



Étude de l'impact simultané des propriétés électriques, diélectriques et magnétiques du sous-sol sur la mesure géophysique par méthode électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM)

Cécile Finco

► To cite this version:

Cécile Finco. Étude de l'impact simultané des propriétés électriques, diélectriques et magnétiques du sous-sol sur la mesure géophysique par méthode électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM). Sciences de la Terre. Sorbonne Université, 2019. Français. NNT : 2019SORUS103 . tel-02978830

HAL Id: tel-02978830

<https://theses.hal.science/tel-02978830>

Submitted on 26 Oct 2020

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.

Sorbonne Université

École doctorale Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (ED 398)
UMR 7619 METIS

Étude de l'impact simultané des propriétés électriques, diélectriques et magnétiques du sous-sol sur la mesure géophysique par méthode électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM)

Par Cécile FINCO

Thèse de doctorat de Géophysique appliquée

Dirigée par Fayçal REJIBA et Cyril SCHAMPER

Soutenue le 03 octobre 2019

Devant un jury composé de :

M. Marc DESCLOITRES	Ingénieur de recherche IRD, IGE, Université de Grenoble-Alpes	Rapporteur
M. Guy MARQUIS	Professeur des Universités, Université de Strasbourg	Rapporteur
Mme Sara BAZIN	Physicienne Adjointe, IUEM, Université de Bretagne Occidentale	Examinatrice
M. Roger GUÉRIN	Professeur des Universités, Sorbonne Université	Examineur
Mme Myriam SCHMUTZ	Professeur des Universités, Université Bordeaux Montaigne	Examinatrice
M. Nordine BOUZID	Géophysicien, Zonge International	Invité
M. Fayçal REJIBA	Professeur des Universités, Université de Rouen Normandie	Directeur de thèse
M. Cyril SCHAMPER	Maître de conférences, Sorbonne Université	Encadrant de thèse



Except where otherwise noted, this work is licensed under
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/>

Résumé

La méthode géophysique électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM) est employée dans de nombreux domaines tels que l'hydrologie ou l'exploration minière et permet l'établissement de modèles de résistivité électrique du sous-sol. L'application de cette méthode avec des dispositifs d'acquisition réduits, avec des boucles de quelques mètres de côté, rend la mesure plus sensible aux autres paramètres électromagnétiques : la permittivité diélectrique et la viscosité magnétique. L'objet du travail de recherche présenté ici est de réaliser des sondages TDEM avec des dispositifs d'acquisition réduits et d'en extraire non seulement un modèle de résistivité électrique du sous-sol, mais aussi de permittivité diélectrique et de viscosité magnétique.

L'acquisition d'un sondage TDEM avec des dispositifs à petites boucles implique également une sensibilité à la réponse du système sur lui-même, plus importante notamment à cause de la distance réduite entre les boucles d'émission et de réception. Des simulations de cette réponse ont été menées afin de pouvoir l'estimer le plus précisément possible et la prendre en compte lors du traitement des données.

Une géométrie d'acquisition des mesures est ensuite proposée pour rendre l'interprétation multi-paramètres de la mesure plus accessible. Les effets des propriétés électromagnétiques se superposent sur la mesure en configuration centrale. L'utilisation de géométries avec une sensibilité plus faible à la permittivité diélectrique et la viscosité magnétique permettra de séparer les contributions des différents paramètres.

Ces développements méthodologiques ont enfin été testés lors d'acquisitions sur le site test de Garchy. Les résultats sont encourageants mais des développements sont encore nécessaires, notamment des développements numériques pour prendre en compte les paramètres magnétiques et diélectriques lors de l'inversion des sondages TDEM. Pour cela, on pourra s'appuyer sur des travaux existants dans le domaine fréquentiel.

Abstract

The geophysical electromagnetic inductive method in the time domain (TDEM) is used in fields such as hydrology or in mining exploration. It allows the establishment of electrical resistivity models of the subsurface. Using this methods with reduced acquisition loops with a width of only a few meters, makes the measurement more sensitive to additional parameters : the dielectric permittivity and the magnetic permeability. The present research work aims to acquire a small-loop TDEM sounding and to extract not only an electrical resistivity model but also an estimation of the dielectric permittivity and of the magnetic viscosity.

The acquisition of a small-loop TDEM sounding also implies an increased sensitivity to the response from the acquisition system itself, in part because of the reduced distance between the transmission and reception loops. Simulations aiming to reproduce this system response have been carried out to be able to take it into account during the data processing step.

A specific acquisition geometry is then proposed to ease the multi-parameter interpretation of the TDEM data. The effects from the electric, dielectric and magnetic properties of the ground are overlapping on the measurements in the central configuration. Using different geometry with lower sensitivities to dielectric permittivity and magnetic viscosity should make the contribution of each parameter easier to isolate.

These methodological developments were then tested with field measurement on the test site of Garchy (Nièvre, France).

Remerciements

Je commence évidemment par remercier très chaleureusement Fayçal Rejiba et Cyril Schamper qui m'ont proposé ce sujet de thèse et m'ont soutenu et fait confiance pendant ces trois années de thèse et pour ces voyages aux États-Unis à Nashville et Portland.

Un grand merci également à Gagrik Hovannissian pour son aide précieuse dans la conception du capteur de mesure de courant et pour lever (en patrie) les mystères de Labview. Merci à Antoine Chevalier pour la demystification de EMPIRE et LTspice. Merci aussi à Patrick Bousquet-Melou pour son efficacité et sa grande disponibilité dans la dernière ligne droite lors de ce dernier été 2019.

Merci aussi à Alain Tabbagh pour les discussions sur la polarisation et l'électrostatique.

Merci à Nordine Bouzid pour son enthousiasme et sa confiance sans faille. Merci aussi à ses collègues de Zongé pour les échanges pas toujours évidents à travers l'Atlantique.

Merci à Coralie Pontoreau pour le travail très agréable à la fois lors de l'acquisition des données TDEM en Tunisie et lors du traitement des données à Paris.

Merci également à Roger Guérin qui a eu un rôle important dans mon choix de poursuivre dans la voie de la géophysique lors de mon passage à Polytech Paris UPMC et qui a accepté de présider mon jury de soutenance de thèse. Merci également aux autres membres du jury et en particulier aux rapporteurs Marc Descloitres et Guy Marquis pour leurs remarques sur ce manuscrit.

Merci à toute l'équipe de géophysiciens de METIS : Julien, Alain, Ludovic, Damien, Alexis et les autres.

Merci à tous mes camarades ex-thésard : Marine qui a ouvert la voie et Luis pour les longues discussions sur Tlaloc et Scylla ! Merci aussi à Feras pour les discussions du début de la thèse. Merci aussi aux "nouveaux" : Lara, Kawtar, Flore, Aida et Karim pour les discussions sur des sujets improbables.

Merci enfin à mes parents pour leur soutien sans faille et à mes soeurs d'abord Constance (parce que je lui avais promis qu'elle serai en premier), Aurore pour ses encouragements et les quelques discussions sur le magnétisme et à Pauline pour ses nombreuses relecture en anglais et en français.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Remerciements	v
Table des matières	vii
Introduction générale	1
I État de l’art	5
I.1 Concepts généraux de l’électromagnétisme	6
I.2 Caractéristiques des propriétés électromagnétiques du sous-sol	10
I.2.a Conductivité électrique	10
Mécanismes de conduction électrique dans le sous-sol	10
Lois de comportement	12
I.2.b Permittivité diélectrique	14
Mécanismes de polarisation diélectrique dans le sous-sol	14
Lois de comportement	16
I.2.c Perméabilité magnétique	18
Mécanisme d’acquisition des propriétés magnétiques des sols	18
Loi de comportement	22
I.3 La méthode TDEM	22
I.3.a Principe général de la méthode	23
I.3.b Application de la méthode géophysique TDEM pour une étude hydrogéologique à l’échelle régionale	30
I.3.c Spécificités des dispositifs à petites boucles	44
Dispositifs existants	44
Influence de la viscosité magnétique	46
Influence de la permittivité diélectrique	47

I.3.d	Conséquences de l'approche multi-paramètres sur le problème d'équivalence	48
I.4	Conclusion sur l'état de l'art	50
II	Modélisation numérique de la réponse propre du système	51
II.1	Introduction	52
II.2	Méthodes de simulation de la réponse propre du système	55
II.2.a	Simulations en différences finies 3D dans le domaine temporel (FDTD) par la résolution complète des équations de Maxwell (logiciel EMPIRE, IMST)	56
II.2.b	Circuit électrique équivalent apparent (modélisation SPICE avec le logiciel LTspice)	59
II.3	Résultats des simulations et comparaison des deux méthodes	61
II.3.a	Modélisations à l'air libre	61
II.3.b	Modélisations sur un sol	66
II.4	Conclusion du sur la modélisation numérique de la réponse du système d'acquisition	69
III	Séparation des contributions des paramètres EM à la mesure TDEM	71
III.1	Introduction	72
III.2	Méthodologie et modélisations sur des milieux de référence (non polarisables et non magnétiques)	73
III.2.a	Dispositifs avec offset	73
Offset horizontal		74
Offset vertical		76
III.2.b	Influence de la forme du courant d'injection	78
III.3	Résultats pour des milieux polarisables et magnétiques	80
III.3.a	Effet de polarisation	80
Équivalences avec la réponse d'un milieu non-polarisable		80
Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche polarisable		82
III.3.b	Effet de la viscosité magnétique	83
Équivalences avec la réponse d'un milieu non-magnétique		83

Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche magnétique	83
III.4 Proposition d'une méthodologie pour distinguer les contributions des différentes propriétés géophysiques	86
III.5 Conclusion sur la séparation des contributions des paramètres EM	88
IV Expérimentations de terrain sur un site test (Garchy, Nièvre)	91
IV.1 Introduction	92
IV.2 Description du site test de Garchy (Nièvre)	93
IV.2.a Description géologique des formations superficielles	93
IV.2.b Mesures géophysiques antérieures	93
IV.3 Conception d'un premier prototype	98
IV.3.a Adaptation d'impédance pour la boucle d'émission	99
IV.3.b Adaptation d'impédance pour la boucle de réception	100
IV.4 Mesures TDEM	103
IV.4.a Comparaison des différents appareils d'acquisition (DNT, WalkTEM, TEMFAST)	104
IV.4.b Traitement des sondages petites boucles acquis sur la zone conductrice	108
Mesures acquises avec un dispositif avec offset	110
Estimation de l'influence de la viscosité magnétique sur la mesure en configuration centrale	111
IV.5 Conclusion sur l'expérimentation de terrain	113
Conclusions et perspectives	115
Bibliographie	119
Liste des figures	xi
Liste des tableaux	xix

Introduction générale

La caractérisation structurale et hydrique exhaustive des formations superficielles est un enjeu crucial d'une part pour le bon usage des terres et d'autre part pour la compréhension des impacts du changement climatique au travers de la quantification des échanges le long du continuum sous-sol / sol / atmosphère. Les études hydrogéologiques sont souvent basées sur des données ponctuelles issues de forages ou de sondages géotechniques. La mesure des propriétés physiques du sous-sol par la géophysique constitue un apport d'informations majeur pour répondre à ces questions notamment en permettant de spatialiser les informations grâce à des cartographies ou des profils. On peut relier ces propriétés physiques à des caractéristiques structurales du milieu, à des caractéristiques hydriques voire à des caractéristiques mécaniques.

L'étude de propriétés électriques par des méthodes électriques ou électromagnétiques permet la caractérisation structurale du sous-sol. En particulier, la tomographie de résistivité électrique (ERT) est très utilisée pour estimer la résistivité électrique (ρ) sur un profil du sous-sol et à partir des contrastes observés en déduire la présence de différents compartiments (*e.g.* Dahlin, 2001 ; Francés *et al.*, 2014). Les méthodes électromagnétiques dans le domaine fréquentiel (FDEM) sont fréquemment utilisées pour réaliser des cartographies ou des profils de résistivité électrique sur les quelques premiers mètres du sous-sol (*e.g.* Cavalcante Fraga *et al.*, 2019). Les méthodes électromagnétiques dans le domaine temporel (TDEM) sont elles plutôt utilisées pour réaliser des sondages de résistivité électrique (*e.g.* Behroozmand *et al.*, 2017).

Les propriétés électromagnétiques (la résistivité électrique ρ , la permittivité diélectrique ε et la susceptibilité magnétique κ) du sous-sol sont une source d'informations importante dans l'étude des formations superficielles notamment pour l'hydrogéologie, la pédologie et l'archéologie dans le domaine fréquentiel. Les méthodes électromagnétiques inductives (EMI), si elles sont principalement utilisées pour la quantification de la résistivité

électrique, sont également sensibles aux propriétés diélectriques et magnétiques. Il est donc intéressant de développer une interprétation multi-paramètres de ces mesures EMI. La méthode TDEM est particulièrement intéressante puisqu'elle permet une mesure qui peut être considérée comme étant une superposition de mesures fréquentielles dans une gamme qui peut aller de quelques centaines de Hz à 1 MHz selon la rapidité de coupure du courant et la durée d'observation. On a ainsi une mesure où sont superposés les effets des trois propriétés électromagnétiques, la sensibilité à chacun d'entre elles dépend principalement de la géométrie du dispositif d'acquisition.

La méthode TDEM est utilisée pour caractériser les propriétés magnétiques des sols : en effet, dans une configuration avec des solénoïdes de quelques centimètres à des dizaines de centimètres de diamètre, la méthode TDEM est quasi-exclusivement sensible à la viscosité magnétique ([Thiesson et al., 2007](#)), on appelle ces dispositifs des viscosimètres, alors que lorsqu'on utilise des boucles de plusieurs centaines de mètres de côté, seule la résistivité électrique influence la mesure de manière significative (sauf pour des terrains présentant des propriétés magnétiques ou diélectriques extrêmes, [Kozhevnikov et Antonov \(2012a\)](#) ; [Gaucher et Smith \(2017\)](#)). Dans le cas particulier de l'utilisation de boucles de quelques mètres de côté, la mesure TDEM est sensible aux trois paramètres électromagnétiques simultanément.

Le contenu hautes fréquences, que l'on mesure principalement avec des dispositifs à petites boucles, influence principalement les temps courts juste après la coupure du courant. Il ne peut pas être expliqué uniquement grâce aux propriétés électromagnétiques du sous-sol, le bruit issu du dispositif d'acquisition participe au signal mesuré.

Ainsi, l'objet de cette thèse est de développer, pour une prospection de proche surface, une méthodologie pour l'exploitation multi-paramètres de la mesure TDEM acquise avec un dispositif à petites boucles. Un premier objectif est de concevoir un dispositif de petite taille qui permette d'acquérir une courbe de décroissance TDEM dont on pourra extraire un modèle de résistivité électrique. Pour cela, il faudra adapter des boucles d'émission et de réception à un dispositif de mesure existant. Il faut s'assurer que leurs caractéristiques sont compatibles, c'est-à-dire s'assurer de l'adaptation d'impédance des boucles d'émission

et de réception, entre elles mais aussi avec le sol.

On s'intéresse particulièrement aux temps courts, déformés par la réponse du système de mesure, et aux temps longs, déformés par l'influence de la viscosité magnétique voire de la permittivité diélectrique.

Les contributions de ces paramètres sont dans ce cas superposées dans la mesure et le défi sera donc de développer une méthodologie pour séparer efficacement les effets des trois propriétés tout en prenant en considération la réponse du système d'acquisition sur lui-même, qui est particulièrement importante pour ces dispositifs à petite boucles.

Des éléments de théorie de l'électromagnétisme ainsi que la description de la méthode TDEM et les particularités de son application avec un dispositif d'acquisition à petites boucles sont apportés dans le premier chapitre.

Le deuxième chapitre traite de la modélisation de l'interaction entre les boucles d'émission et de réception. Il s'agit de réaliser la meilleure estimation possible de la réponse propre du système pour pouvoir ultérieurement l'intégrer dans l'inversion, et conserver le maximum d'informations issues du sous-sol en filtrant la réponse du système.

Le troisième chapitre présente une stratégie d'acquisition particulière développée afin de séparer les contributions à la mesure des propriétés électriques de celles des propriétés diélectriques et magnétiques.

Enfin le quatrième chapitre présente le premier prototype réalisé pour ces mesures multi-paramètres de TDEM à petites boucles ainsi que les premières mesures réalisées avec celui-ci.

CHAPITRE I

État de l'art

Sommaire

I.1	Concepts généraux de l'électromagnétisme	6
I.2	Caractéristiques des propriétés électromagnétiques du sous-sol	10
I.2.a	Conductivité électrique	10
	Mécanismes de conduction électrique dans le sous-sol	10
	Lois de comportement	12
I.2.b	Permittivité diélectrique	14
	Mécanismes de polarisation diélectrique dans le sous-sol	14
	Lois de comportement	16
I.2.c	Perméabilité magnétique	18
	Mécanisme d'acquisition des propriétés magnétiques des sols	18
	Loi de comportement	22
I.3	La méthode TDEM	22
I.3.a	Principe général de la méthode	23
I.3.b	Application de la méthode géophysique TDEM pour une étude hydrogéologique à l'échelle régionale	30
I.3.c	Spécificités des dispositifs à petites boucles	44
	Dispositifs existants	44
	Influence de la viscosité magnétique	46
	Influence de la permittivité diélectrique	47
I.3.d	Conséquences de l'approche multi-paramètres sur le problème d'équi- valence	48
I.4	Conclusion sur l'état de l'art	50

I.1 Concepts généraux de l'électromagnétisme

Les méthodes géophysiques électromagnétiques, dont fait partie la méthode TDEM, sont basées sur l'étude de la propagation des ondes électromagnétiques dans le sous-sol. Les propriétés électriques, diélectriques et magnétiques du sous-sol influencent les caractéristiques de cette propagation (vitesse, atténuation, ...). La connaissance de ces propriétés permet d'en déduire certaines caractéristiques physiques du sous-sol telles que la lithologie, la porosité ou encore la saturation des terrains qui le constituent.

Les relations qui décrivent la propagation des champs électromagnétiques en fonction des sources et des propriétés électromagnétiques du milieu ont été énoncées par Maxwell à partir des travaux, entre autres, d'Ampère, Faraday et Gauss. Le comportement des champs électromagnétiques dans un milieu localement homogène décrit par les équations de Maxwell ([Maxwell, 1865](#)) s'écrit :

$$\begin{aligned}
 \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} && \text{(Loi de Faraday)} \\
 \nabla \times \mathbf{H} &= \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J}_c = \mathbf{J}_d + \mathbf{J}_c && \text{(Loi d'Ampère-Maxwell)} \\
 \nabla \cdot \mathbf{D} &= \rho_v && \text{(Loi de Gauss pour le champ électrique)} \\
 \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0 && \text{(Loi de Gauss pour le champ magnétique)}
 \end{aligned} \tag{I.1}$$

où :

$\mathbf{E}$ est le champ électrique (en V/m)

$\mathbf{H}$ est le champ d'excitation magnétique (en A/m)

$\mathbf{D}$ est le déplacement diélectrique (en C/m²)

$\mathbf{B}$ est le champ d'induction magnétique (en Wb/m² ou T)

ρ_v est la densité volumique de charges électriques (en C/m³). On peut considérer à l'échelle macroscopique que $\rho_v = 0$, il y a autant de charges positives que de charges négatives.

$\mathbf{J}_c$ est la densité de courant de conduction (en A/m²)

$\mathbf{J}_d$ est la densité de courant de déplacement (en A/m²)

On peut également définir une densité de courant total $\mathbf{J}_t$:

$$\mathbf{J}_t = \mathbf{J}_c + \mathbf{J}_d \quad (\text{I.2})$$

Ces équations (I.1) sont liées entre elles par des équations constitutives qui dépendent des propriétés physiques du milieu dans lequel se propage le champ étudié :

$$\begin{aligned} \mathbf{J}_c &= \sigma^*(x, y, z, \omega, \dots) \cdot \mathbf{E} \\ \mathbf{D} &= \varepsilon^*(x, y, z, \omega, \dots) \cdot \mathbf{E} \\ \mathbf{B} &= \mu^*(x, y, z, \omega, \dots) \cdot \mathbf{H} \end{aligned} \quad (\text{I.3})$$

Ces trois propriétés physiques, la conductivité électrique σ^* , la permittivité diélectrique ε^* , la perméabilité magnétique μ^* , dépendent de la position (x, y, z) de la mesure dans le milieu, la fréquence ($\omega = 2\pi \times f$, la pulsation correspondant à la fréquence f), mais aussi les conditions physiques du milieu telles que la température ou la pression.

La conductivité électrique complexe $\sigma^* = \sigma' + i\sigma''$ ¹ est exprimée en S/m. On parle également souvent de résistivité électrique ρ^* , en Ωm qui est l'inverse de la conductivité électrique $\rho^* = \frac{1}{\sigma^*}$.

La permittivité diélectrique complexe $\varepsilon^* = \varepsilon' - i\varepsilon''$ est exprimée en F/m. La partie réelle est souvent exprimée par la permittivité diélectrique relative (ε_r)² et la permittivité diélectrique dans le vide ε_0 : $\varepsilon' = \varepsilon_r \varepsilon_0$ avec $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ F/m. La partie imaginaire de la permittivité diélectrique correspond elle à la dissipation d'énergie causée par le déplacement ou la réorientation des particules chargées. On peut donc la décomposer selon les pertes liées à la conductivité électrique (ε_c'') et les pertes diélectriques (ε_d'') : $\varepsilon'' = \varepsilon_c'' + \varepsilon_d''$.

La perméabilité magnétique complexe $\mu^* = \mu' + i\mu''$ est exprimée en H/m. Dans ce cas également, on exprime souvent la perméabilité magnétique relative (μ_r^*) en fonction de

1. $i = \sqrt{-1}$

2. On parle aussi de constante diélectrique

la perméabilité magnétique du vide μ_0 : $\mu^* = \mu_0 \cdot \mu_r^*$ avec $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m. Pour évoquer les propriétés magnétiques de matériaux, il est également très courant de parler de leur susceptibilité magnétique volumique complexe κ^* : $\mu^* = \mu_0 \cdot (1 + \kappa^*)$ où $\kappa^* = \kappa_{ph} - i\kappa_{qu}$. Dans la suite, on parlera de la susceptibilité magnétique pour la partie en phase κ_{ph} et de viscosité magnétique pour la partie en quadrature κ_{qu} .

Ainsi, pour un milieu isotrope, homogène on obtient :

$$\begin{aligned}\mathbf{J}_c &= \sigma^*(\omega) \cdot \mathbf{E} = [\sigma'(\omega) + i\sigma''(\omega)] \cdot \mathbf{E} \\ \mathbf{D} &= \varepsilon^*(\omega) \cdot \mathbf{E} = [\varepsilon'(\omega) - i\varepsilon''(\omega)] \cdot \mathbf{E} \\ \mathbf{B} &= \mu^*(\omega) \cdot \mathbf{H} = [\mu'(\omega) + i\mu''(\omega)] \cdot \mathbf{H}\end{aligned}\tag{I.4}$$

On considère ici les parties réelles et imaginaires de σ^* , ε^* et μ^* comme des paramètres dispersifs, *i.e.* qui varient avec la fréquence.

En intégrant ces équations constitutives dans les équations de Maxwell dans le domaine de Fourier, on obtient pour un milieu homogène :

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{E} &= -i\omega\mu^*(\omega).\mathbf{H} && \text{(Loi de Faraday)} \\ \nabla \times \mathbf{H} &= i\omega\varepsilon^*(\omega) + \sigma^*(\omega).\mathbf{E} && \text{(Loi d'Ampère-Maxwell)} \\ \varepsilon^*(\omega).(\nabla \cdot \mathbf{E}) &= 0 && \text{(Loi de Gauss pour le champ électrique)} \\ \mu^*(\omega).(\nabla \cdot \mathbf{H}) &= 0 && \text{(Loi de Gauss pour le champ magnétique)}\end{aligned}\tag{I.5}$$

On peut alors exprimer le courant total en terme de conductivité électrique et de permittivité diélectrique complexes :

$$\begin{aligned}\mathbf{J}_t &= \mathbf{J}_c + \mathbf{J}_d \\ &= [\sigma^*(\omega) + i\omega\varepsilon^*(\omega)].\mathbf{E} \\ &= \left[\left(\sigma'(\omega) + i\sigma''(\omega) \right) + i\omega \left(\varepsilon'(\omega) - i\varepsilon''(\omega) \right) \right] \cdot \mathbf{E} \\ &= \left[\left(\sigma'(\omega) + \omega\varepsilon''(\omega) \right) + i\omega \left(\varepsilon'(\omega) + \frac{\sigma''(\omega)}{\omega} \right) \right] \cdot \mathbf{E}\end{aligned}\tag{I.6}$$

On mesure en pratique les parties réelle et imaginaire de la densité de courant, que l'on exprime en terme de conductivité effective et de permittivité effective qui sont ceux

réellement mesurés :

$$\begin{aligned}\sigma'_{eff}(\omega) &= \sigma'(\omega) + \omega\varepsilon''(\omega) \\ \varepsilon'_{eff}(\omega) &= \varepsilon'(\omega) + \frac{\sigma''(\omega)}{\omega}\end{aligned}\tag{I.7}$$

Selon la convention adoptée, on peut considérer indifféremment la permittivité diélectrique complexe ou la conductivité électrique complexe définies comme suit :

$$\begin{aligned}\sigma^*_{eff}(\omega) &= \sigma'_{eff}(\omega) + i\omega\varepsilon'_{eff}(\omega) \\ \varepsilon^*_{eff}(\omega) &= \varepsilon'_{eff}(\omega) - i\frac{\sigma'_{eff}(\omega)}{\omega}\end{aligned}\tag{I.8}$$

On peut alors exprimer la densité de courant totale selon le champ appliqué $\mathbf{E}$

$$\mathbf{J}_t = \sigma^*_{eff}(\omega) \cdot \mathbf{E} = i\omega\varepsilon^*_{eff}(\omega) \cdot \mathbf{E}\tag{I.9}$$

En combinant les équations de Maxwell, on peut montrer que le champ électrique $\mathbf{E}$ et le champ magnétique $\mathbf{H}$ vérifient tous les deux l'équation de Helmholtz :

$$\begin{aligned}\Delta\mathbf{H} + k^2\mathbf{H} &= 0 \\ \Delta\mathbf{E} + k^2\mathbf{E} &= 0\end{aligned}\tag{I.10}$$

où k est le nombre d'onde complexe défini par :

$$k^2 = \mu^*(\omega)[\varepsilon^*(\omega)\omega^2 - i\sigma^*(\omega)\omega]\tag{I.11}$$

En utilisant les paramètres effectifs définis précédemment, le nombre d'onde peut s'écrire :

$$k^2 = -i\omega\mu^*(\omega)\sigma^*_{eff}(\omega)\tag{I.12}$$

Les deux termes du nombre d'onde k^2 (Eq. I.11) dépendent de la fréquence mais dans des proportions différentes. Le terme contenant la conductivité électrique est lié à ω alors que le terme contenant la permittivité diélectrique est lié à ω^2 . Selon la gamme de fréquence de la mesure, l'un ou l'autre des termes peut devenir négligeable.

Ainsi, aux basses fréquences ($f < 100$ kHz), les courants de déplacement sont

beaucoup plus faibles que les courants de conduction, soit $i\sigma^*(\omega)\omega \gg \varepsilon^*(\omega)\omega^2$, on a alors $k^2 \approx -i\mu^*(\omega)\sigma^*(\omega)\omega$. On se trouve dans le régime diffusif où la conductivité électrique est le paramètre physique principal qui influencera la mesure.

Aux fréquences intermédiaires entre 100 kHz et 10 MHz, on ne peut faire aucune simplification. La mesure est influencée simultanément par la conductivité électrique et la permittivité diélectrique. Il est possible de mesurer ces deux paramètres à ces fréquences avec la méthode électromagnétique ([Kessouri, 2012](#)).

Aux hautes fréquences ($f > 10$ MHz), $\varepsilon^*(\omega)\omega^2 > i\sigma^*(\omega)\omega$: on se trouve en régime propagatif (ou diélectrique). En pratique, avec la méthode TDEM avec des boucles de quelques centaines de mètres jusqu'à quelques mètres de côté, on ne mesure pas avant $1 \mu\text{s}$ (*i.e.* on ne dépasse pas 1 MHz) et on ne sera donc jamais dans le cadre du régime propagatif.

I.2 Caractéristiques des propriétés électromagnétiques du sous-sol

I.2.a Conductivité électrique

Mécanismes de conduction électrique dans le sous-sol

La conductivité électrique (σ) d'un matériau caractérise sa capacité à laisser circuler les charges électriques et donc à conduire un courant électrique. La conductivité électrique du sous-sol est liée à plusieurs phénomènes : la conduction électronique et la conduction électrolytique.

