactor treating municipal wastewater and health risks associated with utilization of the effluent for agricultural irrigation. *Water Res.* 110, 389–398. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2016.10.054>
- Krige, D.G., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J. Chem., Met. Min. Soc. South Africa.*
- Lazar, M., Engoltz, K., Basson, U., Yasur-Landau, A., 2018. Water saturated sand and a shallow bay: Combining coastal geophysics and underwater archaeology in the south bay of Tel Dor. *Quat. Int.* 473, 112–119. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.025>
- Lee, S.-J., Yeatts, K.B., Serre, M.L., 2009. A Bayesian Maximum Entropy approach to address the change of support problem in the spatial analysis of childhood asthma prevalence across North Carolina. *Spat. Spatiotemporal. Epidemiol.* 1, 49–60. <https://doi.org/10.1016/j.sste.2009.07.005>
- Legros, J.-P., 2012. C'est quoi un sol ?
- Lesch, S.M., Rhoades, J.D., Lund, L.J., Corwin, D.L., 1992. Mapping Soil Salinity Using Calibrated Electromagnetic Measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 540–548. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020031x>
- Li, X., Shen, J., Tian, G., Zhong, Y., 2019. Data fusion for resolution improvement by combining seismic data with logging data. *J. Appl. Geophys.* 166, 122–128. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.04.020>
- Loke, M.H., 2011. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, M.H., 1999. Time-lapse resistivity imaging inversion, in 5th meeting of the environmental and Engineering Society European Section. Ed. Budapest, Hungary.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. *Geophys. Prospect.* 44, 131–152. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x>
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B., 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Appl. Geophys.* 135–156.

- Lu, C., Lu, J., Zhang, Y., Hastings Puckett, M., 2019. A convenient method to estimate soil hydraulic conductivity using electrical conductivity and soil compaction degree. *J. Hydrol.* 575, 211–220. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.034>
- Lu, D., Huang, D., Xu, C., 2021. Estimation of hydraulic conductivity by using pumping test data and electrical resistivity data in faults zone. *Ecol. Indic.* 129, 107861. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107861>
- Mahapatra, S., Jha, M.K., Biswal, S., Senapati, D., 2020. Assessing Variability of Infiltration Characteristics and Reliability of Infiltration Models in a Tropical Sub-humid Region of India. *Sci. Rep.* 10, 1515. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-58333-8>
- Mallants, D., Volckaert, G., Labat, S., 2003. Parameters values used in the performance assessment of the disposal of low level radioactive waste at the nuclear zone Mol-Dessel. Annexes to the data collection forms for engineered barriers. SCK•CEN-R-3521, rev. 1.
- Martinelli, H.P., Robledo, F.E., Osella, A.M., de la Vega, M., 2012. Assessment of the distortions caused by a pipe and an excavation in the electric and electromagnetic responses of a hydrocarbon-contaminated soil. *J. Appl. Geophys.* 77, 21–29. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.10.016>
- Massenet, J.-Y., 2013. *Propriétés physiques du sol, Cours de pédologie forestière.* Martinus Nijhoff Publishers. <https://doi.org/10.1163/ej.9789028605220.433-533.5>
- Massenet, J.-Y., 2010. *Les constituants solides du sol, Cours de pédologie forestière.*
- Mastrocicco, M., Vignoli, G., Colombani, N., Zeid, N.A., 2010. Surface electrical resistivity tomography and hydrogeological characterization to constrain groundwater flow modeling in an agricultural field site near Ferrara (Italy). *Environ. Earth Sci.* 61, 311–322. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0344-6>
- Matheron, G., 1970. *La Théorie des Variables Régionalisées et ses Applications.* Number 5 Les Cah. du Cent. Morphol. Mathématique. Fontainebleau Ec. des Mines Paris.
- Matheron, G., 1965. *Les variables régionalisées et leur estimation. Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature.*, Masson, Pa. ed.
- May Chui, T.F., Freyberg, D.L., 2008. *The Use of COMSOL for Integrated Hydrological Modeling.*
- Mazac, O., Cislérova, M., Kelly, W.E., Landa, I., Venhodova, D., 1990. Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. *Geotech. Environ. Geophys.* 2, 125–131.
- Mc Gillivray, P.R., Oldenburg, D.W., 1990. METHODS FOR CALCULATING FRECHET DERIVATIVES AND SENSITIVITIES FOR THE NON-LINEAR INVERSE PROBLEM: A COMPARATIVE STUDY1. *Geophys. Prospect.* 38, 499–524. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01859.x>
- McKinley, J.W., Siegrist, R.L., 2011. Soil Clogging Genesis in Soil Treatment Units Used for Onsite Wastewater Reclamation: A Review. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 41, 2186–2209. <https://doi.org/10.1080/10643389.2010.497445>
- McNeill, J.D., 1980. *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers.*