La *conduction électronique* est due à un déplacement d'électrons, soit par des mécanismes électrochimiques et de transfert de charge soit par un phénomène de diffusion. Ce phénomène de conduction électronique peut être très important dans des milieux particuliers où on trouve des conducteurs métalliques tels que des oxydes de fer ou des sulfures.

Dans la grande majorité des cas en revanche, les minéraux qui constituent le sous-sol sont de mauvais conducteurs et leur conductivité électrique est donc très faible, autour de

10^{-10} S/m. La conductivité électrique d'une roche ou d'un sol est donc essentiellement liée à la *conduction électrolytique*. Celle-ci est liée au déplacement des ions dans l'électrolyte. Le courant électrique circule principalement dans le sous-sol grâce au déplacement d'ions dans l'eau présente dans les pores. Ainsi, la conductivité électrique du sous-sol dépend du transport des ions et donc du type d'ions, de leur concentration dans l'électrolyte, de la saturation du milieu ainsi que de la température. Le réseau des pores est également un paramètre important pour déterminer la conductivité électrique d'un milieu. La porosité, mais aussi la forme et la connectivité du réseau poreux sont déterminants pour permettre le déplacement du fluide et des ions qu'il contient. Les mesures de résistivité électrique sont donc influencées par un grand nombre de caractéristiques physiques du milieu et peuvent ainsi permettre de déterminer la lithologie, la saturation ou encore la salinité des fluides présents (Tableau I.1).

Lithologie du terrain	Résistivité électrique (Ωm)
Terre arable	50-100
Argiles	1-100
Limon	15-150
Graviers	100-600
Sable	500-5000
Roche altérée	100-1000
Grès	200-8000
Calcaire	500-10000
Granite	200-100000

Tableau I.1 : *Ordre de grandeur de résistivité électrique pour des terrains de nature différente. D'après Milsom (2005)*

Ces éléments ont une influence sur la conductivité volumique du milieu mais il existe d'autres mécanismes qui se produisent à l'interface entre les grains solides du milieu et le fluide qui créent une conductivité de surface. Cette conductivité de surface est liée à l'existence d'une double couche électrochimique à la surface de certains minéraux, en particulier les minéraux argileux. Ceux-ci présentent des anions adsorbés à leur surface. En raison du principe d'électroneutralité, des cations libres dans le fluide des pores se concentrent près de la surface des minéraux et se déplacent tangentielllement à la surface des grains solides. Cette disposition particulière des ions est décrite notamment par Gouy (1910) et Chapman (1913) qui proposent un modèle avec une couche électrochimique unique diffuse où la concentration ionique dans l'électrolyte décroît avec la distance à la

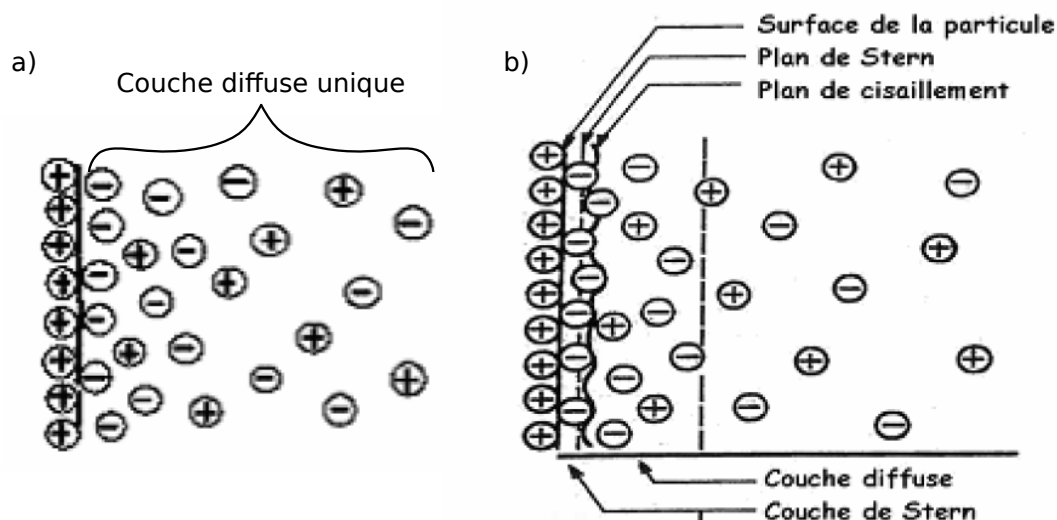


Figure I.1 : a) Modèle de la double couche électrique de Gouy-Chapman avec une seule couche diffuse b) Modèle de Stern avec une première couche de largeur fixe et une deuxième couche diffuse qui correspond à celle du modèle de Gouy-Chapman. D'après [Shaw \(1992\)](#)

surface des grains jusqu'à atteindre la concentration de l'électrolyte libre (Figure I.1a). Ce modèle a ensuite été amélioré par [Stern \(1924\)](#) qui prend en compte la taille des ions adsorbés et qui considère l'influence de ces ions sur une distance limitée. Ainsi, Stern propose un modèle de double couche où la première est une couche fixe et la seconde une couche diffuse (Figure I.1b). Il est important de noter que l'importance de cette conductivité de surface dans la conductivité globale du milieu est directement liée à la taille des grains solides. En effet, plus les grains sont petits plus la surface spécifique des minéraux est grande ce qui favorise ce phénomène.

Lois de comportement

L'influence de ces paramètres sur la résistivité du sous-sol est synthétisée pour des formations *sans argiles*³ dans des formules empiriques telles que la loi d'Archie ([Archie, 1942](#)) :

$$\rho = a\phi^{-m}S_w^{-n}\rho_w \quad (\text{I.13})$$

avec :

ρ la résistivité électrique totale de la formation (en Ωm)

3. La loi d'Archie ne considère donc que la conductivité volumique du milieu

- ϕ la porosité de la formation (sans dimension)
- S_w la saturation en fluide de la formation (sans dimension)
- ρ_w la résistivité électrique de la solution (en Ωm)
- a facteur de tortuosité (sans dimension)
- n exposant de saturation (sans dimension)
- m coefficient de cimentation (sans dimension)

Il convient donc de compléter l'équation I.13 pour les milieux argileux en ajoutant la conductivité surfacique à la conductivité volumique en utilisant par exemple les équations proposées par [Simandoux \(1963\)](#) ou [Waxman et Smits \(1968\)](#). En effet, pour des milieux argileux où la salinité est faible, la conductivité surfacique peut devenir prédominante. La formule de Waxman-Smits s'écrit :

$$\rho = \frac{\phi^{-m} S_w^{-n}}{\frac{1}{\rho_w} + \frac{Q_v B}{S_w}} \quad (\text{I.14})$$

avec :

- ρ la résistivité électrique totale de la formation (en Ωm)
- ϕ la porosité de la formation (sans dimension)
- S_w la saturation en fluide de la formation (sans dimension)
- ρ_w la résistivité électrique de la solution (en Ωm)
- n exposant de saturation (sans dimension)
- m coefficient de cimentation (sans dimension)
- Q_v concentration de cation par unité de volume de pore (en equiv/L)
- B mobilité moyenne des cations adsorbés à la surface des minéraux argileux (en Sm^2/equiv)

La température a également une influence sur la conductivité électrolytique. La viscosité du fluide, souvent de l'eau, diminue avec l'augmentation de la température, ce qui facilite le déplacement des ions et augmente la conductivité électrique. Il existe donc

des équations qui permettent de corriger l'influence de la température sur la conductivité du milieu ([Arps, 1953](#) ; [Keller et Frischknecht, 1966](#)) pour se rapporter à une température de référence (T_0).

$$\sigma(T) = \sigma(T_0) \times (1 + 0.02(T - T_0)) \quad (\text{I.15})$$

avec T la température en degrés Kelvin (ou Celsius).

C'est un paramètre qu'il est en particulier important de considérer lors d'un suivi temporel ou il s'agit, par exemple, d'identifier des variations de saturation dans le sous-sol. Les variations de température doivent être corrigées pour éviter de mauvaises interprétations.

I.2.b Permittivité diélectrique

Mécanismes de polarisation diélectrique dans le sous-sol

La permittivité diélectrique (ε) est la seconde propriété électrique du milieu à considérer. Elle est liée aux mécanismes de polarisation diélectrique du milieu *i.e.* de déplacement local ou de réorientation de charges liées lors de l'application d'un champ électrique.

Les mécanismes de polarisation diélectrique sont très dépendants de la fréquence du champ électrique appliqué lors de la mesure. En effet, les charges liées ont plus de difficultés à se réorienter avec les variations du champ lorsque la fréquence augmente. Cet effet peut être accentué selon la masse des porteurs de charge. On peut donc différencier plusieurs mécanismes de polarisation dipolaire chacun associé à un temps de relaxation qui indique la fréquence maximale à laquelle on peut observer chaque mécanisme. Sous cette fréquence, la contribution du mécanisme d'intérêt à la mesure de permittivité diélectrique est constante. Les mécanismes qui se produisent aux plus hautes fréquences sont les mécanismes de polarisation électronique et atomique dont les fréquences de relaxation sont supérieures à 10^{10} Hz. Aux fréquences inférieures (au dessus du GHz), il s'agit du mécanisme de polarisation dipolaire qui consiste à une réorientation des molécules dipolaires et donc en particulier de l'eau libre du sous-sol. Les fréquences de relaxation liées à ce phénomène sont supérieures au GHz. Enfin, aux plus basses fréquences (inférieures au GHz) on trouve le mécanisme de la polarisation d'interface qui, selon la fréquence peut être dû à la

polarisation de Maxwell-Wagner, à la polarisation de membrane liée à la double-couche électrique présente à la surface de certains minéraux, à la polarisation d'orientation de l'eau adsorbée pour des fréquences inférieures au MHz, ou, si la mesure nécessite un contact galvanique, à la polarisation d'électrodes. Les différents mécanismes de polarisation et les gammes de fréquence associées sont décrits sur la figure I.2. Les fréquences atteintes

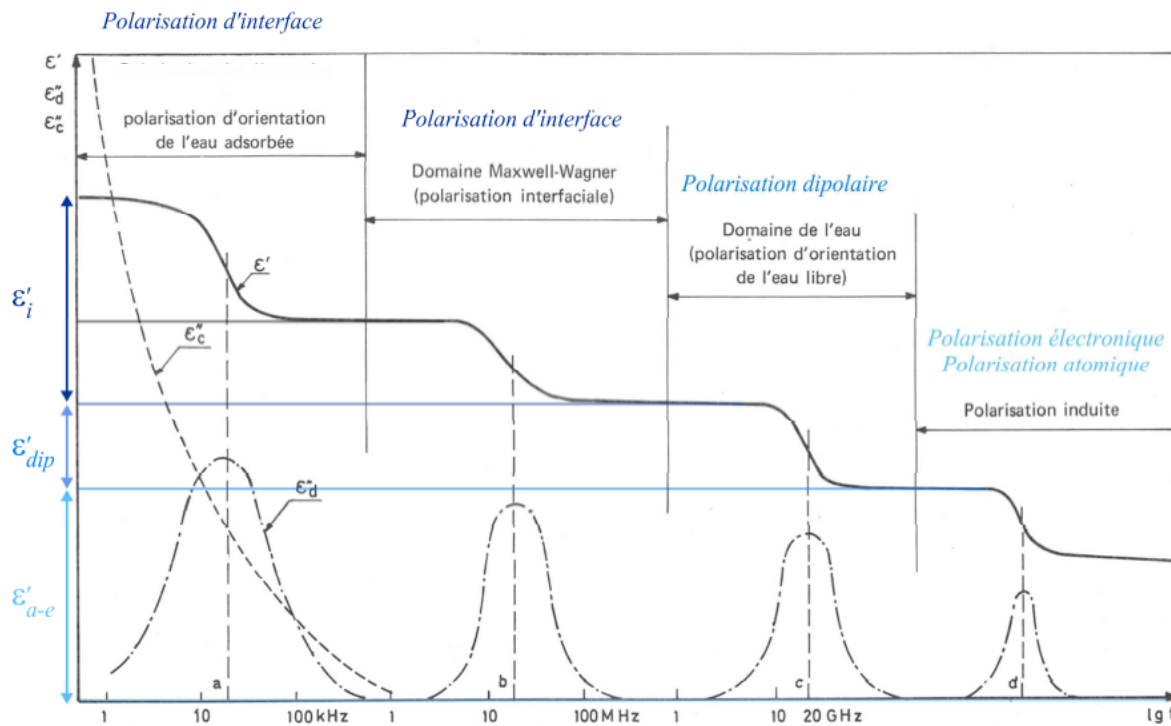


Figure I.2 : Représentation schématique des variations de permittivité diélectrique réelle (ϵ') et imaginaire (ϵ'') décomposée en pertes diélectrique (ϵ''_d) et influence de la conductivité électrique (ϵ''_c). Les différents mécanismes de polarisation diélectrique sont également représentés en fonction de la fréquence. D'après [Kessouri \(2012\)](#)

en TDEM et qui seront considérées dans ce manuscrit sont généralement dans la gamme allant de quelques kHz à 1 MHz. Pour ces fréquences, les mécanismes de polarisation diélectrique qui contribuent à la valeur de la permittivité diélectrique sont les mécanismes de polarisation d'interface, en particulier la polarisation de Maxwell-Wagner.

La polarisation de Maxwell-Wagner est un phénomène qui se produit dans un milieu contenant plusieurs phases : solide, liquide et/ou gazeux. La présence de différentes phases crée des discontinuités (*e.g.* paroi des pores, limites des plaquettes d'argiles) dans le milieu qui sont des pièges pour les charges électriques. L'application d'un champ électrique induit un déplacement des ions (les porteurs de charge) qui vont s'accumuler dans ces pièges

et polariser le milieu en créant des dipôles électriques. Après l'arrêt du champ électrique imposé, ces charges vont retourner vers leur position d'équilibre initial avec un temps de relaxation qui va dépendre notamment de la taille des pores, de l'encombrement des ions en présence ou encore de la quantité de particules chargées présentes dans le milieu. La polarisation de membrane peut également avoir un effet sur la permittivité diélectrique dans cette gamme de fréquence. Les fréquences de relaxation pour ces phénomènes sont cependant beaucoup plus faibles, de l'ordre du mHz. Le mécanisme qui est donc le plus fréquent dans la gamme de fréquences du TDEM est la polarisation de Maxwell-Wagner.

Minéral	Constante diélectrique		
	Olhoeft (1979) 1 MHz	Keller (1989) 100 à 500 MHz	Ficai (1959) 2.5 Hz
Calcite	6,4-8,8	7,8-8,5	
Quartz	4,5	4,19-5,0	
Kaolinite	11,8		5,24
Montmorillonite	10		8,44
Illite	207		10,41

Tableau I.2 : Valeurs de permittivité diélectriques relatives mesurées à différentes fréquences pour différents minéraux dont trois minéraux argileux. D'après [Comparon \(2005\)](#)

Lois de comportement

La permittivité diélectrique étant un paramètre dispersif, la modélisation de son comportement doit dépendre de la fréquence. Le modèle le plus simple pour décrire la relaxation d'un milieu homogène est le modèle de [Debye \(1929\)](#) établi par analogie avec un circuit RC équivalent (Figure I.3). Le modèle de Debye est construit pour un milieu où les courants de conduction sont nuls ($J_c = 0$) et on peut donc représenter le sol comme un condensateur. Dans ce circuit le comportement aux hautes fréquences est représenté par la branche du circuit qui comporte le seul condensateur C_∞ et les hautes fréquences sur la branche $C_1 R_1$. Le courant I sur le circuit de la figure s'exprime avec les lois de Kirchhoff :

$$\begin{aligned}
 I(\omega) &= I_\infty(\omega) + I_1(\omega) \\
 &= \frac{V(\omega)}{Z_{C_\infty}} + \frac{V(\omega)}{(Z_{C_1} + R_1)} \\
 &= i\omega \left[C_\infty + \frac{C_1}{1 + i\omega R_1 C_1} \right] V(\omega)
 \end{aligned} \tag{I.16}$$

Pour établir le modèle de Debye repartons des équations de Maxwell (Eq. I.1) et de

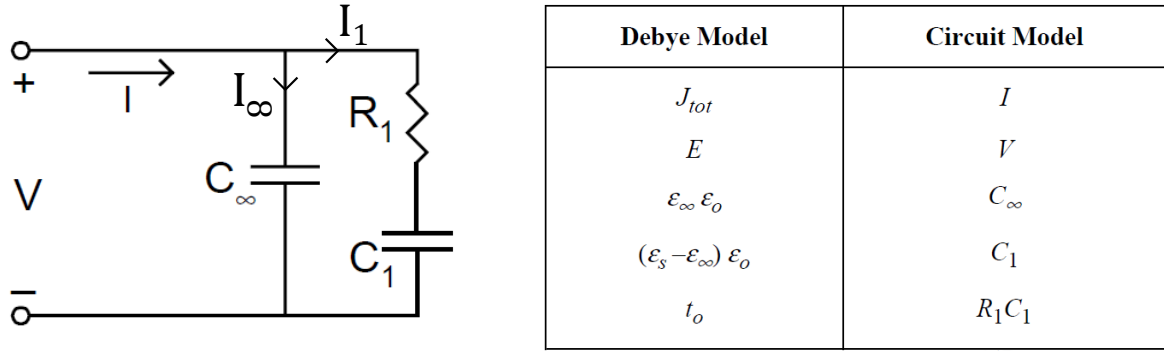


Figure I.3 : Circuit électrique équivalent pour le modèle de Debye et correspondance entre les paramètres du modèle de circuit électrique et le modèle de Debye.

l'expression du courant total (Eq. I.2) :

$$\begin{aligned}
 J_t(\omega) &= J_d(\omega) + J_c(\omega) \\
 J_d(\omega) &= i\omega \epsilon^*(\omega) \\
 J_c(\omega) &= \sigma^*(\omega) \mathbf{E} = 0
 \end{aligned}
 \tag{I.17}$$

Dans le cadre du modèle de Debye, on se place dans une situation où les courants de déplacement sont dominants et où on considère que $J_t(\omega) = J_d(\omega)$. Et on a donc par analogie avec le circuit RC (Figure I.3) :

$$\begin{aligned}
 J_t(\omega) &= J_d(\omega) = i\omega \epsilon^*(\omega) \\
 &= i\omega \epsilon_0 \left[\epsilon_{\infty} + \frac{\epsilon_s - \epsilon_{\infty}}{1 + i\omega \tau_0} \right] \mathbf{E}
 \end{aligned}
 \tag{I.18}$$

avec :

ϵ_0 : permittivité diélectrique du vide

ϵ_{∞} : permittivité diélectrique relative du milieu aux plus hautes fréquences

ϵ_s : permittivité diélectrique relative du milieu aux plus basses fréquences

τ_0 : constante de relaxation pour le milieu homogène (en s)

On obtient ainsi l'expression du modèle de Debye :

$$\epsilon_r(\omega) = \epsilon_{\infty} + \frac{\epsilon_s - \epsilon_{\infty}}{1 + i\omega \tau_0}
 \tag{I.19}$$

Cependant, on observe une variation par rapport à la constante de relaxation liée à la géométrie du milieu que le modèle de Debye ne permet pas de prendre en compte. Cole et Cole (1941) ont proposé une modification de la formule qui permet de prendre en compte ce phénomène. Ce modèle a été modifié en ajoutant un paramètre α qui décrit la distribution des temps autour du temps de relaxation τ_0 du mécanisme de polarisation :

$$\varepsilon_r(\omega) = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (i\omega\tau_0)^{1-\alpha}} \quad (\text{I.20})$$

Le coefficient α est compris entre 0 et 1, plus α est proche de 0 et plus la distribution des temps est resserrée autour de la constante de temps de relaxation τ_0 . Il existe d'autres modèles de comportement de la permittivité diélectrique. Selon la convention adoptée, il existe également des modèles équivalents de conductivité complexe qui décrivent des phénomènes équivalents et qui sont plus couramment utilisés lors de mesures aux basses fréquences (*cf.* Eq. I.8 et I.9). Notamment, le modèle de Pelton *et al.* (1978) dérivé du modèle Cole-Cole et qui sera utilisé pour décrire les phénomènes de polarisation dans ce manuscrit :

$$\rho^*(\omega) = \rho_0 \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right] \quad (\text{I.21})$$

avec :

m : la chargeabilité du milieu (en mV/V)

c : la dépendance fréquentielle (sans dimension)

τ : la constante de temps (en s)

ρ^* : la résistivité complexe (en Ωm)

ρ_0 : la résistivité électrique en courant continu (en Ωm)

ω : la pulsation (en rad/s) avec $\omega = 2\pi f$ (f la fréquence en Hz)

I.2.c Perméabilité magnétique

Mécanisme d'acquisition des propriétés magnétiques des sols

La perméabilité magnétique (μ) est une propriété physique intrinsèque d'un matériau. Elle caractérise la distribution des lignes de flux du champ magnétique traversant un matériau. Ainsi, la perméabilité magnétique s'exprime en fonction de l'induction magnétique

B et de l'intensité du champ magnétique H (ou champ d'excitation magnétique) (équation 1.3).

L'aimantation des matériaux permet également de caractériser le comportement magnétique des matériaux à l'échelle macroscopique. On s'intéresse en particulier à la réponse du matériaux lors de leur exposition à un champ faible. L'aimantation acquise lors de cette opération est proportionnelle au champ appliqué et ce coefficient de proportionnalité est la susceptibilité magnétique. L'aimantation macroscopique est liée à l'échelle de la particule au spin (qui correspond au moment angulaire intrinsèque de la particule). Les matériaux peuvent être classés en 3 groupes principaux en fonction de leur valeur de susceptibilité magnétique : les matériaux diamagnétiques (*e.g.* eau, sel, quartz, calcite) qui présentent une susceptibilité négative très faible (de l'ordre de -1×10^{-5} SI), les matériaux paramagnétiques (aluminium, olivine) qui possèdent une susceptibilité positive faible (de l'ordre de 1 à 50×10^{-5} SI) et les matériaux ferromagnétiques au sens large (magnétite, hématite) dont la gamme de valeurs de susceptibilité magnétique très large peut aller de 50 à $500\,000 \times 10^{-5}$ SI. Ce sont ces minéraux ferromagnétiques qui sont à l'origine du signal magnétique des sols.

Ceux-ci présentent, sous leur température de Curie, une forte aimantation positive induite en présence d'un champ extérieur et peuvent porter une aimantation rémanente. Trois types de minéraux ferromagnétiques sont distingués :

1. les ferromagnétiques au sens strict qui ne possèdent qu'un seul type de site magnétique, *i.e.* tous les moments magnétiques présentent la même orientation.
2. les ferrimagnétiques qui ont un comportement proche des ferromagnétiques, mais où existent deux types de site magnétique avec des moments magnétiques antiparallèles (*i.e.* où l'orientation des spins est alternée) avec toutefois un des sites (orientation) qui prédomine
3. les minéraux antiferromagnétiques qui présentent eux aussi des moments antiparallèles, mais dans ce cas il n'y a pas de prédominance, les moments se compensent et le moment magnétique macroscopique est donc nul.

Pour un échantillon ferromagnétique ou ferrimagnétique, l'orientation des moments magnétiques n'est pas toujours la même sur tout l'échantillon. Ces domaines où le moment

magnétique est orienté de la même façon constituent des domaines de Weiss, séparés par des parois de Bloch où on observe une rotation progressive des moments magnétiques passant d'un domaine à l'autre (Figure I.4). Les petits grains ferromagnétiques ou ferrimagnétiques monodomaines très fins (1 à 10 nm) ont un comportement qui se rapproche du comportement des paramagnétiques (aimantation rémanente quasi nulle et aimantation induite modérée) et qu'on qualifie de superparamagnétique.

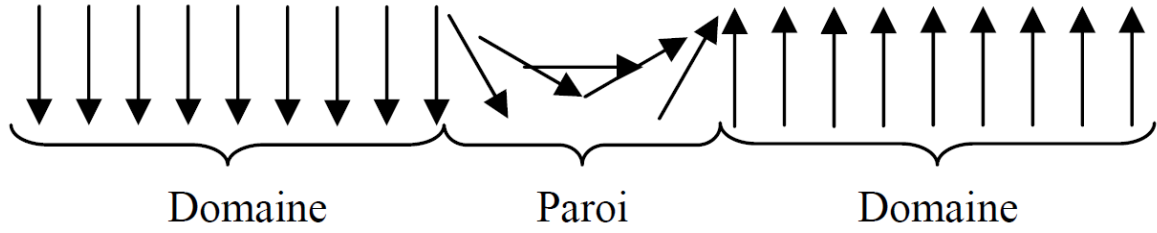


Figure I.4 : Représentation schématique de la rotation progressive des spins à la paroi de domaines d'orientations opposées. D'après [Thiesson \(2007\)](#)

Pour caractériser le comportement magnétique d'un matériau on parle souvent de la susceptibilité magnétique. La perméabilité magnétique relative (μ_r) et la susceptibilité magnétique (κ) sont reliées par une relation simple :

$$\mu_r = 1 + \kappa \quad (\text{I.22})$$

où la susceptibilité magnétique est une propriété complexe $\kappa = \kappa_{ph} - i\kappa_{qu}$. Dans la suite, on appellera la partie en phase κ_{ph} la susceptibilité magnétique et la partie en quadrature κ_{qu} la viscosité magnétique. La susceptibilité magnétique (κ_{ph}) varie avec la fréquence alors que des études expérimentales ([Dabas et al., 1992](#)) ont montré que pour les sols qui présentent une majorité de grains monodomaines, la viscosité est indépendante de la fréquence mais liée à la variation fréquentielle de la susceptibilité ([Mullins et Tite, 1973](#) ; [Dabas, 1989](#)) :

$$\frac{2}{\pi} \kappa_{qu} = - \frac{\delta \kappa_{ph}}{\delta (\ln \omega)} \quad (\text{I.23})$$

Ces études ont également montré que la théorie des grains monodomaines dispersés de [Néel \(1949\)](#) explique bien ces mesures obtenues sur les sols dont la taille des grains magnétiques est inférieure à 100 nm. Dans le cadre des études mentionnées ci-dessus, les sols sont en

majorité limoneux ou de la terre arable.

Mis à part le cas particulier des sols dont la roche mère est une roche volcanique telle que du basalte ou de la rhyolite la susceptibilité magnétique observée est plus importante que celle de la roche mère et décroît avec la profondeur ([Le Borgne, 1955](#)). Le signal magnétique des sols est principalement dû à la présence de magnétite (Fe_3O_4) ou de maghémite (Fe_2O_3). Plusieurs hypothèses sur l'origine de la maghémite dans les sols sont proposées par [Mullins \(1977\)](#) :

1. l'oxydation de la magnétite à basse température
2. la déshydratation de la lépidocrocite
3. la combustion d'oxydes de fer qui se transforme d'abord en magnétite qui peut ensuite devenir de la maghémite par le processus 1 lorsque le feu refroidit.
4. l'occurrence de cycles d'oxydo-réduction répétés dans les sols. Ce mécanisme proposé par [Le Borgne \(1955\)](#) expliquerait la formation de maghémite pédogène dans des sols bien aérés et riches en matière organique à partir d'oxydes ou hydroxydes de fer. Ceux-ci seraient réduits en conditions humides (ou saturées) puis réoxydés en conditions plus sèches.

Les deux premiers mécanismes semblent minoritaires puisque seuls les grains de magnétite de diamètre inférieur à $0.6\ \mu\text{m}$ s'oxydent en maghémite, les grains plus gros se transformeraient en hématite. La transformation de la lépidocrocite est également un mécanisme vraisemblablement rare d'une part parce que la lépidocrocite est rare dans les sols et d'autre part son hydratation a généralement lieu hors des conditions de stabilité de la maghémite. Le 4^e mécanisme est probablement le plus important pour expliquer la formation naturelle de maghémite dans les sols ([Heathcote, 1983](#) ; [Dabas, 1989](#)). Ces mécanismes pourraient être facilités par l'action de bactéries réductrices. D'autres bactéries dites magnétotactiles synthétisent de la magnétite et participent à l'augmentation du signal magnétique des sols ([Fassbinder et al., 1990](#) ; [Fassbinder et Stanjek, 1993](#)).

Loi de comportement

Les propriétés magnétiques des sols sont principalement issues de particules monodomaines de minéraux magnétiques. Le comportement de ces particules est décrit par la théorie de Néel (1949) :

$$\mu_r^*(\omega) = 1 + \left[-\kappa_{ph} \times \frac{\log\left(\frac{\omega}{f_0}\right)}{\sqrt{1 + \frac{\omega^2}{f_0^2}}} + i \left(-\kappa_{ph} \times \left(\frac{\pi}{2} - \arctan\left(\frac{\omega}{f_0}\right) \right) \right) \right] \quad (\text{I.24})$$

avec :

ω la pulsation du signal (en rad/s)

f_0 la fréquence de relaxation du mécanisme considéré (en Hz)

κ_{ph} la susceptibilité magnétique

μ_r^* la perméabilité relative du milieu

I.3 La méthode TDEM

La méthode géophysique électromagnétique dans le domaine temporel (TDEM) est utilisée pour des applications variées, principalement dans les domaines de l'industrie minière et de l'hydrogéologie. Les sondages TDEM permettent d'estimer la résistivité électrique du sous-sol. On peut ainsi obtenir, en multipliant les sondages, une distribution spatiale de la résistivité électrique dans le sous-sol et en tirer des informations sur la lithologie des terrains, la géométrie et la salinité des aquifères. Les méthodes électromagnétiques inductives sont particulièrement sensibles aux terrains conducteurs, la méthode TDEM est régulièrement employée avec succès dans des environnements salés (Goldman et Neubauer, 1994 ; Behroozmand *et al.*, 2017 ; Gonzales Amaya *et al.*, 2018).

Les principes généraux de la méthode TDEM, dans son utilisation *classique*, seront présentés avec un exemple de prospection appliquée à l'hydrogéologie. Les spécificités du cas particulier de l'utilisation de boucles de quelques mètres de côté seront décrites.

I.3.a Principe général de la méthode

Les principes de l'induction électromagnétique et plus particulièrement de la méthode TDEM sont décrits de manière détaillée par [Nabighian et Macnae \(1991\)](#) ; [West et Macnae \(1991\)](#).

Un dispositif de mesure TDEM est composé d'une boucle d'émission et d'une boucle de réception posées sur le sol ainsi que d'un appareil de mesure (Figure [I.5a](#)). On injecte un courant électrique en créneau dans la boucle d'émission. Pour des raisons notamment liées à l'électronique de l'appareil de mesure et à la géométrie des boucles, il ne s'agit pas d'un créneau parfait. L'injection et la coupure du courant ne sont pas instantanées (Figure [I.5b](#)).

La circulation du courant dans la boucle d'émission crée un champ magnétique primaire transitoire. Sa coupure brusque entraîne une décroissance rapide du champ magnétique primaire qui induit une force électromotrice dans le sous-sol créant ainsi des courants de Foucault (Loi de Faraday, équation [I.1](#)). Ces courants se propagent en profondeur et en s'éloignant du centre de la boucle. Le sens de circulation du courant est le même que le sens initial de circulation du courant dans la boucle d'émission. Leur intensité, à un temps et une profondeur donnés, dépend principalement des propriétés électriques du sous-sol. Ces courants induits, dont l'amplitude décroît avec le temps du fait du caractère transitoire de la source, génèrent un champ magnétique secondaire. Celui-ci est mesuré en l'absence du champ primaire et son amplitude décroît elle aussi avec le temps. Ce champ transitoire est mesuré en surface dans la boucle de réception. En effet, ce champ induit lui-même une force électromotrice dans les spires de la boucle de réception. On mesure donc la variation du flux de champ magnétique secondaire en fonction du temps (en V), son amplitude est proportionnelle à la conductivité électrique du sous-sol (en l'absence de propriétés magnétiques et diélectriques) et varie en fonction du temps avec une pente en $t^{-5/2}$. A cause de cette décroissance très rapide, on représente le plus souvent les courbes de mesures TDEM avec des échelles logarithmiques en abscisses et en ordonnées (Figure [I.6](#)).

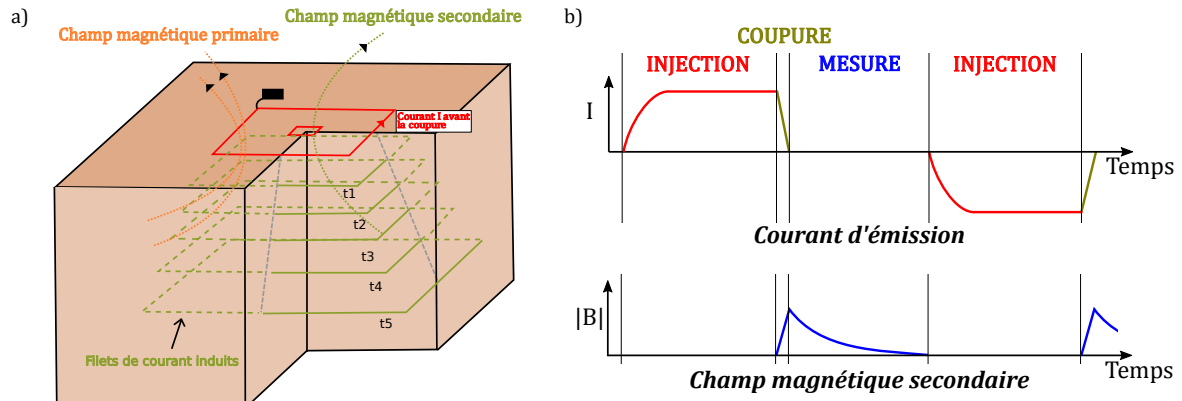


Figure I.5 : a) Dispositif et principe de la méthode TDEM. b) Forme du courant injecté dans la boucle d'émission et du champ magnétique secondaire résultant. D'après [Descloitres \(1998\)](#).

Les filets de courant se propagent de plus en plus profondément au cours du temps, les mesures aux temps plus longs (loin de la coupure du courant dans la boucle d'émission) apportent des informations sur des terrains de plus en plus profonds. Ainsi, pour des applications de la méthode à des investigations de proche surface, comme c'est le cas dans cette thèse, on cherchera à réaliser les premières mesures le plus rapidement possible après la coupure du courant. La durée de la rampe de coupure du courant est ainsi un paramètre important pour pouvoir caractériser les terrains les plus superficiels. Les premières mesures après la coupure sont souvent également perturbées par une influence du système d'acquisition sur lui-même (interactions entre les tours de câbles si les boucles ont plusieurs spires, interactions entre les différentes boucles, influence de l'électronique).

Les courants de Foucault se propagent préférentiellement dans des objets/terrains conducteurs et la méthode TDEM est donc naturellement plus sensible à ces couches conductrices ([Goldman et al., 1988](#) ; [Christiansen et al., 2006](#) ; [Barsukov et al., 2007](#)).

Il existe plusieurs géométries de dispositifs : on peut placer la boucle de réception au centre de la boucle d'émission (dispositif central) ; les deux boucles peuvent également être séparées latéralement en plaçant la boucle de réception en dehors de la boucle d'émission (dispositif avec offset) ; ou les deux boucles peuvent être confondues dans un dispositif dit coïncident.

Pour un demi-espace homogène non-magnétique et non-polarisable, l'expression analytique du champ magnétique secondaire vertical B_z et de sa dérivée temporelle $\frac{\partial B_z}{\partial t}$ sont données par [Spies et Frischknecht \(1991\)](#) pour plusieurs configurations : les configurations centrale, coïncidente et avec offset. Dans la suite on utilisera principalement la configuration centrale (notamment pour des raisons d'aspect pratique qui seront évoquées plus loin), c'est donc celle-ci qui est présentée ici. L'expression générale de la dérivée temporelle de la composante verticale du champ magnétique secondaire dans la configuration centrale est pour un demi-espace homogène et un créneau de Heaviside :

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{-I}{\sigma \mu_0 a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) \exp(-\theta^2 a^2) \right] \quad (\text{I.25})$$

avec :

I le courant injecté dans la boucle d'émission

σ la conductivité électrique du demi-espace (S/m)

μ_0 la perméabilité magnétique du vide ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m)

a le rayon de la boucle d'émission (m)

θa correspond au nombre d'induction (sans dimension) avec $\theta = \left(\frac{\sigma \mu_0}{4t} \right)^{\frac{1}{2}}$

erf est la fonction erreur avec :

$$\operatorname{erf}(X) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^X e^{-t^2} dt$$

Les valeurs asymptotiques ($t \rightarrow 0$ et $t \rightarrow +\infty$) permettent d'illustrer les comportements observés aux temps courts et aux temps longs.

$$\begin{aligned} \frac{\partial B_z^c}{\partial t} &= \frac{-3I}{\sigma \mu_0 a^3} & , \text{ pour } t \rightarrow 0 \\ \frac{\partial B_z^l}{\partial t} &= \frac{-I \sigma^{3/2} \mu_0^{3/2}}{20\pi^{1/2} t^{5/2}} & , \text{ pour } t \rightarrow +\infty \end{aligned} \quad (\text{I.26})$$

Ainsi, aux temps courts $\frac{\partial B_z^c}{\partial t}$ est proportionnel au courant injecté et inversement proportionnel à la conductivité électrique du terrain. L'amplitude du signal aux temps courts sera donc plus importante pour les terrains résistants que pour les terrains conducteurs comme on le voit sur la figure [I.6a](#). Cependant, ce phénomène s'observe aux temps très courts qui

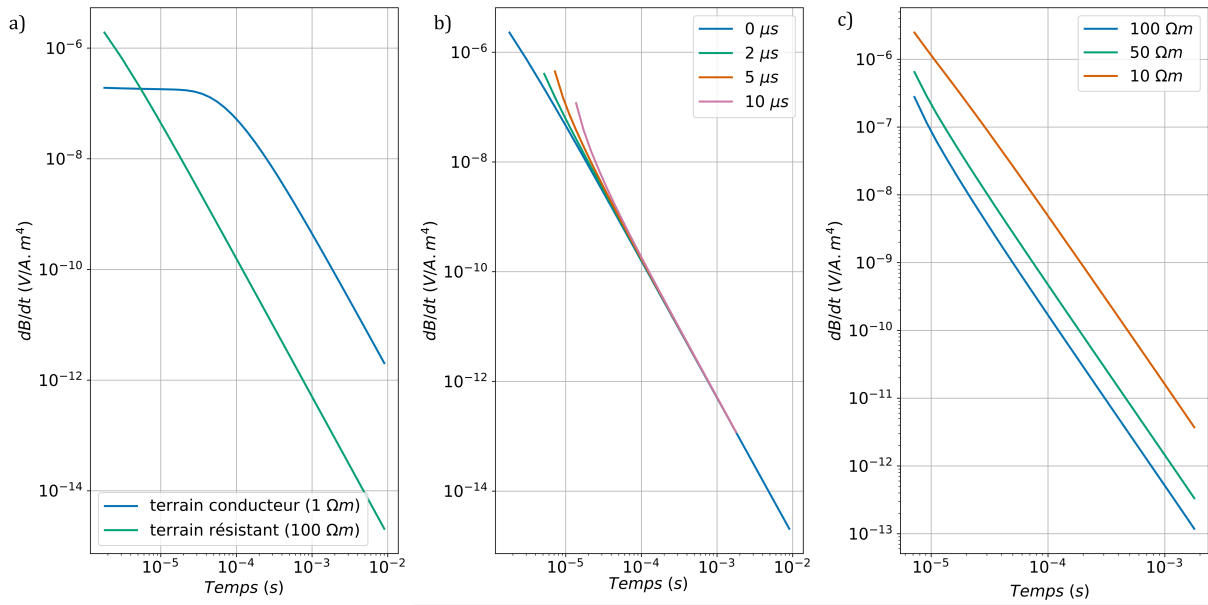


Figure I.6 : a) Réponse théorique d'un terrain conducteur 1 Ωm et d'un terrain résistant 100 Ωm pour un dispositif central à grande boucle (40 m×40 m). Ces modélisations considèrent une coupure instantanée du courant dans la boucle d'émission. b) Influence de la durée de la coupure du courant sur la mesure TDEM. Exemple sur un semi-espace homogène de résistivité électrique 100 Ωm pour des temps de coupure de 0 μs , 2 μs , 5 μs , 10 μs . c) Réponses TDEM standard pour un demi-espace homogène de résistivités électriques égale à 100 Ωm , 50 Ωm et 10 Ωm

sont en pratique affectés par d'autres phénomènes, comme la rampe de coupure du courant et le filtrage des hautes fréquences par la boucle de réception. La longueur de la rampe de coupure du courant est contrainte par la taille de la boucle d'émission, son nombre de spires, l'intensité du courant injecté mais aussi les propriétés du terrain. Sa durée conditionne le temps des premières mesures (réalisées après la coupure du courant) et peut déformer le début de la courbe (Figure I.6b). Malgré la complexité supplémentaire que ces phénomènes apportent à l'interprétation de ces temps courts, il reste intéressant de les étudier puisqu'ils portent l'information des terrains les plus superficiels dont l'établissement des caractéristiques peut être très intéressant par exemple pour des applications agricoles. L'expression de l'asymptote aux temps longs permet de retrouver la pente en $t^{-5/2}$ évoquée précédemment et qu'on retrouve sur la figure I.6a, b et c. $\frac{\partial B_z}{\partial t}$ est également proportionnel à $\sigma^{3/2}$, ainsi un terrain conducteur présentera cette fois une amplitude du signal plus importante qu'un terrain résistant (Figure I.6a et c).

Modèles équivalents en TDEM

Ces mesures TDEM permettent donc, après une inversion, de proposer un modèle de résistivité électrique (*dans le cas de l'application conventionnelle de la méthode*) du sous-sol. On se contentera ici de modèle de sous-sol 1D. Les paramètres recherchés sont l'épaisseur de chaque couche et sa résistivité associée. Il existe cependant des modèles de sous-sol qui, bien que différents produisent une réponse similaire à l'erreur de mesure près. Ce sont des modèles équivalents. L'existence de ces modèles est due d'une part aux erreurs inhérentes à la mesure et d'autre part à la nature intégrative des méthodes géophysiques de manière générale : une mesure est influencée par un volume du sous-sol plus ou moins important et surtout plus ou moins homogène. Un certain degré d'incertitude est attribué à chaque point de mesure pour prendre en compte ces limitations. Il y aura donc plusieurs modèles qui correspondront au jeu de données à l'incertitude attribuée près. Évidemment, plus l'incertitude associée est importante, plus le nombre de modèles équivalents le sera aussi.

Les propriétés du terrain joue un rôle important dans l'existence de ces modèles équivalents, les courants induits dans le sous-sol se propageant préférentiellement dans les terrains conducteurs (Figure I.7) et la sensibilité de la mesure aux propriétés de ces

terrains est donc plus importante. La résistivité de la couche résistante sera en revanche très mal estimée puisque la densité de courant qui y circule est très faible et influence donc peu le champ magnétique secondaire mesuré en surface dans la boucle de réception. La figure I.7 montre également l'extension latérale des courants induits au cours du temps, or l'interprétation d'un sondage TDEM est 1D et intègre donc les éventuelles hétérogénéités latérales du terrain, ce qui ajoute à l'incertitude de l'interprétation. Les problèmes inverses

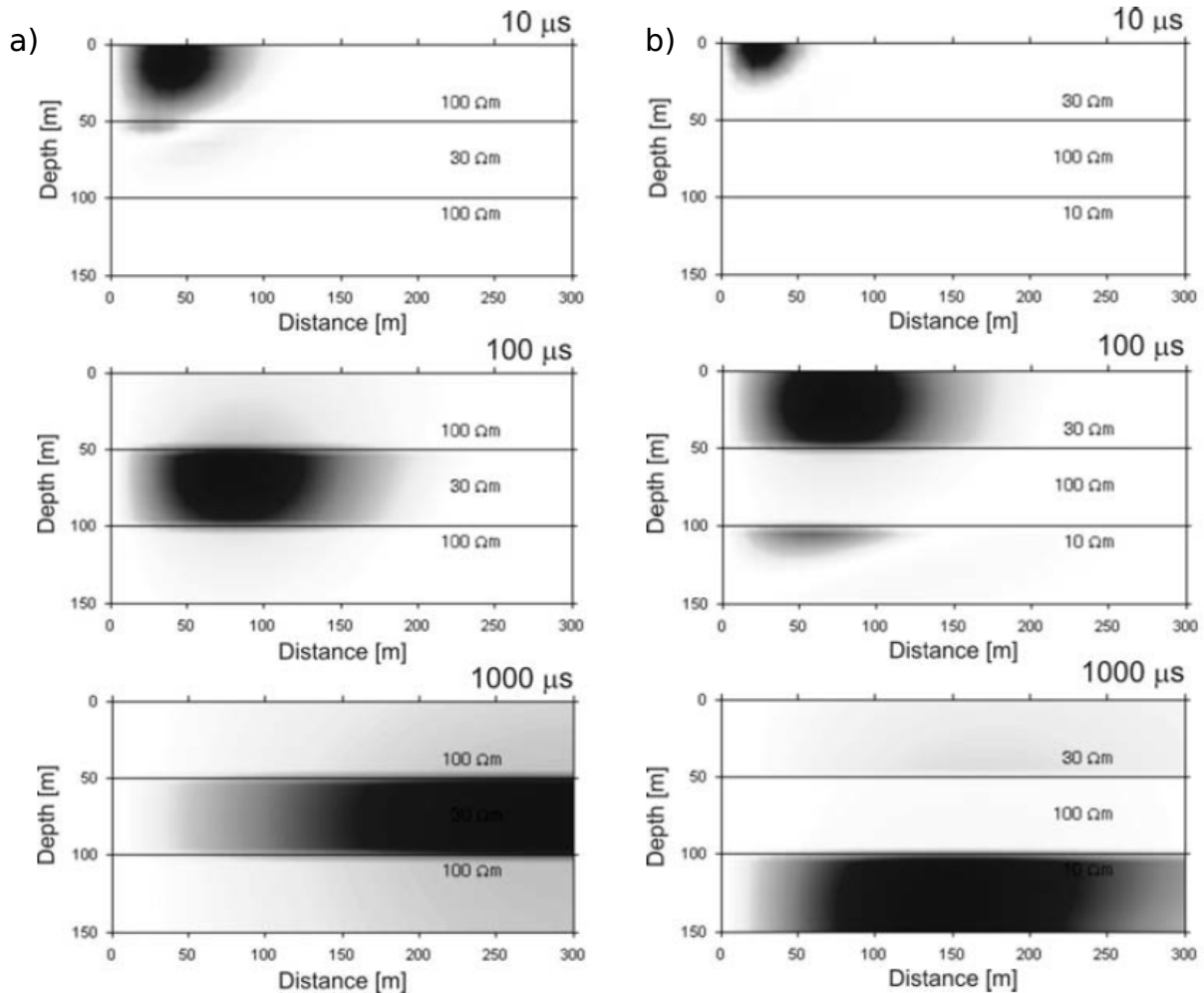


Figure I.7 : Représentation de la densité de courant dans un modèle à trois couches avec la boucle d'émission placée à gauche en surface du modèle pour trois temps après la coupure du courant. La zone la plus sombre indique une densité de courant plus élevée. a) Modèle avec une couche conductrice entre deux couches résistantes b) Modèle avec une couche résistante entre deux couches conductrices. (Figure tirée de [Christiansen et al. \(2006\)](#))

en géophysique pour les méthodes électromagnétiques au moins ont donc une infinité de solutions et sont non-linéaires. De nombreux algorithmes d'inversion utilisent des techniques de linéarisation d'un problème non-linéaire. Cela permet, à partir d'un modèle

initial *a priori* d'améliorer la correspondance aux données en utilisant l'information issue de dérivées locales (Menke et Menke, 2016). Ces techniques permettent d'aboutir après un certain nombre d'itérations à un modèle dit acceptable. Il n'est cependant absolument pas certain que ce modèle soit proche de la réalité, il est possible que des modèles très différents puissent expliquer les données acquises. Un moyen d'avoir une vue plus globale des gammes de solutions possibles, et donc de modèles équivalents, est d'utiliser des méthodes stochastiques qui permettent d'explorer l'espace des paramètres avec une distribution définie. On cherche ainsi à considérer les différentes classes de modèles qui expliquent les données (Sambridge, 1998). Il s'agit ensuite d'extraire le plus d'informations possible à partir, par exemple, d'une analyse statistique de l'ensemble des modèles obtenus. La figure I.8 présente un exemple d'analyse d'équivalence (qui correspond au modèle de la figure I.7b) pour la méthode TDEM, avec un certain nombre de modèle équivalents au modèle de référence en rouge. La couche résistante est la moins bien définie, à la fois en terme de résistivité et d'épaisseur. En revanche, les résistivités des deux couches conductrices sont bien mieux définies.

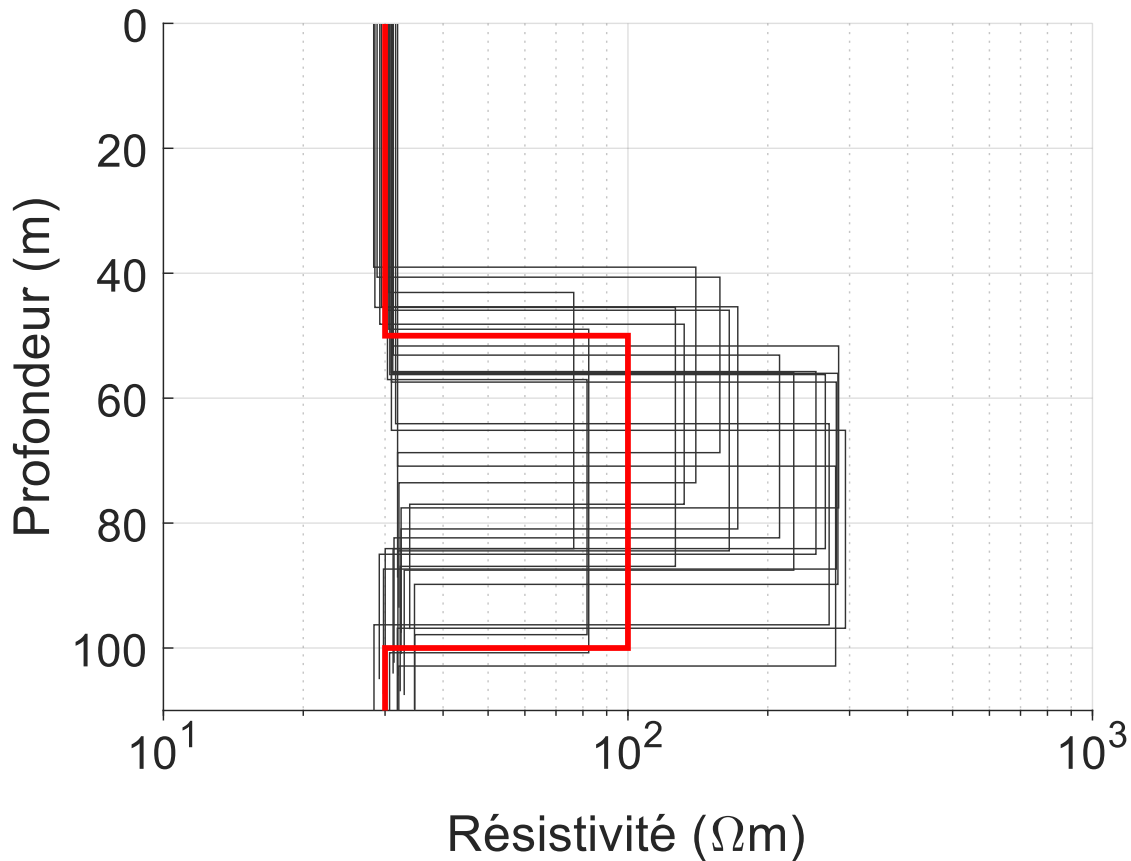


Figure I.8 : Les modèles représentés en gris produisent une réponse TDEM similaire à celle produite par le modèle rouge représentant un résistif entre deux conducteurs. ($\rho_1 = 30 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$, $\rho_3 = 30 \Omega\text{m}$, $e_1 = 50 \text{ m}$ et $e_2 = 50 \text{ m}$. (*Schamper et al., 2018*)

I.3.b Application de la méthode géophysique TDEM pour une étude hydrogéologique à l'échelle régionale

La méthode TDEM utilisée avec des boucles de plusieurs dizaines de mètres de côté est principalement sensible à la conductivité électrique du sous-sol. Ce paramètre est particulièrement intéressant pour l'étude de la subsurface puisqu'il est corrélé à la présence d'eau dans le milieu ainsi qu'à sa minéralisation et permet de caractériser la lithologie des terrains et en particulier leur teneur en argile, très influente sur la conductivité hydraulique. Les applications hydrogéologiques à l'échelle régionale sont donc fréquentes dans la littérature (*Goldman et al., 1988, 1991* ; *Behroozmand et al., 2017*). Ces prospections TDEM aident à la délimitation des aquifères, notamment en identifiant les formations argileuses imperméables. Un exemple d'imagerie géophysique par la méthode TDEM pour des questionnements d'ordre hydrogéologiques est présenté ci-dessous.

RÉSUMÉ EN FRANÇAIS

La méthode TDEM a été appliquée en mars 2016 dans le cadre de l'étude hydrogéologique de la *Sebkha* Kelbia en Tunisie Centrale, un probable exutoire de l'aquifère de la plaine de Kairouan. Les quelques forages existant indiquent que, dans cette zone, l'aquifère est séparé en deux par une couche d'argile confinante. Dans le réservoir le plus superficiel la conductivité de l'eau est très élevée (*ca.* 1200 mS/m) et 3 à 4 fois plus faible dans l'aquifère profond. Ce dernier est utilisé pour l'irrigation, mais une augmentation de la salinité a été observée récemment. Une campagne de mesures TDEM et de sondages électriques a été mise en oeuvre afin de caractériser la géométrie de la couche confinante et de rechercher une éventuelle communication entre les deux aquifères. L'environnement extrêmement conducteur ($\rho < 10 \Omega\text{m}$) de la région en fait un excellent terrain pour l'application de la méthode TDEM. Cette campagne a permis d'établir la première carte géophysique de ce système d'aquifères.

RESEARCH ARTICLE

WILEY

Time-domain electromagnetic imaging of a clayey confining bed in a brackish environment: A case study in the Kairouan Plain Aquifer (Kelbia salt lake, Tunisia)

Cécile Finco¹  | Coralie Pontoreau^{2,5} | Cyril Schamper¹  | Sylvain Massuel²  | Gagahik Hovhannissian³  | Fayçal Rejiba^{1,4}

¹Sorbonne Université, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France

²UMR G-EAU, IRD, Montpellier, France

³UMR 242 IEES, IRD, Bondy, France

⁴M2C, Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, Rouen, France

⁵Department of Civil, Geological and Mining Engineering, Polytechnique Montréal, Montreal, Quebec, Canada

Correspondence

Cécile Finco, Sorbonne Université, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France.
Email: cecile.finco@sorbonne-universite.fr

Funding information

NAILA (IRD–Tunisia); IRD (French Research Institute for Development)

Abstract

The semi-arid Plio-Quaternary aquifer of the Kairouan Plain is located in the central part of Tunisia. In this region, the main form of human activity is extensive agriculture. The few lithological logs in this area indicate that the aquifer is divided into two groundwater reservoirs separated by a confining clay layer. In the shallower groundwater reservoir, the electrical conductivity of the water is close to 1,200 mS/m, that is, 3 to 4 times higher than that of the deeper aquifer, which is currently used for irrigation. Recently, an increase in salinity has been observed, which is producing significant difficulties with irrigation. In order to determine the geometry of the confining clay layer and assess the potential connectivity between both reservoirs, time-domain electromagnetic (TDEM) and vertical electrical soundings surveys were carried out. In the extremely conductive environment (electrical resistivities <10 Ωm) of the Sebkhia Kelbia, the TDEM survey produced the first geophysical map of this near-surface aquifer system.

KEYWORDS

brackish environment, confining clay layer, ground water reservoir, hydrogeophysics, semi-arid region, TDEM sounding

1 | INTRODUCTION

In the Mediterranean region of North Africa, the hydrological regime of most wadis (rivers) is highly intermittent. In any given annual cycle, most of the water is supplied by small or large reservoirs and/or groundwater. A growing “groundwater economy” has emerged over the last 20 years (Kuper, Leduc, Massuel, & Bouarfa, 2017), which relies on the intensive exploitation of groundwater for irrigation. In central Tunisia, the vast Kairouan Plain (KP; 3,000 km²) is an emblematic illustration of this phenomenon (Massuel & Riaux, 2017). Large reservoirs have been built on the three main wadis, and they collect the run-off from upstream, thereby modifying the groundwater recharge processes. The Plio-Quaternary aquifer of the KP is intensively used for agriculture through private and public pumping wells (Massuel et al., 2017). As a result, groundwater levels have dropped by 30 m in the last 40 years (Leduc et al., 2007; Massuel & Riaux, 2017).