Tech. note TN-6, Geonics Limited, Mississauga, Ontario, 13 p.

MEDDE, (MINISTÈRE DE L'ÉCOLOGIE DU DÉVELOPPEMENT DURABLE ET DE L'ÉNERGIE), 2015. Arrêté du 21 juillet 2015 relatif aux systèmes d'assainissement collectif et aux installations d'assainissement non collectif, à l'exception des installations d'assainissement non collectif recevant une charge brute de pollution organique inférieure ou ég. J. Off. LA RÉPUBLIQUE FRANÇAISE.

Mele, M., Cremaschi, M., Giudici, M., Lozej, A., Pizzi, C., Bassi, A., 2013. The Terramare and the surrounding hydraulic structures: a geophysical survey of the Santa Rosa site at Poviglio (Bronze Age, northern Italy). *J. Archaeol. Sci.* 40, 4648–4662. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.06.033>

Métro France, n.d. Données Publique/ Catalogue.

Morugán-Coronado, A., García-Orenes, F., Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Mataix-Beneyto, J., 2011. Short-term effects of treated wastewater irrigation on Mediterranean calcareous soil. *Soil Tillage Res.* 112, 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.11.004>

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522.

Musy, A., Soutter, M., 1991. *Physique du sol.*

Nasri, B., 2014. Évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur un site pilote dédié.

Niu, Q., Fratta, D., Wang, Y.-H., 2015. The use of electrical conductivity measurements in the prediction of hydraulic conductivity of unsaturated soils. *J. Hydrol.* 522, 475–487. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.055>

Olea, R.A., 2006. A six-step practical approach to semivariogram modeling. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 20, 307–318. <https://doi.org/10.1007/s00477-005-0026-1>

Olivier, F., 2003. Tassement des déchets en csd de classe II : du site au modèle. Université Joseph Fourier France.

Or, D.D., Consult, E., Bogaert, P., 2001. Application of the BME approach to soil texture mapping. <https://doi.org/10.1007/s004770000057>

Orgogozo, L., 2015. RichardsFoam2: A new version of RichardsFoam devoted to the modelling of the vadose zone. *Comput. Phys. Commun.* 196, 619–620. <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2015.07.009>

Overton, W.S., Webster, R., Oliver, M.A., 1991. Statistical Methods in Soil and Land Resource Survey. *J. Am. Stat. Assoc.* 86, 1149. <https://doi.org/10.2307/2290549>

Paper, O., 2004. Space-time mapping of soil salinity using probabilistic bayesian maximum entropy 219–227. <https://doi.org/10.1007/s00477-004-0177-5>

Park, S.K., Van, G.P., 1991. Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *GEOPHYSICS* 56, 951–960. <https://doi.org/10.1190/1.1443128>