To date, no studies have evaluated the environmental impact and sustainability of such a development model. The Plio-Quaternary aquifer flows from west to east towards the shore of the Mediterranean Sea (Figure 1) and becomes artesian on its eastern flank. This aquifer is thought to outflow and evaporate in topographical depressions shaped during the Quaternary (Amari & Bedir, 1989), creating large salt lakes: the so-called Sebkhia Kelbia, El Heni, and Cherita. The Sebkhia Kelbia is a winter site for a large number of bird species and was classified as a Ramsar zone, a wetland of international importance, in 2007. In his review, Eoche-Duval (1973) described high-water periods with fishing activities, which now appear to be less common with the advent of longer dry periods. However, variations in the hydrological regime of the sebkhia are still difficult to assess (Boujelben, Lebreton, & Karray, 2017). The sebkhia can in principle receive water from three sources: (a) the main wadis during exceptional floods (a few times per century) or water release from dams,

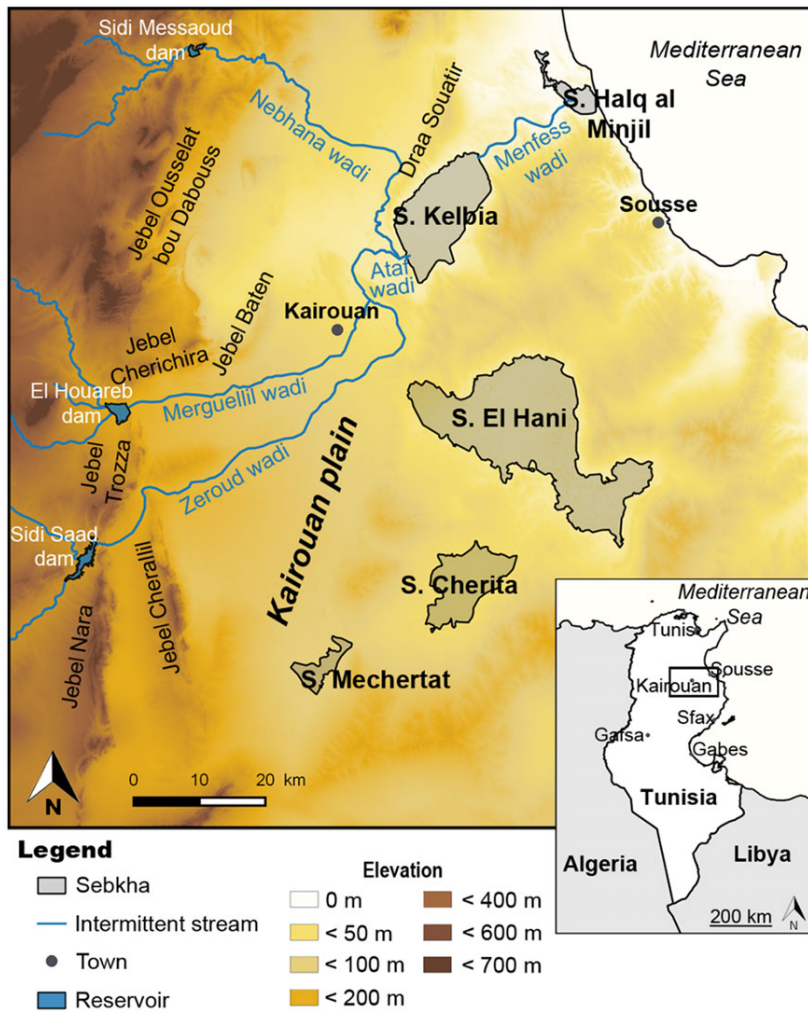


FIGURE 1 Study area in central Tunisia and location of the Sebkha Kelbia in the Kairouan Plain. The Kairouan Plain is delineated by dams and mountains to the west and several sebkhas (depressions) to the east. Three big wadis, Nebhana, Merguellil, and Zeroud, discharge into Sebkha Kelbia

(b) run-off and run-on from the vicinity of the lake, and (c) groundwater discharge (artesianism). This discharge origin has never been directly verified and was considered only in numerical groundwater models (Besbes & de Marsily, 1976; Nazoumou, 2002), as the main outflow of the aquifer (similarly to the other two salt lakes). However, this hypothesis would imply the presence of significant upward flow to the surface, whereas the KP aquifer is known to be confined in this area. If there is such a flow, it may have been affected by a recent water table drop. The near-surface geology and hydrodynamics of the Sebkha Kelbia are poorly known. Although groundwater information is sparse, some lithological logs confirm that the KP aquifer is overlain by a confining clay layer (20 to 30 m thick and 30 m deep, Figure 2, Amri & Bouasker, 1994; Daghrir & Amri, 1994) and a shallow brackish aquifer (>10 g/L). A graben structure is described in the literature as the result of an extensional Quaternary phase with strike-slip faulting (Amari & Bedir, 1989; Karray, 1993).

The aim of this study was thus to implement geophysical methods to characterize the geometrical and structural properties of this confining clay layer (depth, spatial continuity, thickness, faults, etc.), in an effort to reveal any possible connection between the KP aquifer and the surface.

In the south-eastern part of the Sebkha Kelbia, vertical electrical soundings (VES) were carried out using a Schlumberger array (Jerbi,

Massuel, Leduc, & Tarhouni, 2018). As a consequence of the high values of electrical conductivity in this region, a spacing of several hundred metres between electrodes was needed to achieve a depth of investigation (DOI) of a few tens of metres, for the largest dipoles ($AB = 1,000$ m). The corresponding results confirmed a highly conductive environment, with an apparent electrical conductivity σ_a consistently greater than 100 mS/m (i.e., an apparent resistivity ρ_a lower than 10 Ω m). The use of large dipoles has a detrimental influence on the quality of the measurements, as they can be affected by any anisotropies or heterogeneities present in the geological layers. The use of "wide-offset" VES for a more comprehensive investigation around the sebkha was thus discarded and replaced by the time-domain electromagnetic (TDEM) method, which was found to be better suited to these highly conductive conditions. The TDEM method is described in detail in the geophysical literature (e.g., Barsukov, Fainberg, & Khabensky, 2007; Christiansen, Auker, & Sørensen, 2006; Nabighian, 1991). The very near surface, 1 to 3 m, of the Sebkha Kelbia is composed of recent alluvial deposits, and these sediments are highly layered (Boujelben et al., 2017). Both types of formation (clay and brackish aquifers) can be expected to produce a strong inductive response in the TDEM soundings but will also lead to significant difficulties with equivalent resistivity models. These equivalences are related not only to the electrical properties and thicknesses of the

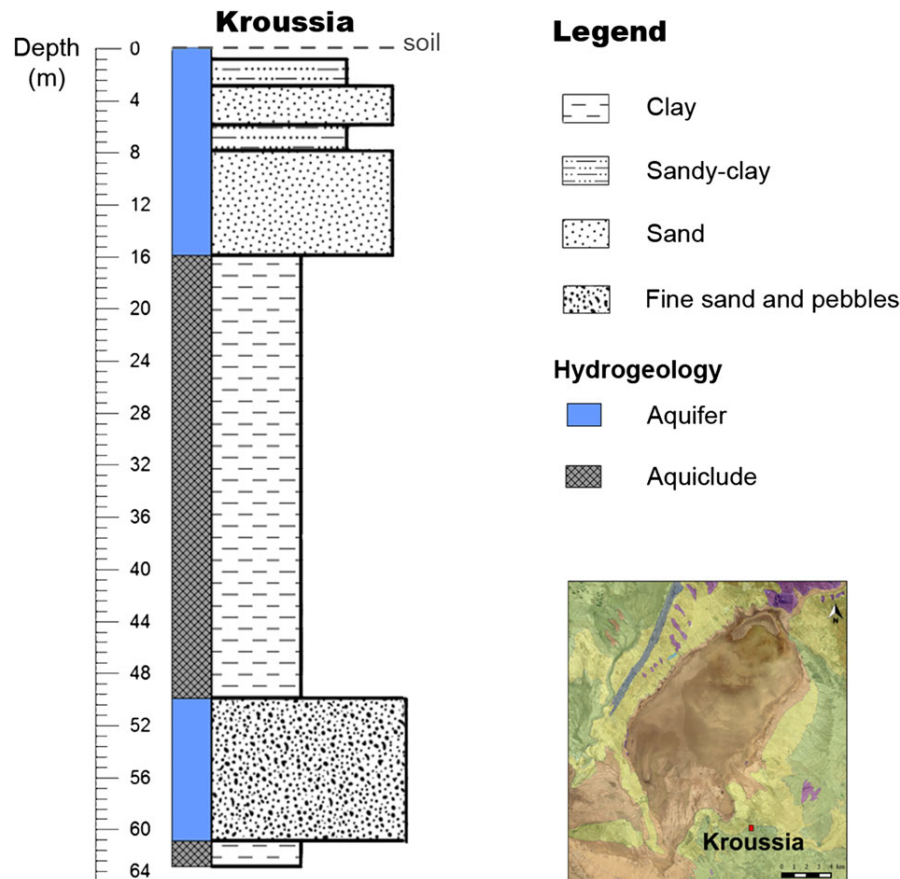


FIGURE 2 Schematic representation of the hydrogeological units obtained from Kroussia lithological log. The impermeable confining layer is 34 m thick and mainly composed of clay. The confined aquifer is composed of gravels, fine and coarse sand, and a thin layer of limestone

subsurface (Goldman, Gilad, Ronen, & Melloul, 1991) but also to the instrumental response of the measuring device (the turn-off time in particular), which depends on the electrical properties of the very near surface (Raiche, 1984). TDEM has been widely used in highly conductive environments for hydrogeophysical exploration, particularly in saline environments (e.g., Behroozmand et al., 2016; Chekirbane et al., 2014; Fitterman & Stewart, 1986; Goldman, Arad, Kafri, Gilad, & Melloul, 1988; Gonzales Amaya, Mårdh, & Dahlin, 2018; Guérin, Descloitres, Coudrain, Talbi, & Gallaire, 2001; Trabelsi, Mammou, Tarhouni, Piga, & Ranieri, 2013).

This research is organized as follows. Following a detailed description of the study area in Section 2, the TDEM method and data acquisition protocol are presented in Section 3. Section 4 presents the calibration process and uncertainties related to the inverse problem, and equivalence issues are then developed. The inversion process is also described. In Section 5, the results are presented and discussed. In the conclusions, we present our final interpretation of the TDEM soundings and their implications for an environmental impact assessment.

2 | STUDY AREA

The Plio-Quaternary aquifer of the KP is one of the largest aquifers in central Tunisia, with an area of 3,000 km² and a saturated thickness

ranging from 200 to 500 m (Besbes & de Marsily, 1976; Jerbi et al., 2018). This vast aquifer is extensively used both for agricultural purposes and for the supply of drinking water (Leduc et al., 2007; Massuel et al., 2017). In this region, where the climate is semi-arid, the mean annual rainfall is less than 300 mm/year, and the potential evapotranspiration is high, reaching approximately 1,700 mm/year during the summer (Massuel et al., 2017; Nazoumou & Besbes, 2001; Zribi, Paris Anguela, Duchemin, & Lili, 2009). This climate, combined with the intense and widespread use of the aquifer, is leading to a steady decrease in piezometric levels, at a rate of approximately 1,000 mm/year for the last 30 years (Leduc et al., 2007; Massuel & Riaux, 2017).

Sebkha refers to a topographic depression with salty soil and can include salty lakes. The Atlas mountain range in central Tunisia was formed between the upper Eocene and the Villafranchian. This compressive tectonic event created the subsiding synclinal depression of the KP (Besbes & de Marsily, 1976). Between Miocene and Villafranchian, the KP was filled with lens-shaped sediments with a granulometry ranging from gravels to clays (Ben Ammar et al., 2009; Besbes & de Marsily, 1976). However, the Sebkha Kelbia is more recent, as its formation and development date from two Quaternary phases: the first of which was compressive and the second extensive (Amari & Bedir, 1989). Its subsidence is due to NW-SE-oriented thrust and normal faults, located on both sides of the sebkha as shown on the seismic profile from Khomsi, Bédir, Ben Jemia, and Zouari (2004). The geological map of this region identifies only one significant

fault along the Draa (hill) Souatir, east of the sebkha. However, the synthesis is incomplete, as several studies have indicated the presence of additional faults in the vicinity of Sebkha Kelbia (Amari & Bedir, 1989; Boujelben, 2015; Karray, 1993; Khedhiri, 2006; Khomsi et al., 2004). Most of these faults are only mentioned, and their exact locations have not been determined. Their locations and organization are nevertheless the markers of a graben area. Sebkha Kelbia is located on the collapsed flank of the anticline Draa Souatir, formed during the Atlas orogenesis (Boujelben, 2015). Draa Souatir is composed of Oligocene and Miocene formations, which are older than the Quaternary deposits found in Sebkha Kelbia (Figure 1). The main source of information on these Quaternary deposits has been derived from 17 lithological logs located around Sebkha Kelbia (Figure 3). Most of these are however too far from the sebkha or are located on Draa Souatir, to be representative of the subsurface of the sebkha itself.

3 | METHOD AND DATA ACQUISITION

In the present study, a TEM-FAST device from the AEMR company (Barsukov et al., 2007) with a coincident $25 \text{ m} \times 25 \text{ m}$ square loop and a 2-A step current was used for the TDEM survey. This device and its set-up are particularly light and easy to handle, allowing us to implement an extensive prospection campaign in the time allocated to this survey. TDEM is used as a sounding technique that makes it possible to rapidly implement a quantitative estimation of the electrical resistivity of the subsurface. The sounding array generally consists in a transmission and a reception loop, which are laid on the ground and connected to the instrument.

The current injected into the transmitter is an alternating, on-off square wave. The current flowing through the coil thus generates a primary magnetic field, and the turn-off of this current, thus of the

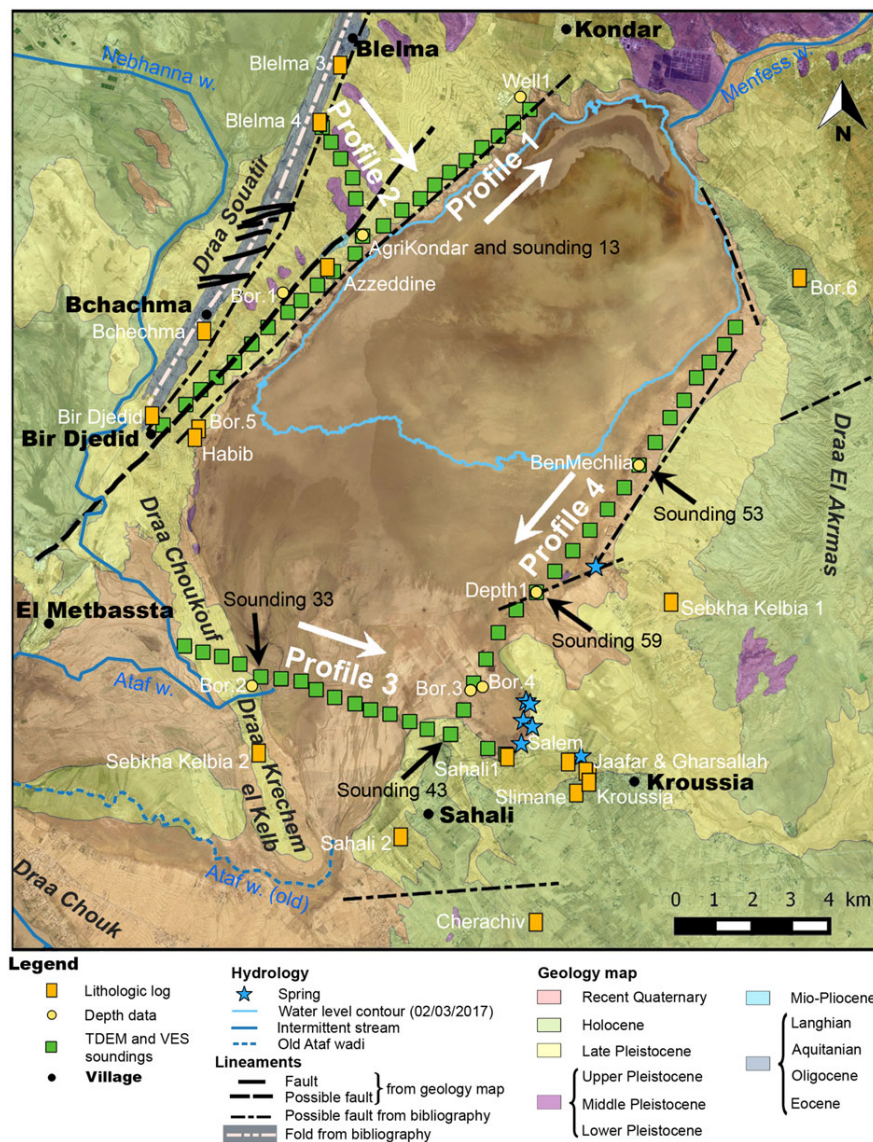


FIGURE 3 Simplified geological map of Sebkha Kelbia with the locations of boreholes (with a lithological log) and a review of faults mentioned in the literature. The position of each fault is not exact and depends on the accuracy of the source (Amari & Bedir, 2014; Boujelben, 2015; Karray, 1993; Khedhiri, 2006; Khomsi et al., 2004). On the points marked as Lithologic logs, we have a lithologic description of the ground in the borehole, whereas on the points marked as depth data, the information only concerns the depth of an aquifer, usually the deeper one. TDEM: time-domain electromagnetic method; VES: vertical electrical soundings

primary magnetic field, induces eddy currents in the ground, which generate a secondary magnetic field. The temporal rate of change of this secondary field is measured in the receiver loop during the off time. With this method, the DOI depends in part on the duration of the measurements. The early-time measurements convey information related to the near surface, whereas the late-time measurements are influenced by deeper formations. The data are then inverted to electrical resistivity as a function of depth (Figure 4). The inversion algorithm used for all soundings (Schamper, Rejiba, & Guérin, 2012) is based on linear inverse theory (Menke, 1989) and is associated with a global search using the neighbourhood algorithm developed by Sambridge (1999a, 1999b) to generate a reliable picture of the non-uniqueness and equivalence problems. The neighbourhood algorithm used here is based on a simplified Monte-Carlo algorithm used to explore the parameter space. Following decomposition of the parameter space into Voronoï cells, the low misfit zones are delimited from previous interpolated models and iteratively refined, in order to avoid excessive forward modelling. During the first iteration, n_s models are uniformly generated in the parameter space, which is then divided into n_s Voronoï cells. The misfit function for these models is then computed, and the n_r models with the lowest misfits are identified. A total of n_s new models are then generated within the n_r previously identified cells. These new models are then added to the previously generated models in order to update the distribution of the Voronoï cells. This operation is then repeated until a user-defined maximum number of iterations is reached. Depending on the values of n_s and n_r chosen by the user, the algorithm can be either exploratory (for high values

of n_s and n_r) or focused (for low values of n_s and n_r). By analysing all of the acceptable models (grey stairs models in the sounding example of Figure 4) generated by this process, the equivalence range for each parameter can be estimated.

As a consequence of the highly conductive nature of the soil, both TDEM soundings and shallow VES using the Wenner- α configuration were made at 64 locations. We had thus a total of 128 soundings. A VES consists in measuring the electrical resistivity of the ground by injecting direct current into the ground with two injection electrodes and measuring a potential difference between two other electrodes. The apparent resistivity is then obtained by dividing this potential difference by the value of the injected current and by multiplying it by a geometric factor considering the relative position of the electrodes. This operation is then repeated several times while increasing the distance between the electrodes to get information on the deeper parts of the ground. The Wenner- α configuration was chosen because of its smaller geometric factor that implies a relatively higher measured potential difference. In this conductive environment and considering technical characteristics of the resistivity meter at our disposal (a MW9400 from the Sefram company), it was important to have reliable measurements. The depth reached with these soundings was at most 5 m and often 2 to 3 m.

The realization of VES in addition to TDEM soundings provided an additional constraint used to solve the TDEM inverse problem, by assigning the resistivity value to the very upper subsurface from the VES inversion, which is in general poorly described by the very early times of the TDEM signal.

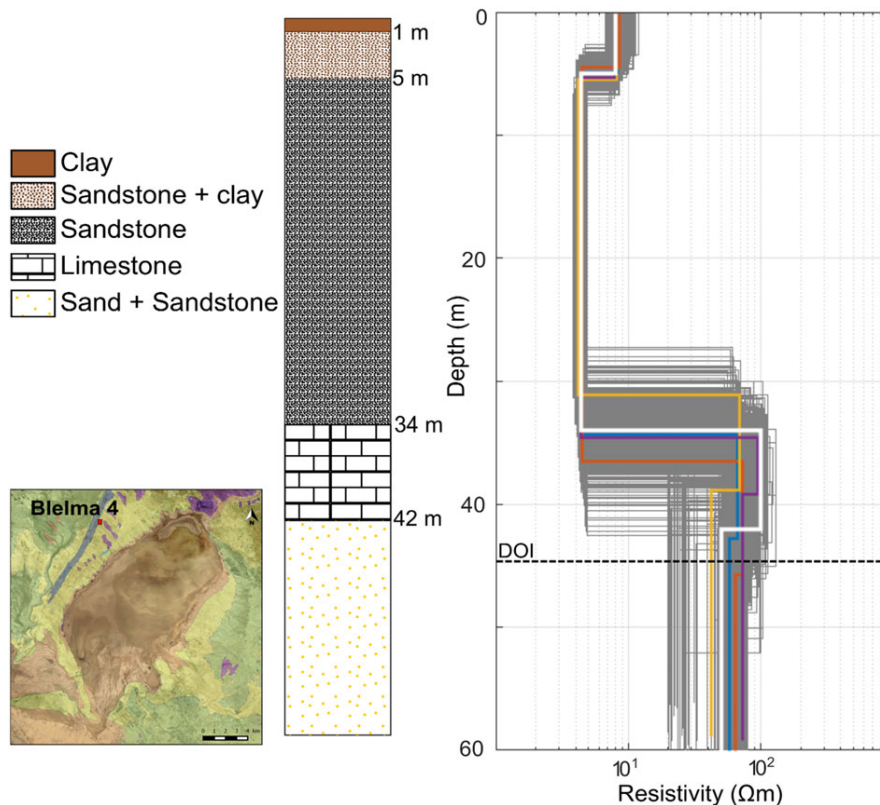


FIGURE 4 Inverted time-domain electromagnetic sounding used for the calibration with the Blelma 4 lithological log. The inversion results presented here include an equivalence analysis. The white curve represents the model obtained from the linear inversion. The grey curves represent equivalent models found by exploring the parameters space using the neighbourhood algorithm. DOI: depth of investigation

It was initially planned to establish perpendicular profiles across the sebkha, as it had been dry for 2 years prior to the campaign. However, a major meteorological event occurred in December 2016, during the course of which the sebkha was almost filled. As it was impossible to perform soundings in the sebkha itself, the profiles had to be positioned around its periphery, as close as possible to the water to ensure that the soundings would be representative of the sebkha subsurface. Due to the presence of faults around Sebkha Kelbia (Figure 3), its lithology is different than that of the surrounding areas. Moreover, in view of the importance of hydrogeological information for the processing and interpretation of this type of data, the profiles were positioned in such a way as to optimize the use of pre-existing data (Figure 3).

The first profile was positioned on the eastern edge of Sebkha Kelbia. It crosses the AgriKondar well and is close to the Bchechma and Azzedine wells. Two private pumping wells situated on the western edge along Profile 4 provided data indicating the depth of the confining layer. Profile 3 was located south of the sebkha across the wadi Ataf alluvial fan. This profile was extended as far as the Sahali 1 well and crossed Profile 4. Finally, Profile 2 was located on the eastern edge and aligned perpendicularly to the sebkha between the Blelma 4 borehole and Profile 1 at the Agrikondar well. This profile was positioned in such a way as to refine the previously estimated location of the fault between Draa Souatir and Sebkha Kelbia (Figure 3). The spacing between adjacent soundings was 500 m on Profiles 1, 2, and 3 and was increased to 750 m on Profile 4, due to schedule constraints.

4 | CALIBRATION AND EQUIVALENCE ANALYSIS ON A REFERENCE SOUNDING

4.1 | Turn-off time calibration

The calibration of TDEM soundings with hydrogeological logs is an important step in the processing of the raw (unprocessed) data. Several preliminary soundings were carried out in order to determine the technique's suitability and spatial resolution in the hydrogeological context of interest. These soundings were located as often as possible in proximity to pre-existing data locations. Soundings located near wells with lithological information were used to estimate the turn-off time in this specific environment, in particular near Blelma 4 (Figure 3). The turn-off time is a crucial acquisition characteristic in the inversion process (Fitterman & Anderson, 1987) and is partly dependent on the geometry and electronic characteristics of the sounding device. However, it also varies with the electromagnetic properties of the ground (Chevalier, Rejiba, Schamper, Thiesson, & Hovhannissian, 2016). An incorrect description of the transmitter waveform will lead to errors in the inversion results such as an over(under)estimated near-surface conductivity. The lithological description and known thickness of each ground layer, derived from the logs, allowed the TDEM soundings to be inverted with the help of a significant quantity of a priori information. The value of the turn-off time was then adjusted to improve the fit with respect to the known data.

In the present study, the turn-off time was estimated using a linearized inversion of the sounding 24 made close to the Blelma 4

borehole where a lithological log is available, east of Profile 2 (Figure 4). In order to fit the inversion as closely as possible to the thickness observed in this log, the turn-off time was estimated at 1.6 μ s. This turn-off time was then confirmed by inverting other previously recorded soundings that had been acquired near boreholes with logs or large VES soundings.

4.2 | Equivalence analysis

During the calibration and inversion processes, a global search was systematically implemented in the parameter space, in order to estimate the non-uniqueness of the solution. In the highly conductive environment of the sebkha, the spatial resolution of the soundings is very poor in the case of the most resistive (still a few Ω m) and deepest layers. With this decrease in resolution, the equivalence range of the relevant layer parameters increases in size. The equivalence range corresponds to the range over which an inversion parameter can vary with no significant change occurring in the targeted misfit. As can be seen from the equivalence analysis of sounding 24 shown in Figure 4, the resolution is good for the conductive layers but decreases with depth. In this sounding example, the layered earth model shows four layers, of which the second is the most conductive, with a resistivity of approximately 3–5 Ω m. This is also the most well-defined layer of the four. Its thickness is estimated to lie in the range from 26 to 31 m (based on the different clusters from Figure 4). Conversely, as can be expected from the theory of electromagnetic induction, the third layer, which is considerably more resistant, is less well defined, with an electrical resistivity ranging from 80 Ω m to more than 200 Ω m and a thickness ranging from 4 to almost 10 m.

5 | RESULTS AND DISCUSSION

The raw soundings, both TDEM and VES, are characterized by clear variabilities in the ground structure. When comparing the raw TDEM soundings, several categories appear with a similar global curve shape and slope (Figure 5c). The shallow VES can also be divided into two classes (Figure 5b), which are correlated with the TDEM categories and sounding locations. On the western side of the sebkha, the VES indicate a more resistive shallow ground (the first 2–3 m) than on the eastern side. The most resistive class of TDEM soundings (with an apparent resistivity greater than 10 Ω m, shown in red in Figure 5c) corresponds to the highest resistivity values obtained by VES, shown in pink in Figure 5b. The categories of TDEM curve corresponding to Profiles 3 and 4 are also very similar (blue and green populations on Figure 5a,c), with lower resistivities than those of Profiles 1 and 2. The inverted soundings corresponding to each class are also similar, as can be seen on Figure 5c; this is an indication of consistency for our inversion process: the inversion process keeps the same populations. The blue population of TDEM soundings is composed of the most conductive soundings with the resistivity consistently below 6 Ω m. The yellow population, composed of only four soundings, is very homogeneous in particular with a resistivity of the layer between 5 and 25 m deep at 4 Ω m. The green and red populations of TDEM soundings are more resistive, and the dispersion of the resistivity

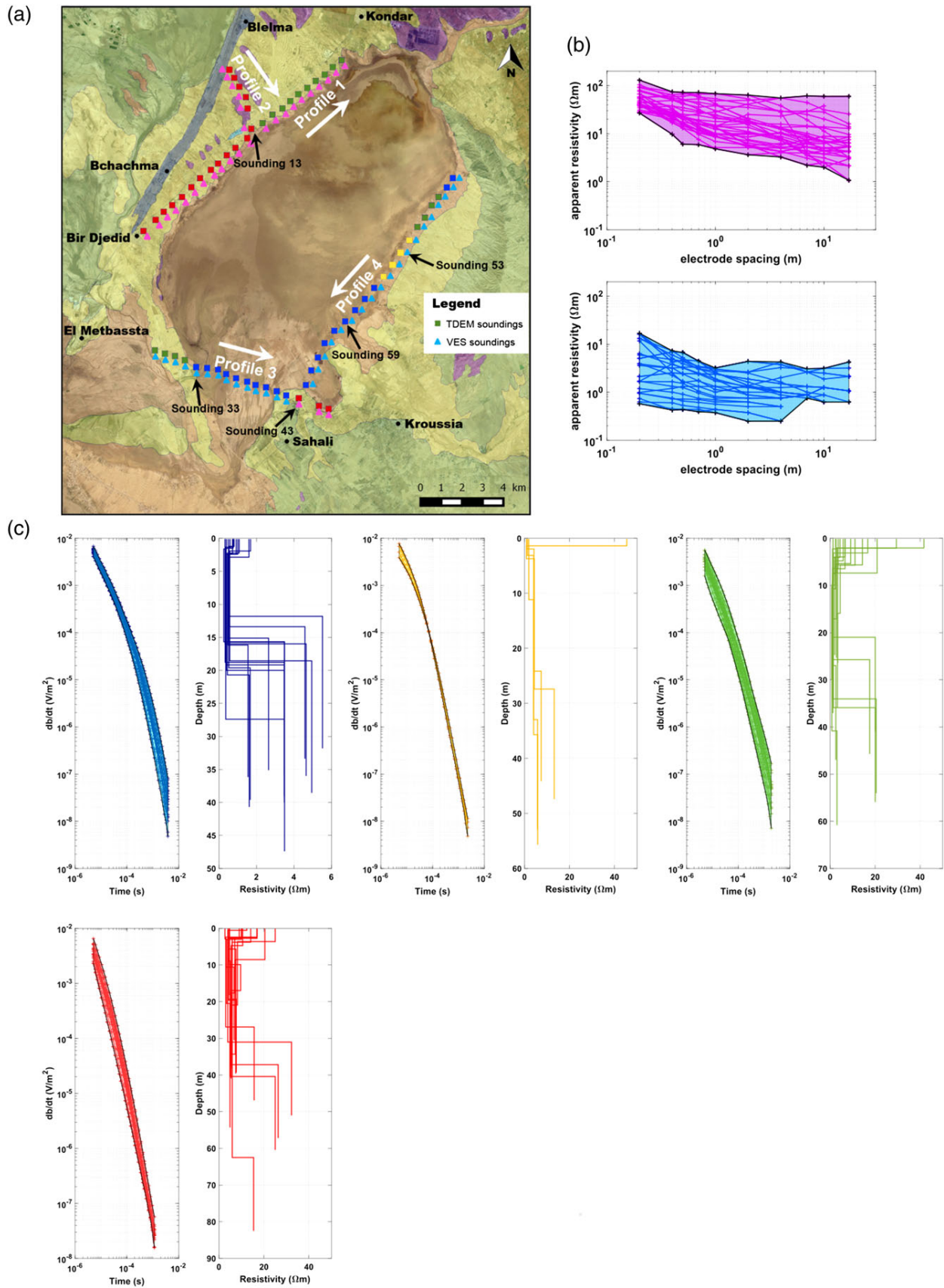


FIGURE 5 (a) Time-domain electromagnetic (TDEM) sounding and vertical electrical soundings (VES) locations around the sebkha. The colours of the squares or triangles on the map correspond to the colours of the categories used to identify the TDEM sounding or VES; (b) VES field data from the four profiles, divided into two populations with similar apparent resistivity curves; (c) all raw TDEM curves classified in four categories, depending on their slope as well as the corresponding inverted resistivity models

values is more important, particularly for the red population composed of the more resistive soundings. The soundings of this population are also soundings located in a faulted area, which can explain this dispersion. Profiles 1 and 2 are located west of the *sebkha* (Figure 3) and have sounding 13 in common. Two zones can be distinguished in Profile 1, the southern portion of which belongs to the most resistive population of raw soundings (red in Figure 5c). As the models obtained from the inversion of these soundings are highly heterogeneous, they are difficult to interpret especially with the sounding spacing of 500 m. On the geological map, it can be seen that a fault is located close to this portion of the profile (Figure 3). Our 1D acquisition and inversion were not sufficient to explain the observed variations, which are most likely due to the complex 3D structure of the subsurface in this zone. The northern portion of Profile 1 (part of the green population in Figure 5c) is however more homogeneous, and the subsurface aquifer can be identified (Figure 6). The limited DOI of these soundings implies that this is the only fully mapped layer, and the confining layer appears to be too deep to be fully identified by the realized measurements. As the ground was more resistive on the western side of the *sebkha*, the observed values corresponding to the late times were noisier, with the last usable gates varying between 2 and 4 ms, whereas on the eastern side, the measurements were often usable to times as late as 8 ms. The DOI was computed using the method proposed by Christiansen and Auken (2012) and was found to be more limited on the western than on the eastern side of the *sebkha*, in the northern part of Profile 1.

Profile 2 is perpendicular to Profile 1 and crosses it at the separation between these two zones. This profile is however located on Draa Souatir, which is not representative of the *sebkha* (Figure 3). Therefore, these data do not provide any additional hydrogeological information on the functioning of *Sebkha Kelbia* but were used in the calibration process described in Section 4. For this reason, the soundings are shown without interpretation for Profile 2 in Figure 6.

Profiles 3 and 4 are located south and east of the *sebkha*, and their inverted models reveal continuity along the profiles (Figure 6). The measurement curves are similar and vary progressively from a population with relatively resistive soundings toward the population with the most conductive soundings in both profiles (from the green to the blue populations in Figure 5c). Sounding 43, common to Profiles 3 and 4, is clearly different from the other soundings on Profile 4, as it is the only one that corresponds to the most resistive population of TDEM soundings in red in Figure 5c. This difference is probably caused by a fault. This hypothesis is supported by the presence of springs east of the *sebkha*, close to this area (Figure 3). The inverted soundings in Profile 4 reveal the confining clay layer, with a thickness varying between 15 and 30 m (Figure 6). Soundings 52 to 55 in Profile 4 (corresponding to the yellow population in Figure 5c) were found to have higher resistivities (about 4 Ωm) corresponding to the confining layer, whereas the other soundings along this profile show resistivities of approximately 1 Ωm . The layers identified along Profile 4 were interpreted using a priori information from two private pumping wells near soundings 53 and 59. This information confirms the spatial continuity of these geological layers along Profile 4. The higher resistivity of soundings 52 to 55 of Profile 4 is consistent with the raw soundings shown in Figure 5c. There is therefore a variation in resistivity within

the layers along this profile that could be caused by fluctuations in the fluid salinity, which contributes strongly to the conductivity of the underground. Campaigns of measurement of the electrical conductivity in wells carried out in the deeper aquifer have revealed an electrical conductivity of the groundwater varying between 300 and 600 mS/m (i.e., between 1 and 3 Ωm). However, 27 out of a total of 31 measurements were made in wells south-east of the *sebkha* and are therefore not fully representative of all of our soundings. These measurements, combined with the observed variability of the water's electrical conductivity in the KP aquifer (Ben Ammar et al., 2009), support the hypothesis on the possible salinity variations within the deeper aquifer.

On Profile 3, situated near to the southern shore of the *sebkha*, the subsurface appears to have a less complex structure and can be characterized by just two different layers. The use of nearby hydrogeological data allowed these layers to be identified as the subsurface aquifer and the confining clay layer (Figure 6). Similarly to the case of Profile 4, soundings 43, 44, and 45 in Profile 3 indicate higher resistivities than in the rest of the profile, because they are classed with the red population of the raw TDEM soundings (Figure 5c). In particular, for these three soundings, the inverted resistivity of the subsurface aquifer is higher (approximately 4–5 Ωm) than the value of 1 Ωm found for the other soundings along this profile. This difference can be attributed to the same fault that isolates sounding 43 from the rest of Profile 4. On the other hand, the resistivity of the confining layer is more variable, ranging between 1.5 and 10 Ωm . When the TDEM soundings are compared with the geological map, their variations are found to be consistent with the morphology of the Ataf alluvial fan (Figures 3 and 6). The four soundings 33 to 36 show a certain unity with a resistivity of the deepest layer around 5 Ωm and are situated in the recent Ataf alluvial fan. The next soundings 37 to 40 are also very similar with a resistivity of the deepest layer around 2 Ωm and are all located in the old Ataf alluvial fan.

The interpretation proposed in Figure 6, in particular for Profiles 3 and 4, is based on information obtained mainly from local farmers (depth of the deep aquifer in their private wells). In an initial step, each profile was interpreted separately, on the basis of the propagation of hydrogeological data, and the depth of the confining layer is not continuous at the point where the profiles cross. The fault east of Profile 3, where there is no fault throw, is the same as the fault south of Profile 4, where the throw is equal to 20 m (Figure 6).

On Profile 3, only sounding 33 has a clearly distinguishable change in sign at the late times of the measured data. This is most probably due to an induced polarization (IP) response from the ground (El-Kaliouby, Hussain, Bayoumi, El-diwany, & Hashish, 1995; Flis, Newman, & Hohmann, 1989). The extremely low resistivity (less than 10 Ωm) of the environment means that the signal induced by the electrical conductivity overrides the responses from the magnetic or dielectric ground properties. A Cole–Cole model was used to interpret our measurements, with direct modelling of the TDEM data, including the IP response of the ground (Beran & Oldenburg, 2008). The IP response provides an estimation of the chargeability (mV/V), a physical parameter closely linked to the capacitive response of the ground. This physical parameter is independent from the bulk conductivity obtained by the usual inductive response measured in TDEM and

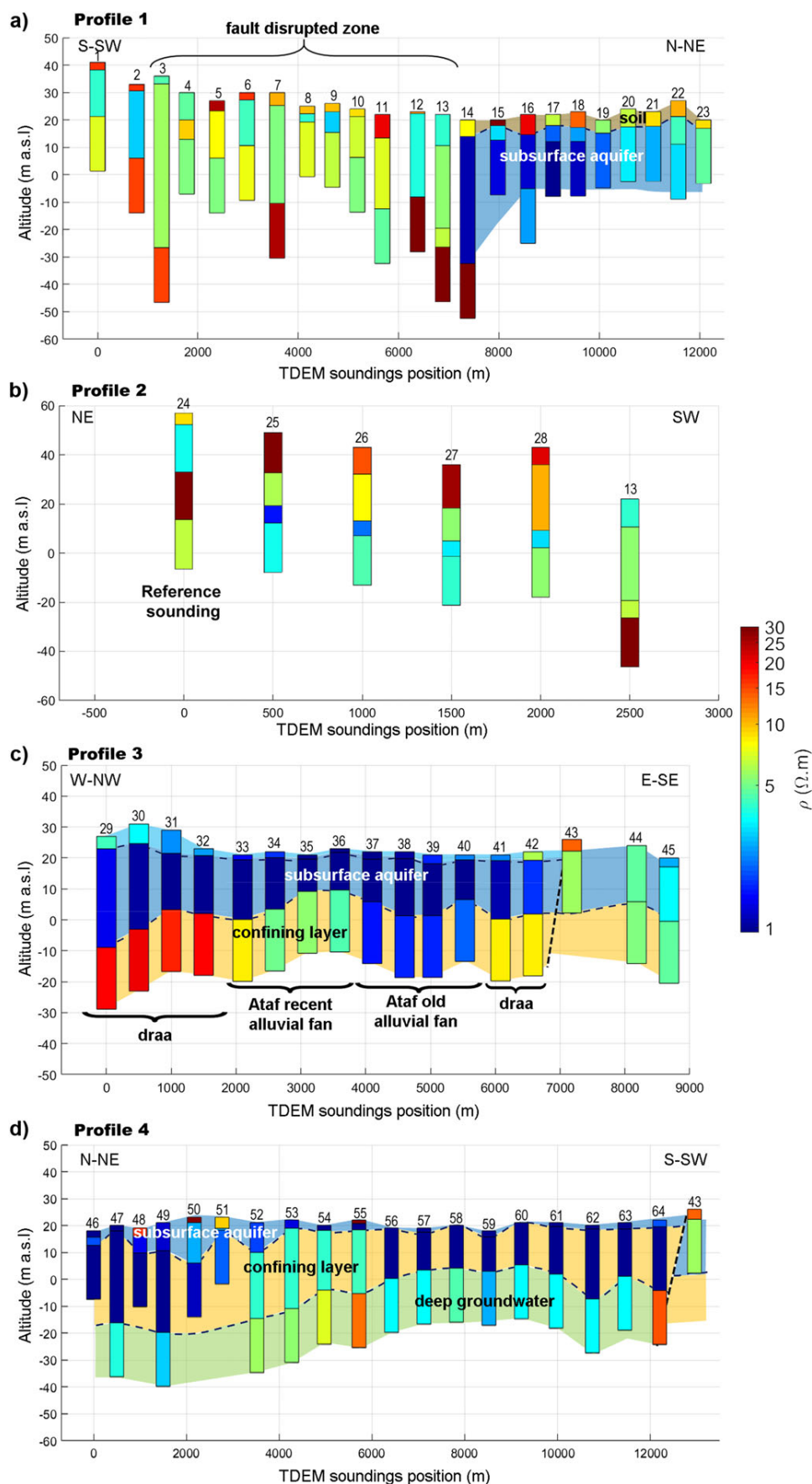


FIGURE 6 Inversion and interpretation of the time-domain electromagnetic (TDEM) sections (Profiles 1, 2, 3, and 4), in accordance with data recorded at nearby wells

could be used to distinguish between the confining clay layers and the aquifers saturated by brackish water. On sounding 33 in Profile 3, it was initially thought that the change of sign at late times was due to IP arising from the confining clay layer. However, various models have shown that because the overlying formations are extremely conductive (less than $1 \Omega\text{m}$) and because this confining layer is 20 m deep, its IP response could not have affected the measurements. An IP response from the most superficial layer could reproduce the observed sign change at the late time gates (Figure 7). 13 auger soundings made in the sebkha, Boujelben (2015) revealed the alternating of clay and loam layers, which are more or less mixed with sand, depending on the location of the sounding. This alternating of layers of conductive clay and more resistant loam could very well confirm the hypothesis of high polarizability of the very near surface (Gazoty et al., 2012). This would also explain why the IP effect was seen only on a few TDEM soundings (33 on Profile 3 and 52 to 55 on Profile 4), as these soundings were clearly made in the sebkha, where variations in water level have allowed these layers of sediment to settle. Moreover, in these soundings, the confining clay layer is less conductive, with the resistivity ranging between 5 and $8 \Omega\text{m}$, whereas that of the adjacent soundings in the same layer is less than $1 \Omega\text{m}$. The signal induced by the ground's electrical resistivity is weaker, because it is less than 10^{-6} V/m^2 at 0.4 ms and more than 10^{-6} V/m^2 at 0.4 ms in the more conductive

soundings of the blue population (Figure 5c). The response arising from the dielectric properties of the ground is thus clearly associated with the late-time measurements. It is important to consider this IP effect, even for soundings in which the curve drops in the late times with no visible change of sign. This effect could indeed be mapped as a deep, resistive layer during an inversion without IP modelling.

6 | CONCLUSION

With this first geophysical study of the Sebkha Kelbia area, a map of the first tens of metre under the sebkha was produced. Except along the south of Profile 1 that was heavily affected by faults, the shallow aquifer was successfully mapped. South of the sebkha, along Profile 3, the top of the confining clayey layer was also mapped. And east along Profile 4, the DOI was even sufficient to fully map the confining layer and the top of the deeper aquifer. As this study was focused on Sebkha Kelbia, along Profiles 1 and 4, it gave a more precise location of faults described in the literature, notably by Khomsi et al. (2004). However in the southern part of Profile 1, west of the sebkha, the 3D geometry of the ground was too complex to be mapped with 1D TDEM soundings with a 500-m spacing. On the south-eastern corner of the sebkha, the location of a fault was inferred due to the presence of springs. The study of Profiles 3 and 4 detected this fault and refined its location. This fault and the surrounding springs could be an indication of communication between the two aquifers, which could explain in part the increase of the salinity in the deeper aquifer.

The late-time measurements of several soundings were distorted, and negative data points were measured on one occasion. These distortions were attributed to an IP effect in the first 2 to 3 m of the sebkha. This IP effect must be taken into account during the inversion process to avoid errors such as an overestimation of the deep layers resistivity.

This site is particularly well suited to the implementation of TDEM measurements, as the signals induced by the high electrical conductivity of the underground (resistivities less than $10 \Omega\text{m}$) are strong. It would be very interesting to carry out additional measurements, in an effort to confirm or refute, and complete our initial interpretations. In addition to the use of TDEM soundings, it would be advantageous to carry out local magnetic resonance soundings, in order to discriminate the aquifer from the clay confining layer (Behroozmand et al., 2016). Hydrogeological data taken too far from the sebkha to guide our interpretation of the TDEM soundings, as well as the inability to access the centre of the sebkha, were the two main limitations of this survey. With the necessary authorizations, it should be possible to carry out TDEM soundings in the submerged region of the sebkha, using a boat or a buoy (Hurwitz, Goldman, Ezersky, & Gvirtzman, 1999), thus making it possible to collect data relevant to the ground situated directly below the sebkha.

ACKNOWLEDGMENTS

The present study was supported by the IRD (French Research Institute for Development) and the international joint laboratory NAILA (IRD–Tunisia) in collaboration with Sorbonne University. We extend our special thanks to Amal Sebaï and Roger Calvez, who actively contributed to the survey.

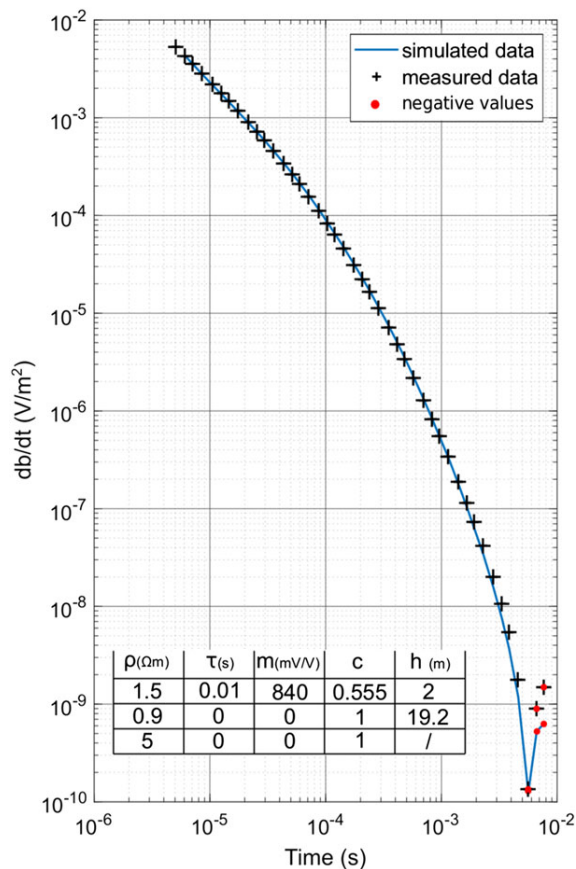


FIGURE 7 Measured and simulated data for sounding 33 on Profile 3, used to explain the sign change produced by a polarizable superficial layer. The table contains the values of the resistivities and Cole–Cole parameters of the model used to obtain the simulated data in blue

ORCID

Cécile Finco  <http://orcid.org/0000-0002-2085-3567>

Cyril Schamper  <http://orcid.org/0000-0001-8276-5899>

Sylvain Massuel  <http://orcid.org/0000-0002-5352-0056>

Gaghik Hovhannissian  <http://orcid.org/0000-0002-7040-9130>

REFERENCES

- Amari, A., & Bedir, M. (1989). Les bassins quaternaires du Sahel central de la Tunisie: genèse et évolution des sebkhas en contexte décrochant compressif et distensif. *Géodynamique*, 4(1), 49–65.
- Amri, R., & Bouasker, M. (1994). *Note sur le pompage d'essai à longue durée sur le forage SAHALI 3*. Sousse: Direction Générale des Ressources en eaux.
- Barsukov, P. O., Fainberg, E. B., & Khabensky, E. O. (2007). Chapter 3 Shallow investigation by TEM-FAST technique: Methodology and examples. In V. V. Spichak (Ed.), *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior* (Vol. 40, pp. 55–77). Oxford: Elsevier.
- Behroozmand, A., Teatini, P., Pedersen, J., Auken, E., Tosatto, O., & Christiansen, A. (2016). Anthropogenic wetlands due to over-irrigation of desert areas; a challenging hydrogeological investigation with extensive geophysical input from TEM and MRS measurements. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Society of Exploration Geophysicists and Environment and Engineering Geophysical Society*, 82–86.
- Ben Ammar, S., Jeribi, L., Favreau, G., Zouari, K., Leduc, C., Oi, M., ... Beji, R. (2009). Évolution de la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie centrale) déduite de l'analyse géochimique. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 87–95.
- Beran, L., & Oldenburg, D. (2008). Estimation of Cole-Cole parameters from time-domain electromagnetic data. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008, Society of Exploration Geophysicists, 569–573.
- Besbes, M., & de Marsily, G. (1976). L'analyse d'un grand réservoir aquifère en vue de sa modélisation. Conférence AIH-L'hydrologie des grands bassins sédimentaires, Budapest.
- Boujelben, A. (2015). L'hydrosystème des sebkhas al Kalbiyya et Halq al Minjil: dynamiques hydro-morphosédimentaires, paléoenvironnements et évolution des paysages pendant l'holocène. PhD Thesis, Université de Caen.
- Boujelben, A., Lebreton, V., & Karray, M. R. (2017). Dynamique lacustre Holocène dans la sebkha al Kalbiyya (Tunisie centre orientale). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 28(2), 239–245.
- Chekirbane, A., Tsujimura, M., Kawachi, A., Lachaal, F., Isoda, H., & Tarhouni, J. (2014). Use of a time-domain electromagnetic method with geochemical tracers to explore the salinity anomalies in a small coastal aquifer in north-eastern Tunisia. *Hydrogeology Journal*, 22(8), 1777–1794.
- Chevalier, A., Rejiba, F., Schamper, C., Thiesson, J., & Hovhannissian, G. (2016). *TEM systems design: Using full Maxwell FDTD modelling to study the transient response of custom-made Tx and Rx coils*. San Francisco: AGU Fall Meeting Abstracts.
- Christiansen, A., & Auken, E. (2012). A global measure for depth of investigation. *Geophysics*, 77(4), 171–177.
- Christiansen, A. V., Auken, E., & Sørensen, K. (2006). The transient electromagnetic method. *Groundwater Geophysics*, 179–225. https://doi.org/10.1007/3-540-29387-6_6
- Daghrir, O., & Amri, R. (1994). *Compte rendu de Fin des Travaux du Piézomètre: Kroussia 1*. Sousse: Direction Générale des Ressources en eaux.
- El-Kalioubi, H. M., Hussain, S. A., Bayoumi, A. E.-R., El-diwany, E. A., & Hashish, E. A. (1995). Effect of clayey media parameters on the negative response of a coincident loop¹. *Geophysical Prospecting*, 43(5), 595–603. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1995.tb00269.x>
- Eoche-Duval, J. M. (1973). Sebkha-Kelbia: Synthèse des documents existants. Direction des ressources en eaux, 11.
- Fitterman, D. V., & Anderson, W. L. (1987). Effect of transmitter turn-off time on transient soundings. *Geoexploration*, 24(2), 131–146. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(87\)90087-1](https://doi.org/10.1016/0016-7142(87)90087-1)
- Fitterman, D. V., & Stewart, M. T. (1986). Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51(4), 995–1005. <https://doi.org/10.1190/1.1442158>
- Flis, M. F., Newman, G. A., & Hohmann, G. W. (1989). Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54(4), 514–523. <https://doi.org/10.1190/1.1442678>
- Gazoty, A., Fiandaca, G., Pedersen, J., Auken, E., Christiansen, A. V., & Pedersen, J. K. (2012). Application of time domain induced polarization to the mapping of lithotypes in a landfill site. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6), 1793–1804. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1793-2012>
- Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., Gilad, D., & Melloul, A. (1988). Detection of freshwater/seawater interface by the time domain electromagnetic (TDEM) method in Israel. *Naturwet Tijdschr*, 70, 339–344.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., & Melloul, A. (1991). Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration*, 28(2), 153–174. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(91\)90046-F](https://doi.org/10.1016/0016-7142(91)90046-F)
- Gonzales Amaya, A., Mårdh, J., & Dahlin, T. (2018). Delimiting a saline water zone in Quaternary fluvial-alluvial deposits using transient electromagnetic: A case study in Punata, Bolivia. *Environmental Earth Sciences*, 77(2). <https://doi.org/10.1007/s12665-017-7213-5>
- Guérin, R., Descloitres, M., Coudrain, A., Talbi, A., & Gallaire, R. (2001). Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological Processes*, 15(17), 3287–3301. <https://doi.org/10.1002/hyp.284>
- Hurwitz, S., Goldman, M., Ezersky, M., & Gvirtzman, H. (1999). Geophysical (time domain electromagnetic model) delineation of a shallow brine beneath a freshwater lake, the Sea of Galilee, Israel. *Water Resources Research*, 35(12), 3631–3638. <https://doi.org/10.1029/1999WR900252>
- Jerbi, H., Massuel, S., Leduc, C., & Tarhouni, J. (2018). Assessing groundwater storage in the Kairouan plain aquifer using a 3D lithology model (Central Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 11. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3570-y>
- Karray, M. R. (1993). Sebkhet El Kelbia, Tunisie orientale: dynamique récente et changements actuels, 1892–1992. La dynamique de l'environnement en Afrique, Rabat, 141–166.
- Khedhiri, S. (2006). L'écosystème de la sebkha El Kelbia (Tunisie centre orientale): Dynamique sédimentaire et évolution géochimique. PhD Thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- Khamsi, S., Bédir, M., Ben Jemia, M. G., & Zouari, H. (2004). Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(15), 1401–1408. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.06.007>
- Kuper, M., Leduc, C., Massuel, S., & Bouarfa, S. (2017). Topical collection: Groundwater-based agriculture in the Mediterranean. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1525–1528. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1598-9>
- Leduc, C., Ammar, S. B., Favreau, G., Beji, R., Virrion, R., Lacombe, G., ... Zouari, K. (2007). Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: Environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia/Un exemple d'évolution hydrologique en Méditerranée: Impacts des modifications environnementales et du développement agricole dans le bassin-versant du Merguellil (Tunisie centrale). *Hydrological Sciences Journal*, 52(6), 1162–1178.
- Massuel, S., Amichi, F., Ameur, F., Calvez, R., Jenhaoui, Z., Bouarfa, S., ... Hammani, A. (2017). Considering groundwater use to improve the assessment of groundwater pumping for irrigation in North Africa.

- Hydrogeology Journal*, 25(6), 1565–1577. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1573-5>
- Massuel, S., & Riaux, J. (2017). Groundwater overexploitation: Why is the red flag waved? Case study on the Kairouan plain aquifer (central Tunisia). *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1607–1620. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1568-2>
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. San Diego: Academic Press.
- Nabighian, M. N. (Ed.) (1991). *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Tulsa: SEG Books.
- Nazoumou, Y. (2002). Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone aride: étude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale). PhD Thesis, Université de Tunis El Manar
- Nazoumou, Y., & Besbes, M. (2001). Recharge assesment and groundwater modelling in Arid conditions: Case study at Kairouan, Tunisia. *IAHS-AISH Publication*, 269, 75–88.
- Raiche, A. P. (1984). The effect of ramp function turn-off on the TEM response of layered earth. *Exploration Geophysics*, 15(1), 37–41. <https://doi.org/10.1071/EG984037>
- Sambridge, M. (1999a). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3), 727–746. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00900.x>
- Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- Schamper, C., Rejiba, F., & Guérin, R. (2012). 1D single-site and laterally constrained inversion of multifrequency and multicomponent ground-based electromagnetic induction data—Application to the investigation of a near-surface clayey overburden. *Geophysics*, 77(4), 19–35.
- Trabelsi, F., Mammou, A. B., Tarhouni, J., Piga, C., & Ranieri, G. (2013). Delineation of saltwater intrusion zones using the time domain electromagnetic method: The Nabeul–Hammamet coastal aquifer case study (NE Tunisia). *Hydrological Processes*, 27(14), 2004–2020.
- Zribi, M., Paris Anguela, T., Duchemin, B., & Lili, Z. (2009). Analyse de la dynamique de l'état hydrique et de la végétation dans la plaine de Kairouan (Tunisie) avec les données satellite basse résolution. Journées d'animation scientifique, Alger.

How to cite this article: Finco C, Pontoreau C, Schamper C, Massuel S, Hovhannissian G, Rejiba F. Time-domain electromagnetic imaging of a clayey confining bed in a brackish environment: A case study in the Kairouan Plain Aquifer (Kelbia salt lake, Tunisia). *Hydrological Processes*. 2018;1–12. <https://doi.org/10.1002/hyp.13303>

I.3.c Spécificités des dispositifs à petites boucles

Pour un dispositif conventionnel avec des boucles de plusieurs dizaines voire centaines de mètres de côté, la réponse inductive écrase le plus souvent les réponses issues des propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol. Dans le cadre de l'utilisation d'un dispositif TDEM non-conventionnel avec des petites boucles de quelques mètres de côté pour l'émission, le moment d'émission ($M = S \times I$)⁴ est plus faible et l'intensité des courants de Foucault induits l'est aussi. L'importance relative des effets liés à la conductivité électrique, et aux autres propriétés magnétiques et diélectriques sur la mesure est plus équilibrée. La sensibilité aux propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol est donc plus importante qu'avec un dispositif conventionnel.

Ces dispositifs à petites boucles sont plus sensibles aux bruits produits par le système de mesure lui-même. Il y a en effet des interactions entre les boucles d'émission et de réception et avec le boîtier d'acquisition. C'est donc un effet qu'il faut prendre en compte lors de l'utilisation de petites boucles car il devient nécessaire de faire plusieurs tours de boucles pour avoir un moment d'émission et une surface effective de réception suffisants.