- Péré, J.-C., Pont, V., Mallet, M., Bessagnet, B., 2009. Mapping of PM10 surface concentrations derived from satellite observations of aerosol optical thickness over South-Eastern France. *Atmos. Res.* 91, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.05.001>
- Petitjean, A., Forquet, N., Choubert, J.-M., Coquery, M., Bouyer, M., Boutin, C., 2015. Land characterisation for soil-based constructed wetlands: Adapting investigation methods to design objectives. *Water Pract. Technol.* 10, 660–668. <https://doi.org/10.2166/wpt.2015.078>
- Phalempin, M., Vanclooster, M., Gerin, P.A., 2018. Mission de guidance sur le traitement approprié et la capacité épuratoire des sols,. *Conv. d'étude entre le Earth Life Inst. l'Université Cathol. Louvain la Dir. générale opérationnelle Agric. Ressources Nat. Environ.*
- Pound, C.E., Crites, R.W., Olson, J. V., 1978. Long-term effects of land application of domestic wastewater : Hollister, California, Rapid infiltration site.
- Prudhomme, K.D., Khalil, M.A., Shaw, G.D., Speece, M.A., Zodrow, K.R., Malloy, T.M., 2019. Integrated geophysical methods to characterize urban subsidence in Butte, Montana, U.S.A. *J. Appl. Geophys.* 164, 87–105. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.03.004>
- Rabouli, S., Serre, M., Dubois, V., Gance, J., Henine, H., Molle, P., Truffert, C., Delgado-Gonzalez, L., Clément, R., 2021. Spatialization of saturated hydraulic conductivity using the Bayesian Maximum Entropy method: Application to wastewater infiltration areas. *Water Res.* 204, 117607. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2021.117607>
- Radulescu, M., Valerian, C., Yang, J., 2007. Time-lapse electrical resistivity anomalies due to contaminant transport around landfills. *Ann. Geophys. VOL.* 50. <https://doi.org/10.4401/ag-3075>
- Ramirez, A., Daily, W., LaBrecque, D., Owen, E., Chesnut, D., 1993. Monitoring an underground steam injection process using electrical resistance tomography. *Water Resour. Res.* 29, 73–87. <https://doi.org/10.1029/92WR01608>
- Reynolds, J.M., 2011. An introduction to Applied and Environmental Geophysics. Second Ed. Wiley-Blackwell, Chichester 696 p.
- REYNOLDS, W.D., ELRICK, D.E., 1985. IN SITU MEASUREMENT OF FIELD-SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY, SORPTIVITY, AND THE α -PARAMETER USING THE GUELPH PERMEAMETER. *Soil Sci.* 140, 292–302. <https://doi.org/10.1097/00010694-198510000-00008>
- Richards, L. A., 1931. CAPILLARY CONDUCTION OF LIQUIDS THROUGH POROUS MEDIUMS. *Physics (College. Park. Md).* 1, 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Richards, L A, 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums . *Physics* 1 (5), 318–333. <https://doi.org/doi:10.1063/1.1745010>
- Rings, J., Hauck, C., 2009. Reliability of resistivity quantification for shallow subsurface water processes. *J. Appl. Geophys.* 68, 404–416. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.03.008>
- Rolland, L., 2009. Analyses comparatives de systèmes d'infiltration-percolation. Colmatage et outils de diagnostics. *Univ. Montpellier 2.*