Dispositifs existants

Des premiers dispositifs TDEM à petites boucles sont apparus dans les années 60. Un des premiers dispositif TDEM le MPPO-1, développé en 1960 au *Moscow Institute of Geological Prospecting and Exploration*, fonctionne avec une seule boucle (dispositif coïncident) dont la taille peut aller de 5 m x 5 m à 200 m x 200 m. Le temps de coupure de cet appareil étant compris entre 1 ms et 15 ms, même l'utilisation d'une boucle de 5 m x 5 m ne permet pas de caractériser les premières dizaines de mètres du sous-sol. Ces boucles réduites permettent cependant d'appliquer la méthode TDEM sur des terrains accidentés où il est impossible de disposer les grandes boucles des dispositifs conventionnels. Dans ces conditions, on cherche parfois à atteindre des profondeurs d'investigation comparables à celles atteintes avec des grandes boucles de plusieurs centaines de mètres. Il faut alors un moment d'émission comparable avec une surface réduite, et donc injecter un courant plus

4. S est la surface de la boucle d'émission et I l'intensité du courant injecté dans celle-ci

important. Un exemple extrême de cette stratégie est le dispositif coïncident EMRS-3 où l'émission a lieu dans une antenne de 3 m x 3 m avec un courant entre 1000 A et 1800 A pour atteindre une profondeur d'investigation de 300 m. Les temps courts (et donc la proche surface) ne sont évidemment pas dans ce cas exploitables avec un temps de coupure du courant de 80 μ s (Xue *et al.*, 2014). Des appareils TDEM avec des boucles d'un mètre ou moins sont également utilisés comme des détecteurs de métaux (*e.g.* DECCO de Littlemore Scientific Engineering Ltd, EM61 and EM63 de Geonics Ltd ou encore TS6 de Protovale Ltd) qui peuvent permettre, après calibration, d'estimer la viscosité magnétique des sols (Dabas, 1989 ; Tabbagh et Dabas, 1996). Ces dispositifs petites boucles sont beaucoup utilisés dans le domaine de la dépollution pyrotechnique pour la détection de munitions non explosées (UXO en anglais pour *unexploded ordnance*) dans le sous-sol. Il s'agit de détecter des objets métalliques enterrés dans un sol beaucoup plus résistant. Ainsi, les appareils dédiés à la dépollution pyrotechnique n'enregistrent généralement pas la courbe de décroissance TDEM complète mais se contentent de l'échantillonner à deux ou trois des temps définis après la coupure. Ces dispositifs ne permettent pas d'obtenir une courbe de décroissance complète.

Certains appareils tels que le NanoTEM de Zonge International sont utilisés pour la détection de ces munitions non explosées (Snyder et Scott, 2003), mais aussi pour l'acquisition de cartes ou de profils de conductivité électrique de proche surface (Meglich *et al.*, 2011). On se restreint souvent à une étude de la conductivité apparente en fonction du temps et donc de la pseudo-profondeur.

Plus récemment, le tTEM un appareil TDEM à petite boucle tracté par un ATV (Véhicule Tout Terrain) à été développé à l'université d'Aarhus au Danemark (Auken *et al.*, 2018). La boucle d'émission du tTEM mesure 4 m par 2 m et la boucle de réception de 0.56 m par 0.56 m est placée 9 m derrière. L'objectif de ce système étant l'imagerie du sous-sol jusqu'à 50 m de profondeur avec une bonne résolution en proche surface, deux configurations d'émission existent : *Low Moment* (*ca.* 3 A), qui permet une coupure du courant rapide en 2.5 μ s et ainsi d'avoir une bonne résolution sur les premiers mètres du sous-sol et *High Moment* (*ca.* 30 A) pour un moment plus important qui permet d'atteindre une profondeur d'investigation généralement supérieure à 50 m. La configuration avec offset utilisée ici a été choisie pour limiter le plus possible l'influence du couplage entre les

boucles d'émission et de réception sur la mesure.

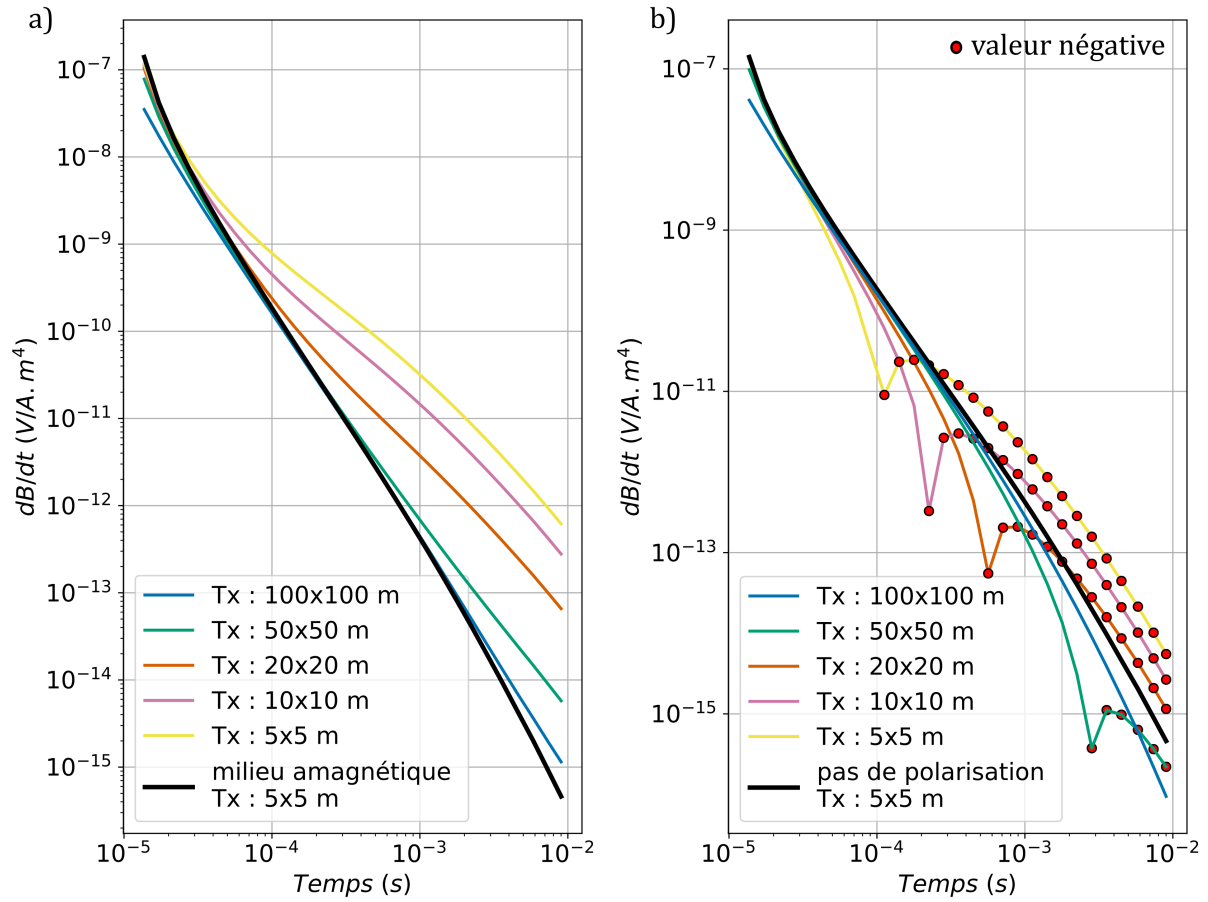


Figure I.9 : a) Influence de la taille de la boucle d'émission sur la mesure TDEM sur un terrain homogène magnétique ($\rho = 100 \Omega m$, $\kappa_q = 2 \times 10^{-5} SI$). b) Influence de la taille de la boucle d'émission sur la mesure TDEM sur un terrain homogène polarisable décrit par un modèle Cole-Cole ($\rho = 100 \Omega m$, $\tau = 1 \times 10^{-3} s$, $m = 100 mV/V$ et $c = 0.5$). La boucle de réception est systématiquement située au centre de l'antenne d'émission (configuration centrale).

Influence de la viscosité magnétique

On observe l'influence des propriétés magnétiques du sous-sol sur la réponse TDEM par une variation de la pente de la courbe sur les temps longs. On remarquera aussi sur la Figure I.9a que l'influence des propriétés magnétiques augmente sensiblement avec la réduction de la taille de la boucle d'émission, ici dans une configuration centrale. On passe en effet d'une pente en $t^{-5/2}$ à une pente qui varie entre t^{-1} et t^{-2} (Dabas et Skinner, 1993). Les mesures TDEM étant réalisées après la coupure du courant, la partie des propriétés magnétiques en quadrature, *i.e.* la viscosité magnétique κ_{qu} , est celle qui a le

plus d'influence sur la mesure. L'effet de la viscosité magnétique sur la mesure TDEM est lié à un processus de changement d'orientation du moment magnétique dans des grains très fins de minéraux ferromagnétiques. Ce changement se produit dans le moment qui suit la variation brusque du champ magnétique primaire au moment de la coupure (Barsukov et Fainberg, 2001). On utilise par abus de langage le terme d'effet superparamagnétique pour qualifier l'effet des propriétés magnétiques sur la mesure TDEM depuis que Buselli (1982) l'a employé pour décrire le phénomène. En réalité, la taille des grains pouvant être à l'origine de cette déformation de la mesure TDEM peut aller jusqu'à 250 nm et donc au-delà de la taille des grains dit superparamagnétiques dont le diamètre est inférieur au nm (Descloitres, 1998 ; Thiesson *et al.*, 2007). Lors de la mesure TDEM, les moments magnétiques s'orientent en fonction de l'orientation du champ magnétique primaire. Ainsi, les polarités seront de sens opposé à l'intérieur et à l'extérieur de la boucle d'émission. Dans les sols, cet effet magnétique est le plus souvent créé par des particules de magnétite (Fe_3O_4) et de maghémite (Fe_2O_3).

On peut limiter, voire éliminer cet effet en soulevant la boucle d'émission ou encore en éloignant les boucles de réception et d'émission, car l'effet se concentre autour des câbles d'émission (Buselli, 1982 ; Barsukov et Fainberg, 2001).

Influence de la permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique du sous-sol peut également dans certaines conditions avoir un effet important sur la mesure TDEM, en particulier lors de l'utilisation de petites boucles. L'effet de polarisation provoquée (PP) est dû à l'apparition d'un courant de polarisation dans le sous-sol. Au moment de la coupure, des courants de Foucault sont induits dans le sous-sol. Dans un milieu polarisable, certains ions vont être piégés dans les hétérogénéités du milieu. Ces courants sont constitués d'ions qui se déplacent avec le champ électrique. Lorsque ces ions reviennent à leur position initiale, des courants de polarisation de sens opposé au courant initial apparaissent. La mesure de $\frac{\partial B}{\partial t}$ dans la boucle de réception est une superposition de ces courants d'induction et de polarisation. Ainsi, lorsque les courants d'induction sont plus faibles que ces courants de polarisation, on observe un champ magnétique secondaire de sens inverse et on voit l'apparition de valeurs négatives dans les données TDEM aux temps longs (Figure I.9b) (Flis *et al.*, 1989 ;

[Kozhevnikov et Antonov, 2012b](#)). Il arrive qu'un effet de polarisation soit présent mais qu'il ne devienne jamais prédominant. Dans ce cas, on observera une chute du niveau de signal sur les temps longs mais pas de valeurs négatives.

L'apparition de cet effet de PP (Figure [I.9b](#)) est liée à la fois à la résistivité électrique du terrain et à la permittivité diélectrique de celui-ci. La gamme de fréquences de la méthode TDEM implique que les mécanismes à l'oeuvre aient une fréquence de relaxation inférieurs au MHz ce qui limite les mécanismes à la polarisation d'interface. Les boucles de petite taille sont plus sensibles à cet effet qui sera par ailleurs d'autant plus important que la résistivité du sous-sol sera élevée. Là encore, il est possible de minimiser cet effet en éloignant les boucles d'émission et de réception ([Descloitres et al., 2000](#)).

I.3.d Conséquences de l'approche multi-paramètres sur le problème d'équivalence

L'utilisation de la méthode TDEM de manière conventionnelle pour déterminer un modèle de résistivité du sous-sol présente déjà des modèles équivalents liés aux erreurs de mesures et à la sensibilité de la méthode aux terrains résistants. Avec des dispositifs à petites boucles, on rajoute dans l'inversion 4 paramètres par couche (la viscosité magnétique et les 3 paramètres du modèle Cole-cole) en plus de la résistivité électrique et de l'épaisseur des couches. Le nombre de modèles équivalents est donc nécessairement plus important.

Afin d'évaluer ces phénomènes d'équivalences, SCYLLA (Figure [I.10](#)), un outil d'étude de sensibilité dans le domaine fréquentiel a été développé au cours de la thèse ([Finco et al., 2019](#)) en s'appuyant sur des codes de modélisation directe existants ([Schamper et al., 2011](#)). La fenêtre temporelle de mesure TDEM pouvant être associée à une gamme de fréquence, l'étude dans le domaine fréquentiel permet une évaluation plus fine de ces phénomènes d'équivalence pour chaque portion de courbe TDEM. Cet outil permet de modéliser l'influence de chacun des paramètres électriques, magnétiques, et diélectriques du sous-sol ainsi que des paramètres d'acquisition (géométrie du dispositif, fréquence d'émission, ...) sur la mesure. Des modélisations directes peuvent être réalisées simultanément avec des positions de boucle de réception différentes.

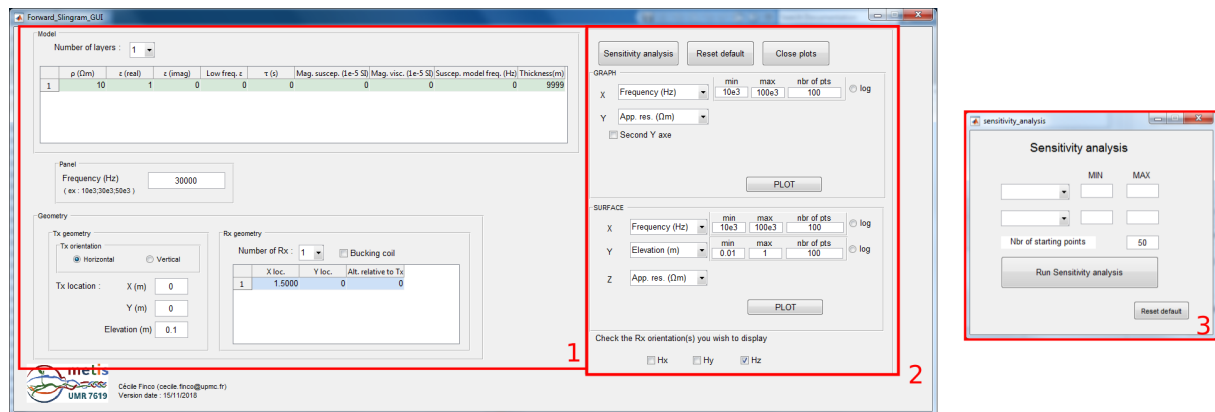


Figure I.10 : Aperçu général de l'interface du code SCYLLA. La zone 1 correspond à la définition des paramètres d'entrée du modèle. La zone 2 lance le calcul et l'affichage du modèle direct. La zone 3 est la zone de définition des paramètres de l'analyse de sensibilité.

L'analyse de sensibilité se fait, pour des raisons de lisibilité des résultats et de temps de calcul, sur un couple de paramètres définis par l'utilisateur. Celui-ci définit également la gamme de valeurs à étudier pour chaque paramètre ainsi que les valeurs de tous les autres paramètres non choisis pour l'analyse de sensibilité (géométrie du dispositif d'acquisition, fréquence d'émission, propriétés du sous-sol) qui définiront un modèle de référence. L'espace des paramètres définis par l'utilisateur est ensuite exploré en tirant aléatoirement avec une distribution uniforme des modèles initiaux (Figure I.11b). Une optimisation est ensuite réalisée à partir de chaque modèle de départ vers le modèle de référence défini par l'utilisateur. Chaque itération est représentée sur une figure où ses coordonnées sont les valeurs du couple de paramètres et la couleur correspond à la RMS qui représente l'écart au modèle de référence (Figure I.11a). L'analyse de ces résultats permet de déterminer la sensibilité d'une mesure d'EM inductif (EMI) réalisée à une fréquence donnée à un couple de paramètres EM quelconque. Dans l'exemple présenté ici, on s'intéresse à la sensibilité de la mesure à l'épaisseur de la 2e couche et à la résistivité électrique de la couche la plus superficielle, sur un modèle tri-couche de résistivité électrique uniquement. L'analyse de sensibilité a été réalisée ici avec 500 modèles de départs. On observe ici un écart assez faible au modèle de référence ($RMS < 5\%$) pour ρ_1 compris entre 20 et plus de 200 Ωm . Les méthodes EMI sont en effet peu sensibles aux terrains résistants. L'épaisseur de la 2e couche conductrice semble être mieux définie avec une épaisseur entre 0,6 et 0,8 m. Un outil d'inversion est en cours de développement pour venir s'ajouter aux éléments existants.

Dans le cadre de la thèse, cet outil peut être utilisé pour estimer la sensibilité d'une mesure dans une certaine configuration à des paramètres magnétiques, diélectriques et électriques.

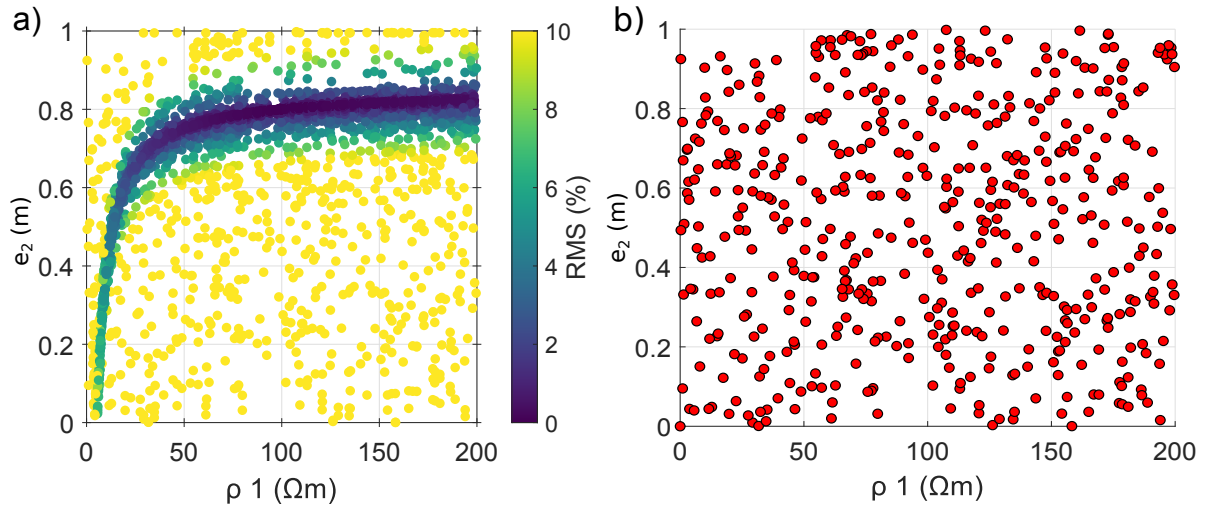


Figure I.11 : a) Analyse de sensibilité où le couple de paramètres étudié est l'épaisseur de la 2e couche et la résistivité de la première couche. Le modèle de sous-sol de référence ($\rho_1 = 100 \Omega m$, $e_1 = 0.15m$, $\rho_2 = 20 \Omega m$, $e_2 = 0.8m$, $\rho_3 = 60 \Omega m$) b) Distribution des modèles de départ dans l'espace des paramètres.

I.4 Conclusion sur l'état de l'art

La méthode TDEM est utilisée le plus souvent pour caractériser la résistivité électrique du sous-sol mais la mesure est influencée par d'autres paramètres électromagnétiques : la viscosité magnétique (κ_{qu}) et la permittivité diélectrique (ϵ). L'influence de ces deux paramètres est très souvent écrasée par la réponse inductive plus importante. Une interface SCYLLA a été développée pour évaluer les gammes d'équivalences de chaque paramètre électromagnétique ainsi que que chaque paramètre de géométrie du dispositif d'acquisition.

Certains dispositifs ayant des géométries particulières, tels que les dispositifs à petites boucles en configuration centrale, sont plus sensibles aux propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol. Ces dispositifs sont également plus sensibles au bruit issu du système lui-même et en particulier aux interactions entre les boucles d'émission et de réception. Le chapitre suivant concerne la modélisation de cette réponse propre du système.

CHAPITRE II

Modélisation numérique de la réponse propre du système

Sommaire

II.1	Introduction	52
II.2	Méthodes de simulation de la réponse propre du système	55
II.2.a	Simulations en différences finies 3D dans le domaine temporel (FDTD) par la résolution complète des équations de Maxwell (logiciel EM- PIRE, IMST)	56
II.2.b	Circuit électrique équivalent apparent (modélisation SPICE avec le logiciel LTspice)	59
II.3	Résultats des simulations et comparaison des deux méthodes	61
II.3.a	Modélisations à l'air libre	61
II.3.b	Modélisations sur un sol	66
II.4	Conclusion du sur la modélisation numérique de la réponse du système d'acquisition	69

II.1 Introduction

L'influence du système d'acquisition sur la mesure TDEM est un problème connu dont l'ampleur varie selon la géométrie du dispositif et en particulier selon la distance entre les boucles d'émission et de réception. Il sera donc particulièrement prégnant dans le contexte des dispositifs à petites boucles. Ces travaux de thèse, et notamment des tests de terrains, ont été menés avec des boucles séparées principalement en configuration centrale. C'est pourquoi les études numériques présentées ci-après se concentrent sur cette configuration d'acquisition. La première influence du système d'acquisition sur la mesure à être considérée est la longueur de la rampe de coupure du courant (Raiche, 1984). En effet, de par l'inductance et la capacité électriques non-nulles de la boucle d'émission, la coupure du courant n'est pas instantanée. Sa durée et sa forme affectent les premières fenêtres de la mesure TDEM. L'utilisation de codes de modélisation directe considérant une coupure instantanée (Lee et Lewis, 1974 ; Knight et Raiche, 1982) pour l'inversion conduit ainsi à des erreurs importantes sur les paramètres des couches superficielles. Raiche (1984) propose donc un calcul de modélisation directe où la coupure du courant est représentée par une rampe linéaire de durée connue. Ce modèle est ensuite amélioré en considérant une succession de segments linéaires (Fitterman et Anderson, 1987). Il s'agit d'estimer l'influence de cette rampe sur la mesure pour que la durée de la coupure devienne un paramètre d'acquisition à estimer et considérer dans le traitement des données (Asten, 1987 ; Fitterman et Anderson, 1987).

L'intégration de filtres analogiques passe-bas aux appareils TDEM commerciaux dans le but d'améliorer le rapport signal sur bruit (S/B) en filtrant les contributions des antennes d'émission radio à modulation d'amplitude (AM) au niveau général de bruit a conduit à la considération d'une autre forme d'influence du système sur la mesure (Effersø *et al.*, 1999). Ces filtres passe-bas permettent d'améliorer la qualité des mesures aux temps longs mais induisent également une déformation des temps courts de la mesure, il faut donc les prendre en compte lors du traitement des données pour éviter des erreurs dans l'estimation des paramètres des couches superficielles du sous-sol (Effersø *et al.*, 1999). L'utilisation de plus en plus fréquente de la méthode TDEM pour des applications de proche surface

a conduit à une étude plus précise des temps courts, *i.e.* les fenêtres de mesures les plus proches de la coupure du courant. En particulier, on cherche à quantifier la réponse propre du système, d'abord dans l'air puis on cherchera à prendre en compte l'influence du sol sur celle-ci, liée notamment à l'interaction entre les boucles d'émission et de réception afin d'éviter les erreurs d'interprétation. La capacitance et l'inductance non-nulles des boucles du système d'acquisition font qu'on peut les assimiler à un assemblage en série de petits circuits RLC équivalents à un unique circuit RLC ([Kamenetsky et Oelsner, 2000](#)). Le système de mesure est donc en lui-même un filtre passe-bas dont la fonction de transfert gagnerait à être incluse dans le processus d'inversion. Ce filtre dépend de la géométrie du système d'acquisition, de la distance entre les boucles d'émission et de réception, mais aussi de la conductivité du sous-sol. Afin d'éviter de recalculer le filtre de la boucle de réception pour chaque configuration mais surtout pour chaque terrain de conductivité électrique différente, on applique un filtre Butterworth passe-bas du 1^{er} ordre avec une fréquence de coupure plus basse que la fréquence de coupure de la boucle de réception sur la plupart des sols. Le filtre à appliquer durant l'inversion sera dans ce cas toujours connu et permet d'éviter les erreurs d'interprétation en proche surface à cause de l'application d'un filtre inadapté et peut même augmenter la résolution en proche surface si le filtre est bien estimé ([Auken *et al.*, 2000](#)). La figure II.1a. illustre un filtre passe-bas Butterworth du premier ordre :

$$H(f) = \frac{1}{1 + i\left(\frac{f}{f_c}\right)} \quad \text{avec } f \text{ la fréquence (Hz) et } f_c \text{ la fréquence de coupure.} \quad (\text{II.1})$$

La fréquence de coupure peut avoir une influence considérable sur les temps courts puisqu'il s'agit de filtrer les hautes fréquences dans lesquelles on retrouve principalement la réponse propre du système de mesure. La figure II.1b. montre bien l'importance du choix de la fréquence de coupure, plus celle-ci est basse et plus le début de la courbe est déformé. De manière générale, ce filtre affecte la mesure des temps courts et pas du tout les temps longs. L'influence est beaucoup plus importante sur les terrains résistants que sur les terrains conducteurs ([Auken *et al.*, 2000](#)).

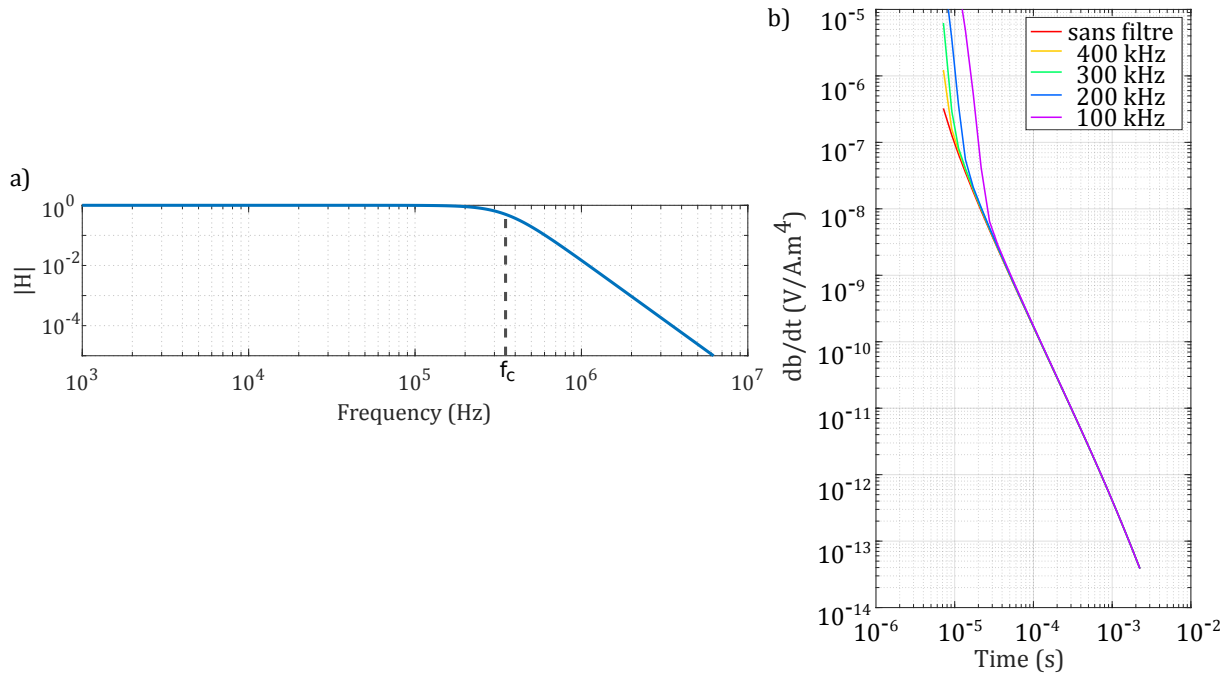


Figure II.1 : a) *Filtre Butterworth du premier ordre avec f_c la fréquence de coupure.* b) *Influence de l'application d'un filtre passe-bas Butterworth selon la fréquence de coupure. Modèle homogène à 100 Ω_m*

Cependant, avec ce filtre passe-bas fixe, une partie de l'information issue de la partie la plus superficielle est filtrée avec la réponse propre du système. Pour un dispositif de mesure à petites boucles en configuration centrale, les boucles d'émission et de réception sont plus proches et leurs interactions électromagnétiques plus importantes. La réponse propre du système dans ce cas rajoute un élément crucial à prendre en compte lors de la conception du dispositif TDEM. Le tTEM (Auken *et al.*, 2018) que l'on a déjà évoqué illustre bien ce problème : la configuration du dispositif avec un offset a été choisie parce que le couplage entre les boucles en configuration centrale était trop important pour pouvoir exploiter les premières fenêtres de temps ($<10 \mu s$) et obtenir une information fiable très proche de la surface. Il s'agit donc ici d'estimer le plus précisément possible le filtre issu de l'interaction entre les boucles, dans l'air puis à la surface d'un demi-espace, pour le reproduire dans le processus d'inversion et exploiter le plus possible les temps courts sans devoir ajouter un filtre à fréquence fixe qui écraserait la réponse des terrains les plus superficiels.

On commencera par présenter les deux méthodes de modélisation utilisées et expliciter leurs caractéristiques. Des résultats de modélisation à l'air libre puis sur un sol d'une résistivité électrique moyenne de $200 \Omega\text{m}$ seront présentés. Ces résultats seront ensuite discutés avant de conclure ce chapitre.

II.2 Méthodes de simulation de la réponse propre du système

Deux méthodes de modélisation sont utilisées ici, la première est une méthode de différences finies dans le domaine temporel (FDTD) basée sur la résolution des équations de Maxwell où le problème est résolu en terme de champs magnétique ($\mathbf{H}$) et électrique ($\mathbf{E}$) et la seconde est une modélisation SPICE (Simulation **P**rogram with **I**ntegrated **C**ircuit **E**mphasis) où les boucles d'émission et de réception sont assimilées à des circuits RLC (et donc sans notion de géométrie), où le système est donc décrit en terme de courant (I) et de tension (V).

On compare donc ici ces deux approches en effectuant des simulations avec des paramètres d'entrée équivalents : la géométrie du dispositif d'acquisition est identique, on considère une boucle d'émission de 5 m par 5 m et un seul tour et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m avec 20 spires (Figure II.2). Cette configuration a été choisie pour que les résultats de simulation soient comparables aux mesures de terrains. Les 20 spires de la réceptrice permettent d'augmenter la surface effective de la boucle et donc le niveau de signal mesuré, mais créent aussi une inductance propre de la boucle plus importante. Pour essayer de limiter les interactions entre les tours de câble, chaque tour est espacé de 1 cm. Il faut modéliser précisément et prendre en compte ces caractéristiques de boucles.

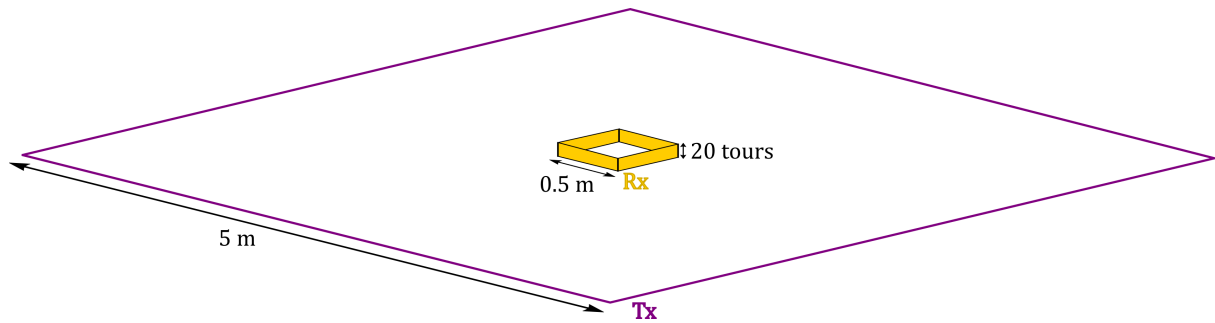


Figure II.2 : Dispositif utilisé lors des simulations visant à estimer le filtre lié au système d'acquisition

II.2.a Simulations en différences finies 3D dans le domaine temporel (FDTD) par la résolution complète des équations de Maxwell (logiciel EMPIRE, IMST)

La première méthode choisie pour la simulation de réponse propre du système est donc une méthode de résolution explicite des équations de Maxwell par différences finies dans le domaine temporel (FDTD). L'utilisation d'une telle méthode permet grâce à la discrétisation spatiale de réaliser des simulations portant sur des objets à géométrie complexe. Ceux-ci sont découpés en cellules où les propriétés électromagnétiques de l'objet sont homogènes. Plus les cellules sont petites et plus on peut décrire finement la géométrie de l'objet, mais en contrepartie les temps de calculs nécessaires seront plus importants. Il en est de même pour la discrétisation temporelle : plus le pas de temps choisi sera court, plus la durée d'exécution de la simulation sera longue, mais en contrepartie le phénomène physique sera vraisemblablement mieux décrit. L'algorithme utilisé est celui décrit par Yee (1966) où les composantes de champ (magnétique ou électrique) inconnues sont placées dans chaque cellule de sorte que chaque composante du champ magnétique $\mathbf{H}$ soit entourée de quatre noeuds (soit deux composantes perpendiculaires) du champ électrique $\mathbf{E}$ et inversement (Figure II.3). Dans cet algorithme, les dérivées spatiales sont approximées par une différence finie centrée du second ordre avec la formule de Taylor-Young :

$$\left(\frac{df(x)}{dx} \right)_{x=x_0} = \frac{f(x_0 + \frac{dx}{2}) - f(x_0 - \frac{dx}{2})}{dx} + O(dx^2) \quad (\text{II.2})$$

avec

$\left(\frac{df(x)}{dx}\right)_{x=x_0}$ la dérivée spatiale de la fonction f en x_0

dx le pas d'échantillonnage suivant la dimension de l'espace x

$O(dx^2)$ notation de Landau représentant l'erreur commise au second ordre pour chaque pas de discrétisation

De même, la dérivée temporelle est estimée par un schéma de différences finies centrées définies de manière à avoir un décalage d'un demi pas de temps entre les calculs de $\mathbf{H}$ et $\mathbf{E}$ suivant ainsi un schéma dit de *leapfrog*. La discrétisation temporelle s'écrit :

$$\begin{aligned}\mathbf{E}^n &= \mathbf{E}^{n-1} + \frac{\Delta t}{\varepsilon_0} \cdot \nabla \times \mathbf{H}^{n-\frac{1}{2}} \\ \mathbf{H}^{n+\frac{1}{2}} &= \mathbf{H}^{n-\frac{1}{2}} + \frac{\Delta t}{\mu_0} \cdot \nabla \times \mathbf{E}^n\end{aligned}\tag{II.3}$$

Une instabilité numérique propre à la formulation en différences finies existe également. Une condition de stabilité relie donc la discrétisation spatiale du milieu et la discrétisation

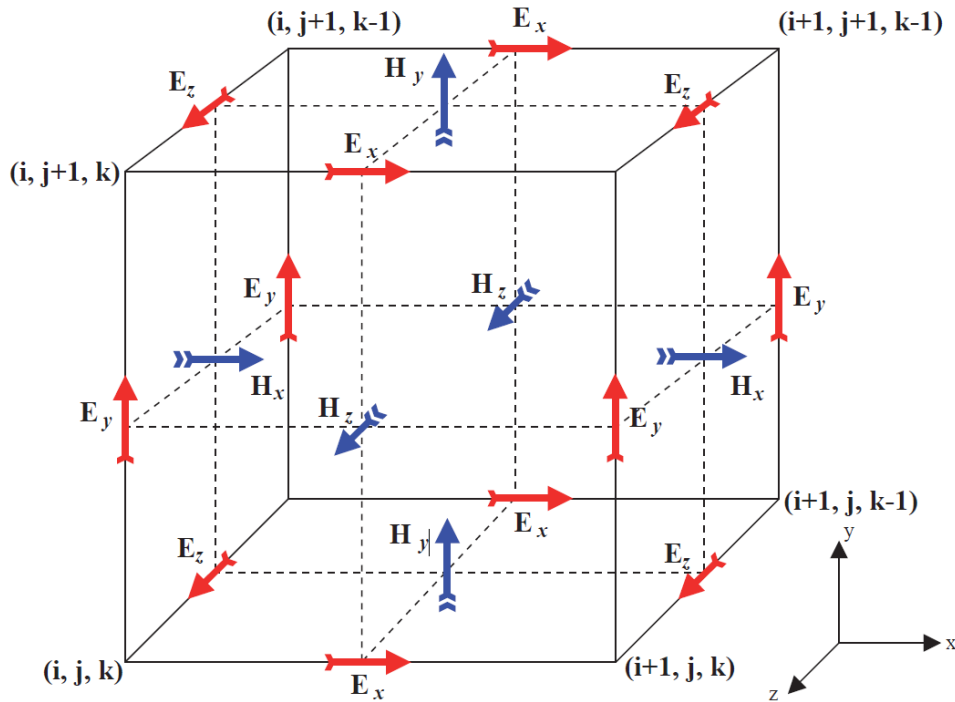


Figure II.3 : Schéma d'une cellule de Yee (discrétisation FDTD 3D). Les vecteurs $\mathbf{E}$ de champ électrique sont positionnés sur les arêtes et les vecteurs $\mathbf{H}$ de champ magnétique au centre des faces de la cellule. (Vitale, 2014)

temporelle, elle s'exprime comme suit (pour une discrétisation régulière) :

$$\delta t < \frac{1}{c \sqrt{\frac{1}{(\delta x)^2} + \frac{1}{(\delta y)^2} + \frac{1}{(\delta z)^2}}} \quad (\text{II.4})$$

avec :

δt : pas de discrétisation temporelle (en s)

$\delta x, \delta y, \delta z$: pas de discrétisation dans chacune des dimensions de l'espace (en m)

c : vitesse de la lumière dans le vide ($c \approx 3,10^8$ m/s)

Ainsi, si le maillage choisi est très dense, le pas de temps sera très petit et la simulation plus longue. Or la discretisation des câbles (1 – 2 mm) de diamètre est importante dans la modélisation des boucles du dispositif. La discrétisation spatiale est donc très fine au niveau des câbles et le pas de temps est donc très petit, de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{-10}$ s. De plus, avec une discrétisation si fine le schéma de différences finies explicite devient instable pour des temps de simulation plus longs et les basses fréquences ne peuvent donc pas être simulées par cette méthode. De plus, lorsque l'on considère la présence d'un sol, le pas de temps dépend de ses propriétés diélectriques et magnétiques et allonge encore le temps de calcul.

Ces simulations sont réalisées avec un logiciel commercial, EMPIRE XPU (IMST), dont l'algorithme FDTD a été éprouvé (Vitale, 2014 ; Chevalier *et al.*, 2016) et qui nous permet de dessiner simplement les géométries de boucles sans contraintes majeures. La simulation se déroule dans le domaine temporel, mais une transformation de Fourier sera utilisée pour passer dans le domaine fréquentiel afin d'évaluer le filtre du système d'acquisition.

Pour ce type de simulations, les équations de Maxwell discrétisées fournissent donc une estimation la plus exhaustive possible du filtre du système. Ces simulations sont lourdes en temps de calcul, une simulation de quelques micro-secondes prend plusieurs jours¹. On ne

1. Sur un ordinateur avec un processeur Intel Core i7-3960X 3.30GHz, 8 coeurs et 16Go de RAM. L'utilisation du mesocentre de calcul du CRIANN (Centre Régional Informatique et d'Applications Numériques de Normandie) a permis ces dernières semaines de lancer des simulations sur 28 coeurs et

peut ainsi pas reproduire toute la dynamique de la mesure TDEM, les basses fréquences sont inaccessibles. Au contraire, les simulations SPICE ont recours à des simplifications en remplaçant les boucles par des circuits RLC équivalents et sont rapides (quelques secondes), mais elles ont des limitations. En effet, l'approximation des boucles par des circuits équivalents et les tensions et intensités qui en sont déduites ne sont valides par construction qu'aux basses fréquences ($f < 6$ MHz au mieux pour une boucle d'émission de 5 m de côté) (Paul, 2010 ; Chevalier *et al.*, 2016).

II.2.b Circuit électrique équivalent apparent (modélisation SPICE avec le logiciel LTspice)

La deuxième méthode de simulation testée est une simulation SPICE où les boucles sont représentées par des circuits électriques RLC équivalents. Les boucles d'émission et de réception peuvent être considérées comme des bobines que l'on peut décrire par leurs propriétés apparentes (l'inductance L , l'impédance R et la capacité C) et donc équivalentes à un circuit RLC (Kamenetsky et Oelsner, 2000) présenté sur la figure II.4. On peut

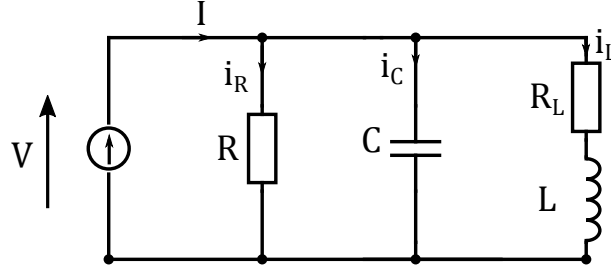


Figure II.4 : Circuit électrique équivalent utilisé pour reproduire les propriétés apparente de chaque boucle. D'après Kamenetsky et Oelsner (2000).

exprimer le courant I qui circule dans le circuit à l'aide des lois de Kirchhoff :

$$\begin{aligned}
 I &= i_R + i_C + i_L \\
 &= \frac{V}{R} + \frac{V}{Z_c} + \frac{V}{Z_L + R_L} \\
 &= V \left[\frac{1}{R} + j\omega C + \frac{1}{j\omega L + R_L} \right]
 \end{aligned} \tag{II.5}$$

d'accélérer les simulations d'un facteur 4 à 5.

Chaque boucle est donc représentée comme un circuit RLC et leurs interactions sont décrites par l'inductance mutuelle M . On utilisera par la suite le schéma de circuits électriques équivalents pour une boucle d'émission et une boucle de réception présenté sur la figure II.5 et proposé par [Chevalier et al. \(2016\)](#). Les simulations SPICE (réalisées *via* le logiciel LTspice), permettent d'estimer la tension et l'intensité aux bornes de chaque élément du circuit. Ces simulations peuvent être réalisées dans les domaines temporel ou fréquentiel selon la source.

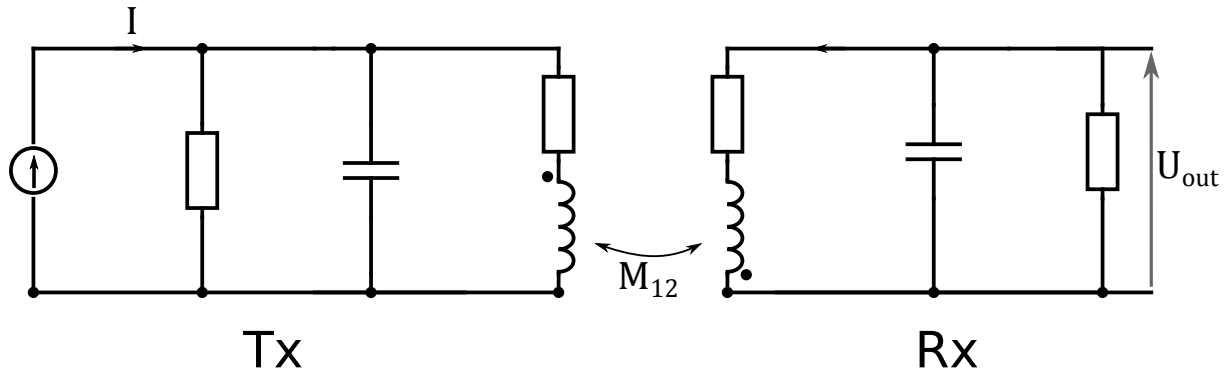


Figure II.5 : Circuit électrique équivalent du dispositif d'acquisition avec des boucles d'émission et de réception distinctes. Chaque boucle est modélisée par un circuit RLC. (*Tx* : boucle d'émission, *Rx* : boucle de réception)
D'après [Chevalier et al. \(2016\)](#).

Il est nécessaire de pouvoir estimer les valeurs des éléments R , L et C de chaque circuit pour qu'ils correspondent aux propriétés apparentes de nos boucles d'émission et de réception. Pour cela, on utilise des logiciels libres ([FastFieldSolvers²](#)) qui permettent la caractérisation théorique (R , L , C , M) de structures électromagnétiques 3D à partir de leur géométrie (taille et forme des boucles, nombre de spires, distance entre deux spires) et de leurs caractéristiques électriques (résistance et diamètre du câble constituant les boucles). Ainsi la notion de géométrie spatiale du dispositif est prise en compte dans le calcul des valeurs apparentes des composants du circuit RLC, la géométrie disparaît dans la simulation SPICE elle-même. Pour le calcul de la capacitance apparente, on utilise le logiciel [FasterCap](#) ([Nabors et White, 1991](#)) qui calcule la capacitance associée à notre

2. [FasterCap](#) pour le calcul des capacitances et [FastHenry](#) pour les inductances

boucle en résolvant l'équation de Laplace et FastHenry ([Kamon et al., 1994](#)) pour calculer les inductances propres ainsi que l'impédance associée pour chaque boucle et l'inductance mutuelle qui caractérise les interactions entre les boucles d'émission et de réception.

II.3 Résultats des simulations et comparaison des deux méthodes

Dans les deux types de simulation, la même source a été utilisée. Il s'agit de simuler l'influence du système d'acquisition sur la mesure TDEM. La source choisie ne doit pas nécessairement reproduire la source utilisée en TDEM (un plateau avec une coupure abrupte du courant), mais elle doit balayer au moins la gamme de fréquences associées à la méthode. Cette gamme de fréquences peut, dans les cas les plus extrêmes, presque atteindre le MHz et descendre jusqu'à quelques centaines voire dizaines de Hz. La source choisie est donc une demi-gaussienne avec son maximum en $f = 0$ Hz dans le domaine fréquentiel et dont la largeur à mi-hauteur est de 20 MHz ce qui correspond à une gaussienne dans le domaine temporel (Figure [II.6](#)) :

$$I_0(t) = \exp\left(-\left(\frac{t-t_0}{\tau}\right)^2\right) \quad (\text{II.6})$$

avec :

I_0 le courant injecté à la source (A)

t le temps (en s)

t_0 la position du maximum de l'impulsion (moyenne de la distribution) (en s)

τ l'écart-type de la distribution

Un port est placé sur chaque boucle entre deux conducteurs avec une impédance en parallèle. Ces ports permettent de mesurer le courant I et la tension V dans les boucles en plus de l'injection du courant I_0 de la source.

II.3.a Modélisations à l'air libre

Dans un premier temps, nous avons uniquement modélisé les boucles d'émission et de réception et leurs interactions. On considère donc une boucle d'émission de 5 m de côté

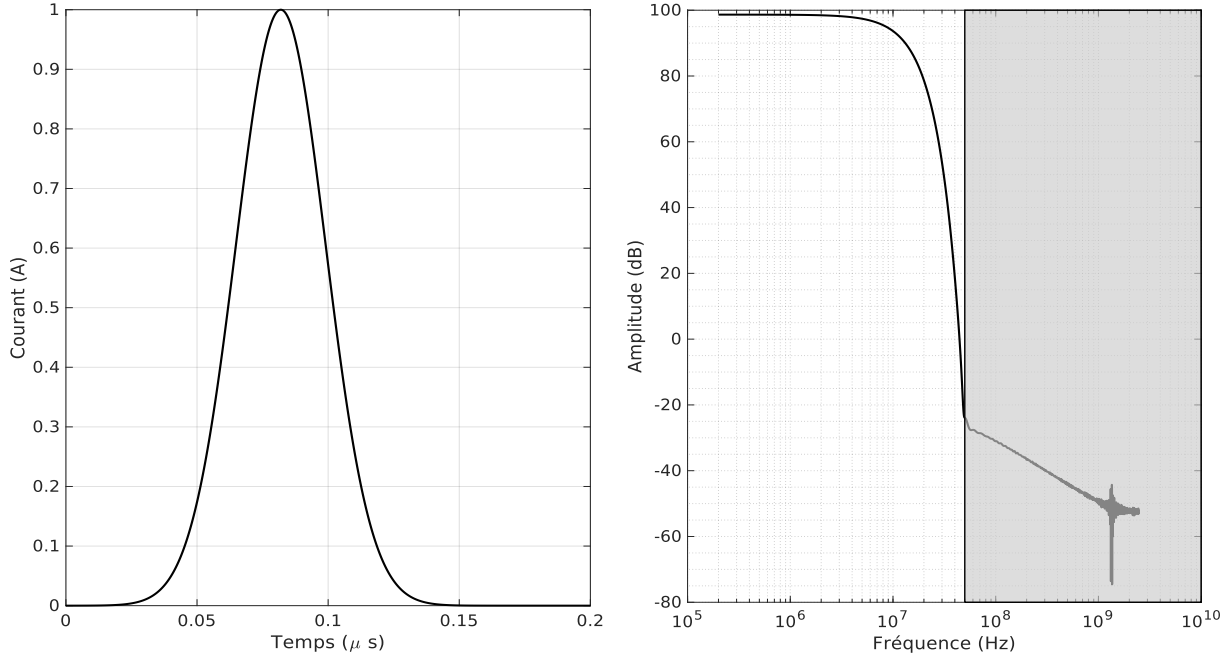


Figure II.6 : *Courant injecté dans le port de la boucle d'émission dans le domaine temporel (à gauche) et dans le domaine fréquentiel (à droite). La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives. On observera des artefacts numériques à ces fréquences.*

et une boucle de réception de 0.5 m de côté placée dans l'air ($\sigma = 0$ S/m, ε_0 et μ_0). On commencera par s'intéresser au filtre de chacune des boucles en étudiant le rapport du courant circulant dans la boucle et du courant d'injection défini au départ (Figure II.6) :

$$F = \frac{I_L}{I_0} \quad (\text{II.7})$$

avec :

I_0 le courant émis par la source (en A)

I_L le courant mesuré au niveau du port de chaque boucle (lors de l'injection dans cette même boucle) (en A)

On s'intéressera ensuite à la fonction de transfert du système, celle-ci correspond au rapport du courant qui circule dans la boucle d'émission et de la tension que l'on mesure dans la boucle de réception.

$$H = \frac{U_{Rx}}{I_{Tx}} \quad (\text{II.8})$$

avec :

H la fonction de transfert (en Ω)

I_{Tx} le courant mesuré dans la boucle d'émission (en A)

U_{Rx} la tension mesurée dans la boucle de réception (en V)

Ainsi, sur les figures II.7 et II.8, lorsque l'amplitude en décibel est proche de 0, l'énergie est transmise (ou captée) par la boucle puis quand ce niveau diminue, les fréquences sont filtrées par la boucle. La fréquence de coupure est définie comme la fréquence pour laquelle l'amplitude atteint -3 dB.

Pour pouvoir décrire le filtre de chaque boucle, il faut injecter le courant dans les deux boucles. Dans la simulation FDTD, l'injection du courant et la mesure se font par des ports placés sur chaque boucle. On injecte donc alternativement le courant dans les ports de chaque boucle et on le compare au courant mesuré dans ces mêmes ports. Connaître le courant qui circule effectivement dans la boucle et donc son filtre permet de savoir ce qui est effectivement transmis au sous-sol et ce que doit pouvoir capter la boucle de réception. Pour la simulation SPICE, on fait de même en injectant le courant alternativement dans les circuits RLC, et on mesure le courant au niveau de la bobine du circuit (I_L) puisque c'est à ce niveau qu'est modélisée l'interaction entre les boucles par l'inductance mutuelle M_{12} (Figure II.5).

On commence par réaliser une simulation avec un système un peu plus simple, une seule spire pour la boucle de réception. Les filtres obtenus pour cette configuration (Figure II.7) indiquent que la fréquence de coupure de la boucle de réception (~ 30 MHz) est plus élevée que celle de la boucle d'émission (~ 3 MHz). Ainsi, dans une telle configuration la boucle de réception est capable de capter toutes les fréquences issues de l'émettrice. Les simulations SPICE et FDTD indiquent des fréquences de coupures similaires puis diffèrent aux fréquences plus hautes, comme on pouvait s'y attendre puisque l'approximation par des circuits RLC n'est valide qu'aux basses fréquences. On s'intéresse ensuite à la simulation avec 20 spires sur la réceptrice de 0.5 m de côté, chaque spire est écartée de la précédente de 1 cm pour essayer de limiter les couplages capacitifs entre les spires au sein de la boucle elle-même. Le calcul de l'inductance propre augmente malgré cela de presque deux ordres

Type de boucle	Dimension	Capacité C (F)	Inductance L (H)	Résistance R_L (Ω)	Inductance mutuelle avec la T_x (H)
Émission (T_x)	5 m x 5 m 1 spire	$1,34 \cdot 10^{-10}$	$3,14 \cdot 10^{-5}$	$8,60 \cdot 10^{-2}$	/
Réception (central)	0,5 m x 0,5 m 1 spire	$1,57 \cdot 10^{-11}$	$2,23 \cdot 10^{-6}$	$8,73 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-8}$
Réception (central)	0,5 m x 0,5 m 20 spires	$2,95 \cdot 10^{-11}$	$2,76 \cdot 10^{-4}$	$1,74 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$

Tableau II.1 : Valeurs des paramètres apparents R , L et C calculées avec *FastHenry* et *FastCap* pour la modélisation des boucles par des circuits *RLC*

de grandeur et la capacité est doublée par rapport à celle de la réceptrice précédente avec une seule spire (Tableau II.1). On retrouve cela sur le filtre de la boucle de réception obtenue par les simulations EMPIRE et SPICE puisque la fréquence de coupure diminue considérablement passant de 30 MHz à ~220 kHz (Figure II.8a). Les deux simulations sont en accord en terme de fréquence de coupure. On observe cependant une forme de décroissance un peu différente pour la boucle d'émission dans le cas à 20 spires sur la réceptrice (Figure II.8b). Le filtre obtenu avec la simulation SPICE montre un début de décroissance un peu plus tardif puis plus abrupte bien que la fréquence de coupure soit similaire autour de 3 MHz.

L'étude des fonctions de transfert (Figure II.9), qui intègrent le filtrage de chaque boucle puisqu'on s'intéresse au rapport de la tension mesurée dans la réceptrice sur le courant dans l'émettrice (Eq. II.8), montre un décalage entre les deux types de simulation. Elles sont en accord sur la partie basse fréquence commune mais divergent dans les deux cas autour de 1 MHz. Ainsi, même si les filtres de chaque boucle semblaient corrects pour la configuration avec la réceptrice à 1 spire la fonction de transfert ne l'est pas. C'est donc *a fortiori* également le cas pour la configuration avec la réceptrice à 20 spires où les interactions seront plus importantes. D'après les hypothèses de construction des circuits RLC équivalents, ces simulations SPICE ne sont valables que pour les basses fréquences.