- Romero-Ruiz, A., Linde, N., Keller, T., Or, D., 2018. A Review of Geophysical Methods for Soil Structure Characterization. *Rev. Geophys.* 56, 672–697. <https://doi.org/10.1029/2018RG000611>
- Rossi, R.E., Mulla, D.J., Journel, A.G., Franz, E.H., 1992. Geostatistical Tools for Modeling and Interpreting Ecological Spatial Dependence. *Ecol. Monogr.* 62, 277–314. <https://doi.org/10.2307/2937096>
- Roy, J., Dubois, V., Lauvernet, C., Clément, R., Tournebize, J., 2021. Synthèse bibliographique : Impacts de l'infiltration d'eaux usées traitées sur les sols.
- Rücker, C., Günther, T., Wagner, F.M., 2017. pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. *Comput. Geosci.* 109, 106–123. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.011>
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Tillage Res.* 83, 173–193. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.10.004>
- Sasidharan, S., Bradford, S.A., Šimůnek, J., Kraemer, S.R., 2019. Drywell infiltration and hydraulic properties in heterogeneous soil profiles. *J. Hydrol.* 570, 598–611. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.073>
- Schaap, M.G., Feike, J.L., Van Genuchten, M.T., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Schneider, S., 2010. Estimation des paramètres hydrodynamiques des sols à partir d'une modélisation inverse de données d'infiltration et de résistivité électrique.
- Schwartz, C., 2013. Les sols de jardins, supports d'une agriculture urbaine intensive. *Vertigo*. <https://doi.org/10.4000/vertigo.12858>
- SDES, 2018. Service statistique des ministères chargés de l'environnement, de l'énergie, de la construction, du logement.
- Serre, M.L., Christakos, G., 1999a. Modern geostatistics: computational BME analysis in the light of uncertain physical knowledge - the Equus Beds study. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 13, 1–26. <https://doi.org/10.1007/s004770050029>
- Serre, M.L., Christakos, G., 1999b. Modern geostatistics: computational BME analysis in the light of uncertain physical knowledge - the Equus Beds study. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 13, 1–26. <https://doi.org/10.1007/s004770050029>
- Shannon, C.E., 1948. A Mathematical Theory of Communication. *Bell Syst. Tech. J.* 27, 379–423. <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>
- Siegrist, R.L., 2014. Engineering design of a modern soil treatment unit. Innovations in soil-based onsite wastewater treatment, in: Soil Society Society of America Conference Proceeding, Albuquerque (NM).
- Siegrist, R.L., Boyle, W.C., 1987. Wastewater-Induced Soil Clogging Development. *J. Environ. Eng.* 113,

550–566. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372\(1987\)113:3\(550\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(1987)113:3(550))

- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M.T., 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0, IGWMC- TPS- 53. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden.
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M.T., 1996. HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Singha, K., Gorelick, S.M., 2005. Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resour. Res.* 41. <https://doi.org/10.1029/2004WR003460>
- Siu-ngan, N., Byrne, H.W., Philip, C., 1984. Spatial Interpolation Methods : A Review 10.
- Skjøien, J.O., Merz, R., Blöschl, G., 2005. Top-kriging – geostatistics on stream networks. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2, 2253–2286. <https://doi.org/10.5194/hessd-2-2253-2005>
- Soupios, P.M., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A., Stavroulakis, G., 2007. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete – Greece). *J. Hydrol.* 338, 122–131. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.028>
- St-Hilaire, A., Jacques, C., Serre, M., Seidou, O., Tapsoba, D., Fortin, V., Bobée, B., 2004. APPROCHE BAYE SIENNE POUR L'ÉTUDE DES RÉSEAUX DE STATION DE MESURE DU COUVERT NIVAL par.
- Stoltz, G., 2009. Transferts en milieu poreux biodégradable, non saturé, déformable et à double porosité: Application aux ISDND, Université Joseph Fourier, Grenoble, Thèse de 3ème cycle.
- Tabbagh, A., 1986. Applications and advantages of the Slingram electromagnetic method for archaeological prospecting. *GEOPHYSICS* 51, 576–584. <https://doi.org/10.1190/1.1442112>
- Tang, Y., Zhang, J., Jing, L., Gao, H., 2018. Geostatistical modelling of spatial dependence in area-class occurrences for improved object-based classifications of remote-sensing images. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 141, 219–236. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.05.003>
- Tarantola, A., 2005. Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation. Society for Industrial and Applied Mathematics. <https://doi.org/10.1137/1.9780898717921>
- Telford, W. M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Resistivity Methods, in: Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 522–577. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.012>
- Telford, W M, Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>
- Theron, E., Le Roux, P.A.L., Hensley, M., Van Rensburg, L., 2010. Evaluation of the Aardvark constant head soil permeameter to predict saturated hydraulic conductivity. pp. 153–162. <https://doi.org/10.2495/SI100141>

- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16, 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>
- Ugarte Nano, C.C., 2015. Etude de la variabilité des propriétés physiques et hydrodynamiques d'un sol argileux sous l'effet de conduites en protection intégrée contre les adventices.
- van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Vauclin, M., 1990. Modélisation des transferts dans les sols non saturés : approche déterministe ou stochastique ? In : Nitrates eau agriculture, INRA, 169- 181.
- Vogelgesang, J.A., Holt, N., Schilling, K.E., Gannon, M., Tassier-Surine, S., 2020. Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. *J. Hydrol.* 580, 123992. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123992>
- Wackernagel, H., Lajaunie, C., Blond, N., Roth, C., Vautard, R., 2004. Geostatistical risk mapping with chemical transport model output and ozone station data. *Ecol. Modell.* 179, 177–185. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2004.06.018>
- Wait, J.R., 1962. A note on the electromagnetic response of a stratified earth *Geophysics*.
- Walker, J.P., Willgoose, G.R., Kalma, J.D., 2004. In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *J. Hydrol.* 293, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.008>
- Wang, T.-P., Chen, C.-C., Tong, L.-T., Chang, P.-Y., Chen, Y.-C., Dong, T.-H., Liu, H.-C., Lin, C.-P., Yang, K.-H., Ho, C.-J., Cheng, S.-N., 2015. Applying FDEM, ERT and GPR at a site with soil contamination: A case study. *J. Appl. Geophys.* 121, 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.005>
- Ward, S.H. (Ed.), 1990. *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802785>
- Warrick, A.W., Mullen, G.J., Nielsen, D.R., 1977. Predictions of the Soil Water Flux Based upon Field-measured Soil-water Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41, 14–19. <https://doi.org/10.2136/sssaj1977.03615995004100010009x>
- Waxman, M.H., Smits, L.J.M., 1968. Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands. *Soc. Pet. Eng. J.* 8, 107–122. <https://doi.org/10.2118/1863-A>
- Waxman, M H, Smits, L.J.M., 1968. Electrical conduction in oil-bearing sands. *Soc. Pet. Eng. J.* 8, 107–122.
- Weller, A., Slater, L., 2019. Permeability estimation from induced polarization: an evaluation of geophysical length scales using an effective hydraulic radius concept. *Near Surf. Geophys.* 17, 581–594. <https://doi.org/10.1002/nsg.12071>

- Weymer, B.A., Everett, M.E., de Smet, T.S., Houser, C., 2015. Review of electromagnetic induction for mapping barrier island framework geology. *Sediment. Geol.* 321, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.005>
- Whalley, W.R., 1993. Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *J. Soil Sci.* 44, 1–9. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1993.tb00429.x>
- Wijs, H.G., 1951. Statistics of ore distribution, part I : frequency distribution of assay values. *Geol. en Mijnb.* 13, 365–375.
- Withers, P.J.A., Jarvie, H.P., Stoate, C., 2011. Quantifying the impact of septic tank systems on eutrophication risk in rural headwaters. *Environ. Int.* 37, 644–653. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2011.01.002>
- Wunderlich, T., Petersen, H., Attia al Hagrey, S., Rabbel, W., 2013. Pedophysical Models for Resistivity and Permittivity of Partially Water-Saturated Soils. *Vadose Zo. J.* 12, vzj2013.01.0023. <https://doi.org/10.2136/vzj2013.01.0023>
- Yang, Y., Christakos, G., Yang, X., He, J., 2018. Spatiotemporal characterization and mapping of PM2.5 concentrations in southern Jiangsu Province, China. *Environ. Pollut.* 234, 794–803. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.11.077>
- Zerner, M., 2011. Aux origines de la loi de Darcy (1856). *Doc. pour l’histoire des Tech.* 29–40. <https://doi.org/10.4000/dht.1625>
- Zhang, Hopkins, Guo, Lin, 2019. Dynamics of Infiltration Rate and Field-Saturated Soil Hydraulic Conductivity in a Wastewater-Irrigated Cropland. *Water* 11, 1632. <https://doi.org/10.3390/w11081632>
- Zhou, B., Dahlin, T., 2003. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. *Near Surf. Geophys.* 1, 105–117. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2003001>
- Zhu, J.J., Kang, H.Z., Gonda, Y., 2007. Application of Wenner Configuration to Estimate Soil Water Content in Pine Plantations on Sandy Land. *Pedosphere* 17, 801–812. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(07\)60096-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(07)60096-4)
- Zimmerman, D.A., Marsily, G. De, Gotway, C.A., Marietta, M.G., Axness, C.L., Bras, R.L., Dagan, G., Davies, P.B., Gallegos, D.P., Galli, A., Grindrod, P., Gutjahr, A.L., Mclaughlin, D., Ramarao, S.P.N.B.S., 1998. A comparison of seven geostatistically based inverse approaches to estimate transmissivities for modeling advective transport by groundwater flow 34, 1373–1413.



FOLIO ADMINISTRATIF

THESE DE L'UNIVERSITE DE LYON OPEREE AU SEIN DE L'INSA LYON

NOM : RABOULI

(avec précision du nom de jeune fille, le cas échéant)

DATE de SOUTENANCE : 20/06/2022

Prénoms : Sara

TITRE : Méthode innovante de spatialisation des propriétés physiques du sol: Application aux surfaces d'infiltration

NATURE : Doctorat

Numéro d'ordre : AAAALYSEIXXX

Ecole doctorale : Chimie 206

Spécialité : Chimie, Procédés, Environnement

RESUME : En aval des stations de traitement des eaux usées, des surfaces d'infiltration sont mis en œuvre pour infiltrer les eaux usées traitées : EUTS. Dans ce cas, ces dispositifs sont non seulement des exutoires mais des bioréacteurs qui peuvent réaliser un traitement complémentaire de l'eau. Le dimensionnement de ces surfaces d'infiltration nécessite donc la connaissance de la conductivité hydraulique réelle du sol sur l'ensemble de la parcelle afin de permettre un fonctionnement pérenne de l'ouvrage. De nos jours, on ne dispose pas de technique permettant de calculer en tous points la conductivité hydraulique d'un sol. C'est pourquoi, le travail de thèse propose une solution permettant la spatialisation de la conductivité en utilisant une méthode de géostatistique : BME (Bayesian Maximum Entropy). La méthode BME a pour but d'intégrer des mesures géophysiques et des mesures localisées des essais d'infiltration pour mieux évaluer et prédire les transferts d'eau et de polluants dans les sols hétérogènes utilisés en traitement des eaux. Cette optimisation a pour but d'aider les gestionnaires, les collectivités locales, et les agences de l'eau à mieux concevoir et adapter les surfaces d'infiltration en aval des stations d'épuration.

MOTS-CLÉS : station d'épuration des eaux usées, dimensionnement, entropie maximale bayésienne, conductivité hydraulique à saturation, résistivité électrique, test d'infiltration.

Laboratoire (s) de recherche : INRAE de Villeurbanne

Directeur de thèse:

Pascal MOLLE

Président de jury :

Composition du jury :

OXARANGO Laurent, Professeur / Université Grenoble-Alpes
FARGIER Yannick Chargé de Recherche, HDR / Université Gustave Eiffel
SIRIEIX Colette Professeure / Université de Bordeaux
CHATAIN Vincent Maître de Conférences / INSA-Lyon
CLEMENT Rémi Ingénieur de Recherche, Dr / INRAE-Lyon
MOLLE Pascal Directeur de Recherche / INRAE-Lyon
SERRE Marc Laurent Professeur / Université de Caroline du Nord
GANCE Julien Ingénieur de recherche, Dr / IRIS Instruments
HENINE Hocine Ingénieur de recherche, Dr / INRAE Antony
DUBOIS Vivien Ingénieur d'étude / INRAE-Lyon

Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Examinateur
Co-Directeur de thèse
Directeur de thèse
Encadrant-invité
Encadrant-invité
Encadrant-invité
Encadrant-invité