L'étude de ces fonctions de transfert obtenues par EMPIRE pour les deux boucles de réception avec 1 et 20 spires montrent un effet sur les hautes fréquences lié au changement

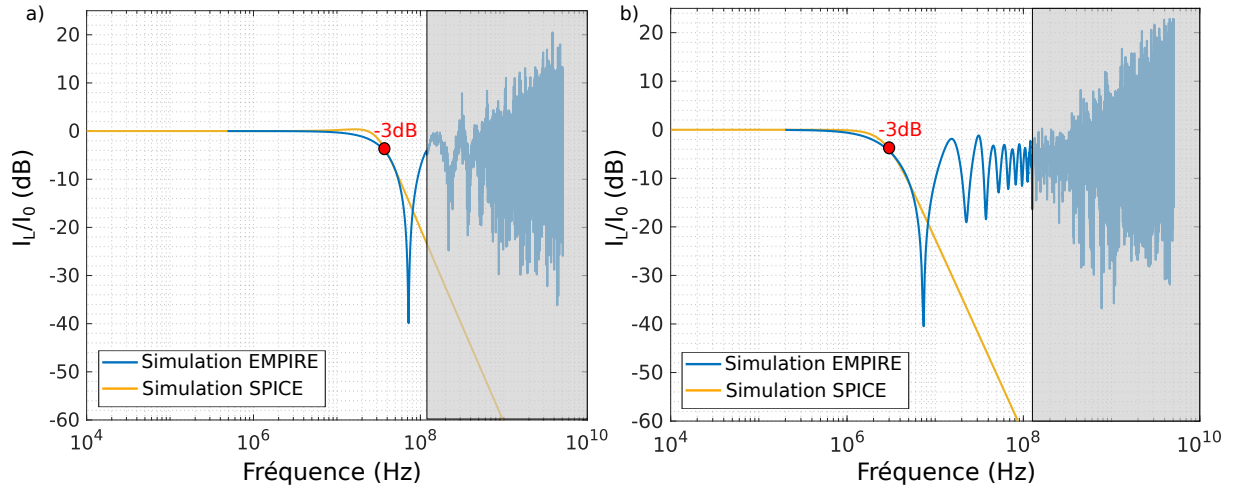


Figure II.7 : *Filtres **a)** de la boucle de réception et **b)** de la boucle d'émission issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 1 spire. Le point rouge indique la position de l'amplitude -3 dB à laquelle est définie la fréquence de coupure. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (cf. figure II.6)*

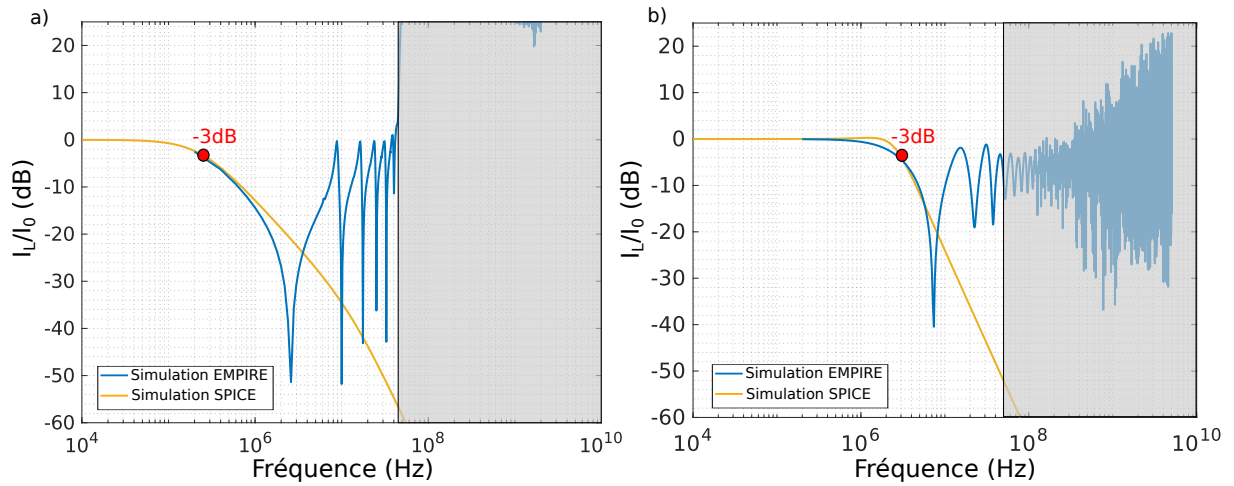


Figure II.8 : *Filtres **a)** de la boucle de réception et **b)** de la boucle d'émission issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 20 spires. Le point rouge indique la position de l'amplitude -3 dB à laquelle est définie la fréquence de coupure. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (cf. figure II.6)*

de la fréquence de coupure de la réceptrice, mais également un effet sur les basses fréquences qui sont mieux captées. En augmentant le nombre de tours sur la boucle de réception, on augmente son inductance propre et des couplages capacitifs entre les spires apparaissent,

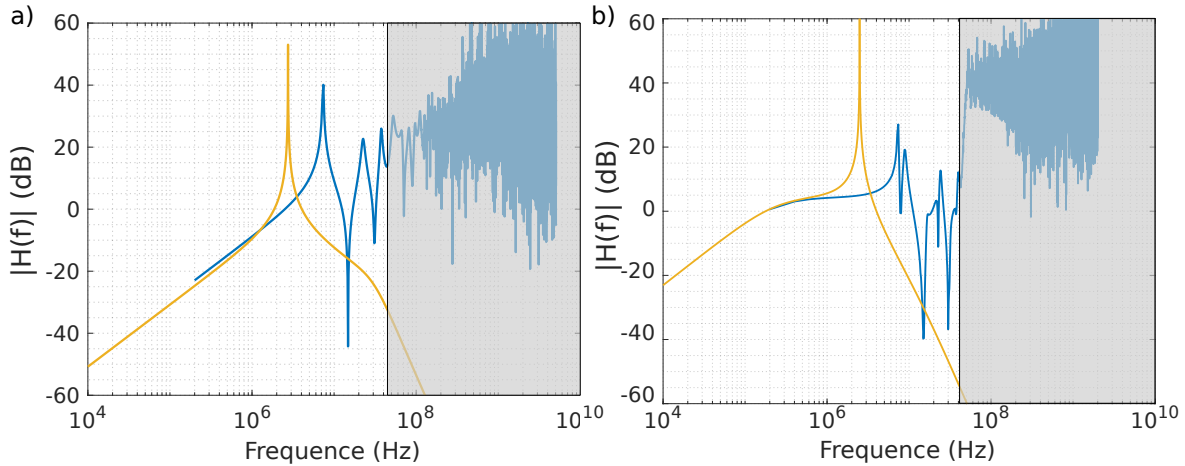


Figure II.9 : Fonctions de transfert issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et a) 1 spire ou b) 20 spires. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (cf. figure II.6)

les hautes fréquences sont ainsi filtrées par le système d'acquisition mais le signal basse fréquence (moins de 3 MHz) est mieux capté en sortie de la boucle de réception, l'amplitude de la fonction de transfert y est plus importante (Figure II.9). On peut ajuster un filtre théorique sur le filtre simulé ici pour la réceptrice pour l'utiliser ensuite lors du traitement des données. Dans le cas d'un dispositif dans l'air, un filtre Butterworth du 1^{er} ordre de fréquence de coupure 220 kHz est celui qui correspond le mieux à la simulation (Figure II.10).

II.3.b Modélisations sur un sol

La simulation SPICE ne permet pas à ce stade de rajouter des interactions avec le sous-sol dans le cadre du modèle actuel. Il faudra ajouter un circuit RLC où les composant R et C permettent de modéliser les propriétés du sous-sol et la bobine L le couplage entre chacune des boucles et le sol. La simulation permettant la prise en compte des interactions avec le sous-sol n'est réalisée qu'avec le logiciel EMPIRE (Figure II.12). Les temps de calcul étant très importants lorsqu'on rajoute un sol *diélectrique*³, en précisant à la fois une conductivité électrique et une valeur de permittivité diélectrique, le sol a été

3. La discrétisation du milieu augmente lorsque ε augmente. En conséquence, le δt devient plus petit pour respecter les conditions de stabilité de schéma de différences finies (Eq. II.4)

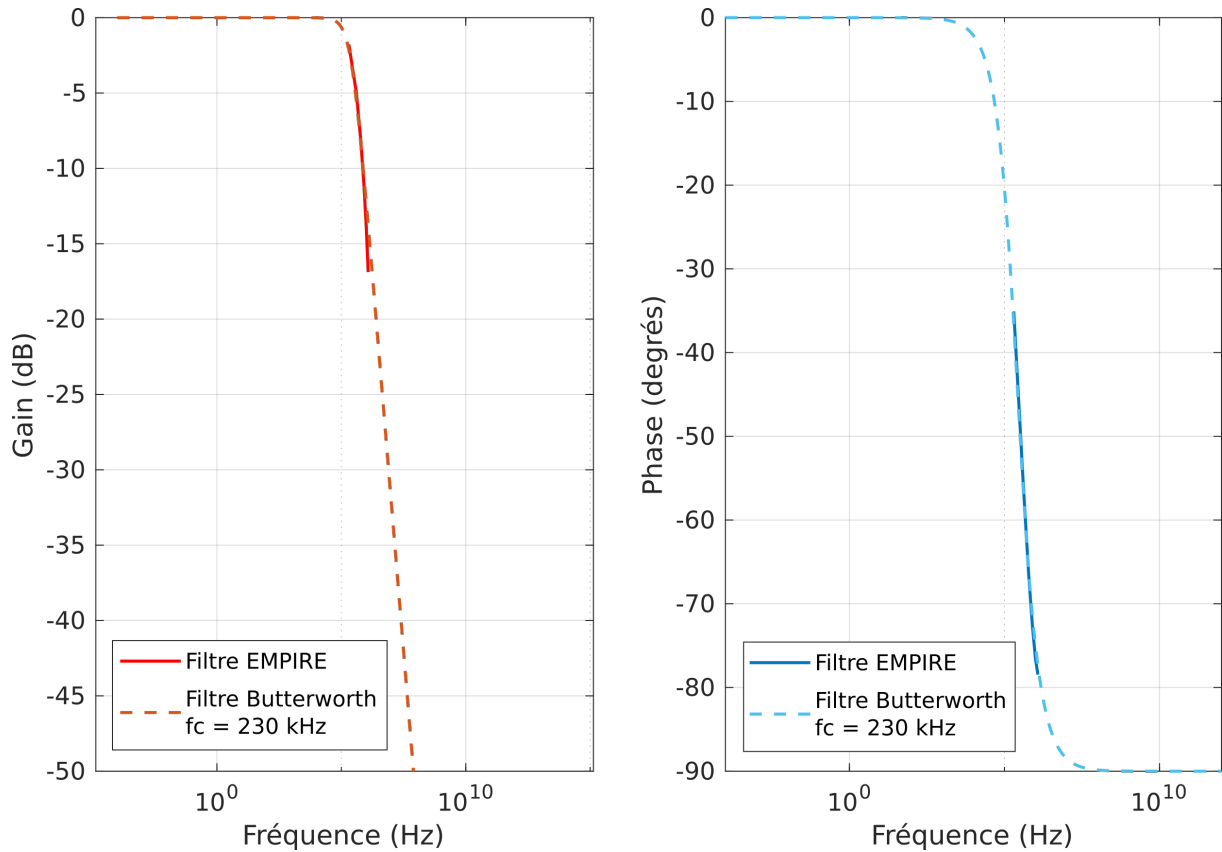


Figure II.10 : Calage d'un filtre Butterworth du premier ordre de fréquence de coupure 200 kHz sur le filtre de la réceptrice de 0,5 m de côté et 20 spires posée sur un sol de résistivité électrique 200 Ωm

modélisé dans un premier temps par un *conducteur* en ne précisant qu'une conductivité de 20 Ωm , 200 Ωm et 2000 Ωm . Grâce aux moyens de calcul du CRIANN de l'Université de Rouen Normandie, nous avons pu par la suite lancer une simulation avec un sol ayant une résistivité électrique de 200 Ωm et une permittivité relative de 10. Cette valeur de permittivité a été choisie car elle se situe dans la moyenne basse des valeurs mesurées sur les sols avec la TDR (*Time Domain Reflectometry*) pour des fréquences autour de quelques MHz.

En comparant ces fonctions de transfert (Figure II.12), on remarque que la valeur de la résistivité électrique n'a que très peu d'influence sur la fréquence de coupure du filtre de la réceptrice. Les filtres correspondants aux simulations sur un sol avec une résistivité électrique uniquement sont très proches avec une fréquence de coupure autour de 205 kHz. Le paramètre qui semble avoir le plus d'influence est la permittivité diélectrique aux fréquences intermédiaire (dans ce cas, on s'approche du MHz).

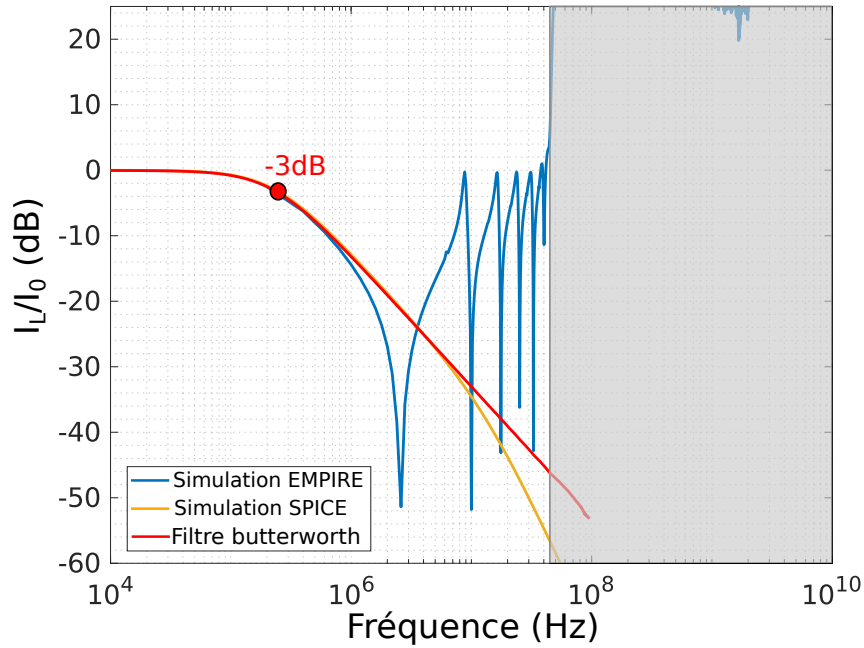


Figure II.11 : *Filtre Butterworth du 1^{er} ordre ajusté sur les filtres simulés EMPIRE et SPICE. La fréquence de coupure optimale est 220 kHz. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (cf. figure II.6)*

On s'intéresse ici surtout au filtre de la boucle de réception, puisqu'il correspond à ce qu'on utilisera lors du traitement des données. On peut ajuster sur le gain et la phase de notre filtre un filtre théorique qui pourra être utilisé lors de l'inversion. Comme pour le filtre dans l'air, le filtre Butterworth du 1^{er} ordre est celui qui correspond le mieux à notre filtre. En l'absence de simulation SPICE dans ce cas, le comportement aux basses fréquences n'est pas simulé. On parvient tout de même à ajuster un filtre Butterworth du 1^{er} ordre de fréquence de coupure caractéristique pour les différentes simulations.

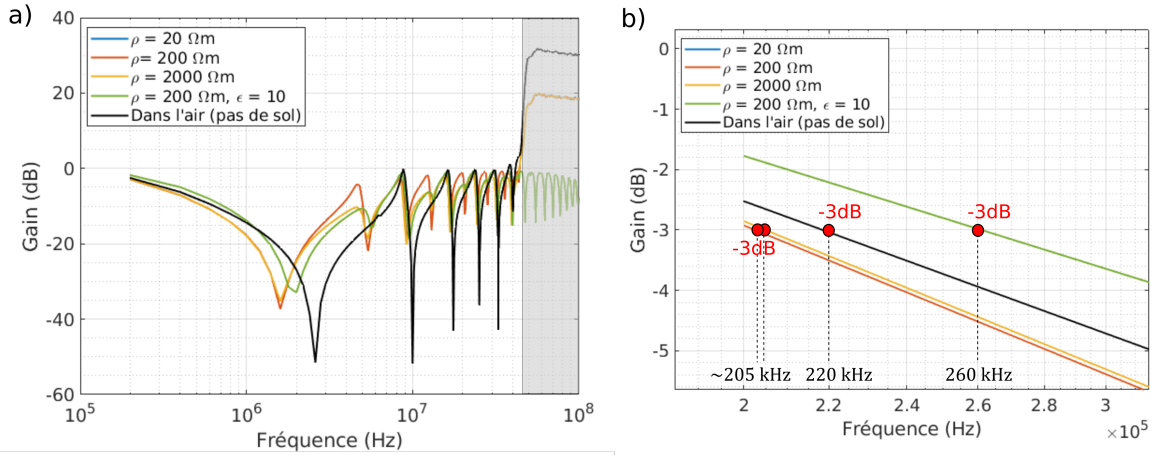


Figure II.12 : Fonctions de transfert issues de simulations FDTD Full-Maxwell pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0,5 m par 0,5 m et 20 spires posées sur un sol de résistivités 20 Ωm , 200 Ωm , 2000 Ωm et une simulation avec un sol de résistivité 200 Ωm et une permittivité relative de 10 en plus de la référence dans l'air (sans sol). La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (cf. figure II.6)

II.4 Conclusion du sur la modélisation numérique de la réponse du système d'acquisition

L'estimation des filtres de boucles pour les basses fréquences est envisageable avec une simulation SPICE, mais l'approximation des boucles par des circuits RLC dont les interactions sont modélisées uniquement par des inductances mutuelles est insuffisante pour obtenir la fonction de transfert associée au système d'acquisition pour des fréquences supérieures à 1 MHz. De plus, dans l'état actuel du modèle, l'influence du sol n'est pas prise en compte.

Un circuit électrique plus complexe permettra probablement de reproduire les fonctions de transfert à plus hautes fréquences obtenues avec la modélisation EMPIRE,⁴ mais ce sera au prix d'un nombre de paramètres à estimer plus importants. Augmenter le nombre de paramètres augmentera inévitablement le nombre de circuits équivalents possibles, rajoutant un degré de complexité supplémentaire à prendre en compte.

Les simulations en terme de champs électrique et magnétique FDTD avec le logiciel

4. Notamment grâce à une succession de circuits RLC en série plutôt qu'un seul circuit apparent

EMPIRE résolvent les équations de Maxwell sans faire d'approximation préalable et en considérant directement la géométrie du dispositif, les fonctions de transfert obtenues sont donc plus fiables aux hautes fréquences. Les temps de calcul très importants empêchent en revanche l'utilisation de ces simulations aux basses fréquences ainsi que pour les cas les plus complexes (par exemple en considérant un sol avec une valeur de permittivité).

On obtient cependant des descriptions des dispositifs d'acquisition par leurs fonctions de transfert, d'abord en simulant les boucles dans l'air, puis avec des simulations plus longues sur un sol aux hautes fréquences avec une simulation réalisée avec le logiciel EMPIRE. On peut compléter les fonctions de transfert obtenues avec les basses fréquences issues de la modélisation SPICE, notamment grâce à une portion de courbe commune entre 0,5 et 1 MHz qui permet de vérifier le calage entre les deux outils de modélisation. Il s'agit à présent, soit d'utiliser la fonction de transfert du système dans son ensemble, soit de remplacer le filtre de la boucle de réception calculé avec l'eq. II.7 (souvent un filtre Butterworth) utilisé classiquement en complément de la rampe de coupure du courant lors du traitement de données de terrain pour tester l'amélioration de l'inversion des premières fenêtres de la courbe TDEM. Pour cela, on pourra utiliser le filtre Butterworth de fréquence de coupure 260 kHz ajusté en gain et phase sur le filtre simulé avec EMPIRE (Figure II.10).

CHAPITRE III

Séparation des contributions des différents paramètres électromagnétiques dans la mesure TDEM

Sommaire

III.1 Introduction	72
III.2 Méthodologie et modélisations sur des milieux de référence (non polarisables et non magnétiques)	73
III.2.a Dispositifs avec offset	73
Offset horizontal	74
Offset vertical	76
III.2.b Influence de la forme du courant d'injection	78
III.3 Résultats pour des milieux polarisables et magnétiques	80
III.3.a Effet de polarisation	80
Équivalences avec la réponse d'un milieu non-polarisable	80
Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche polarisable	82
III.3.b Effet de la viscosité magnétique	83
Équivalences avec la réponse d'un milieu non-magnétique	83
Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche magnétique	83
III.4 Proposition d'une méthodologie pour distinguer les contributions des diffé- rentes propriétés géophysiques	86
III.5 Conclusion sur la séparation des contributions des paramètres EM	88

III.1 Introduction

Comme on l’a évoqué dans le chapitre I, les dispositifs d’acquisition TDEM à petites boucles (quelques mètres de côté) sont plus sensibles aux propriétés magnétiques voire diélectriques du sous-sol (Figure I.9) que des dispositifs de plus grandes dimensions (quelques dizaines à centaines de mètres de côté) qui sont principalement sensibles à la conductivité électrique. On cherche donc à exploiter le plus possible la mesure TDEM issue de tels dispositifs en s’intéressant à ces trois propriétés indépendantes. Leurs influences sont cependant superposées dans la mesure, ce qui complexifie l’interprétation. Il s’agit alors d’établir une méthodologie de mise oeuvre qui permette d’isoler les contributions de chaque paramètre afin de les quantifier.

Comme on l’a déjà mentionné dans le chapitre I, on trouve dans la littérature des stratégies pour réduire l’influence des propriétés diélectriques et magnétiques sur la mesure TDEM. Celles-ci font le plus souvent intervenir une modification de la géométrie d’acquisition (Buselli, 1982 ; Barsukov *et al.*, 2007). Ainsi, l’augmentation de la distance entre les boucles d’émission et de réception (aussi appelé *offset*) limiterait la sensibilité aux propriétés autres que la résistivité électrique.

Dabas (1989) rapporte également une influence de la longueur du plateau d’injection (Figure I.5) sur la pente aux temps longs de la mesure TDEM influencée par la viscosité magnétique.

Nous allons donc dans ce chapitre nous intéresser à ces différentes stratégies pour déterminer laquelle semble la mieux adaptée à notre objectif de dissociation des contributions des propriétés électromagnétiques à la mesure TDEM à petites boucles. On cherchera d’une part une configuration sensible aux trois paramètres EM et d’autre part une/des configuration(s) moins sensibles à certaines propriétés pour pouvoir les estimer indépendamment.

III.2 Méthodologie et modélisations sur des milieux de référence (non polarisables et non magnétiques)

Cette étude numérique à été réalisée à partir du logiciel de modélisation et d'inversion en 1D Py_TDEM_1D ([Schamper *et al.*, 2018](#)) faisant appel à des routines Fortran ([Schamper *et al.*, 2012](#)). Cet outil permet en particulier de mener des modélisations directes 1D TDEM qui prennent en compte tous les paramètres électromagnétiques qui nous intéressent ici, à savoir la viscosité magnétique et la permittivité diélectrique en plus de la conductivité électrique, dans une interface simple d'utilisation. Il permet également de modéliser un grand nombre de géométries d'acquisition et de faire varier les caractéristiques du courant d'injection telles que la durée de la rampe de coupure, l'intensité du courant injecté ou encore la durée du plateau d'injection.

La surface de la boucle d'émission utilisée dans cette étude est de 25 m² (5 m par 5 m avec une seule spire). Cette taille de boucle est cohérente avec celle utilisée pour les premiers tests de terrain ainsi qu'avec l'objectif à long terme d'un dispositif TDEM tracté. Dans un premier temps, un modèle de terrain de référence, non polarisable et non magnétique, est utilisé pour évaluer l'effet d'un changement de géométrie du dispositif ou du courant d'injection sur une mesure TDEM où la réponse du sous-sol est uniquement influencée par la conductivité électrique.

III.2.a Dispositifs avec offset

Il existe deux types de dispositifs avec offset : l'offset horizontal où la boucle de réception est toujours posée sur le sol (ou au moins au même niveau que l'émission) mais en dehors de la boucle d'émission, et l'offset vertical où la boucle de réception est toujours au centre de la boucle d'émission mais où on la soulève au dessus de celle-ci.

Offset horizontal

Sur un milieu de référence non polarisable et amagnétique, l'utilisation d'un dispositif avec offset horizontal peut avoir une influence sur la mesure (Nabighian, 1991). En effet, le signe du signal mesuré peut varier en fonction de la position de la boucle de réception (Figure III.1), du temps de mesure et de la conductivité du milieu. Ainsi, si la boucle de réception se situe près de la boucle d'émission le signal sera positif car il sera à l'intérieur de la boucle de courant de Foucault à un temps t donné. Si on augmente la distance entre les deux boucles, le signal sera nul puis négatif.

Un phénomène similaire se produit si on considère une boucle de réception fixe. Aux

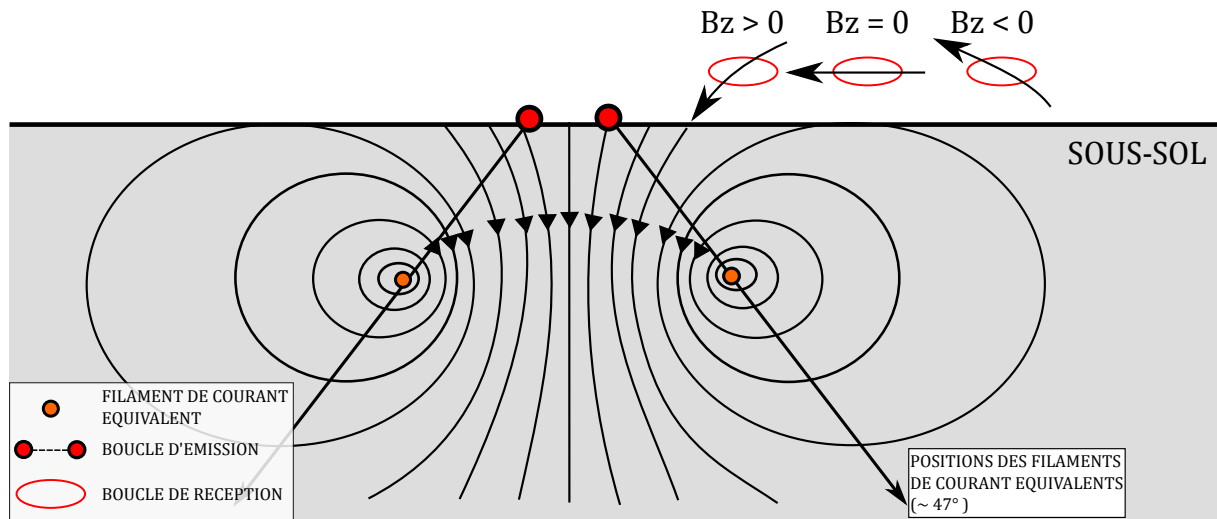


Figure III.1 : Application de la méthode TDEM dans une configuration avec offset. D'après Nabighian et Macnae (1991)

temps courts, les courants de Foucault se propagent dans le sol à proximité de la boucle d'émission. Ainsi, pour un dispositif avec offset, la boucle de réception sera en dehors de la boucle de courant de Foucault et le signal mesuré sera négatif. Le temps passant, la boucle de courant de Foucault sera de plus en plus large (et profonde), la boucle de réception sera alors à l'intérieur et le signal sera positif. Le temps auquel ce changement de signe intervient dépend, pour un dispositif donné, de la résistivité électrique du milieu. La vitesse de diffusion verticale (V_d) des boucles de courants de Foucault dans le sous-sol dépend de la conductivité électrique (σ) :

$$V_d = \frac{2}{\sqrt{\pi\sigma\mu t}} \quad (\text{III.1})$$

avec t le temps en s après la coupure du courant (début de la rampe).

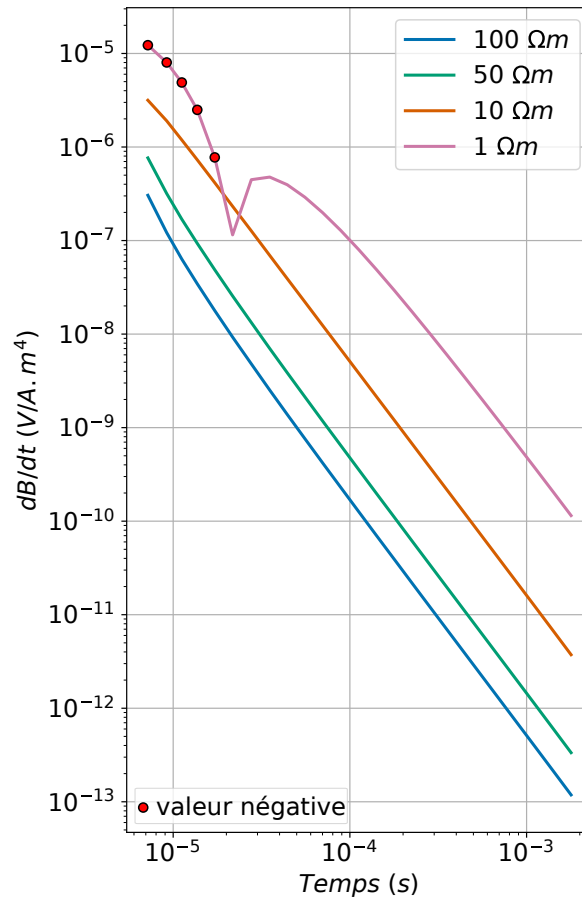


Figure III.2 : Réponse TDEM pour un dispositif avec une boucle d'émission de $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$ et un offset de 10 m sur des modèles homogènes de résistivités électriques différentes ($100 \Omega m$, $50 \Omega m$, $10 \Omega m$, $1 \Omega m$).

Ainsi, pour un milieu conducteur la vitesse de diffusion est plus faible et le changement de signe se produira plus tard que pour un milieu plus résistant. Dans notre cas, avec une boucle d'émission de $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$ et si on considère un offset de 10 m , le changement de signe a lieu avant la première porte à $4 \mu s$ (Figure III.2) pour des terrains de résistivité supérieure à $10 \Omega m$. Par la suite, on présentera des modélisations sur un milieu bicouche où les propriétés de la couche superficielle correspondent à une couche argileuse ou limoneuse avec une résistivité électrique de $40 \Omega m$. Sur le milieu de référence non polarisable, l'offset n'influence que très peu la mesure TDEM et uniquement sur les temps courts (Figure III.3).

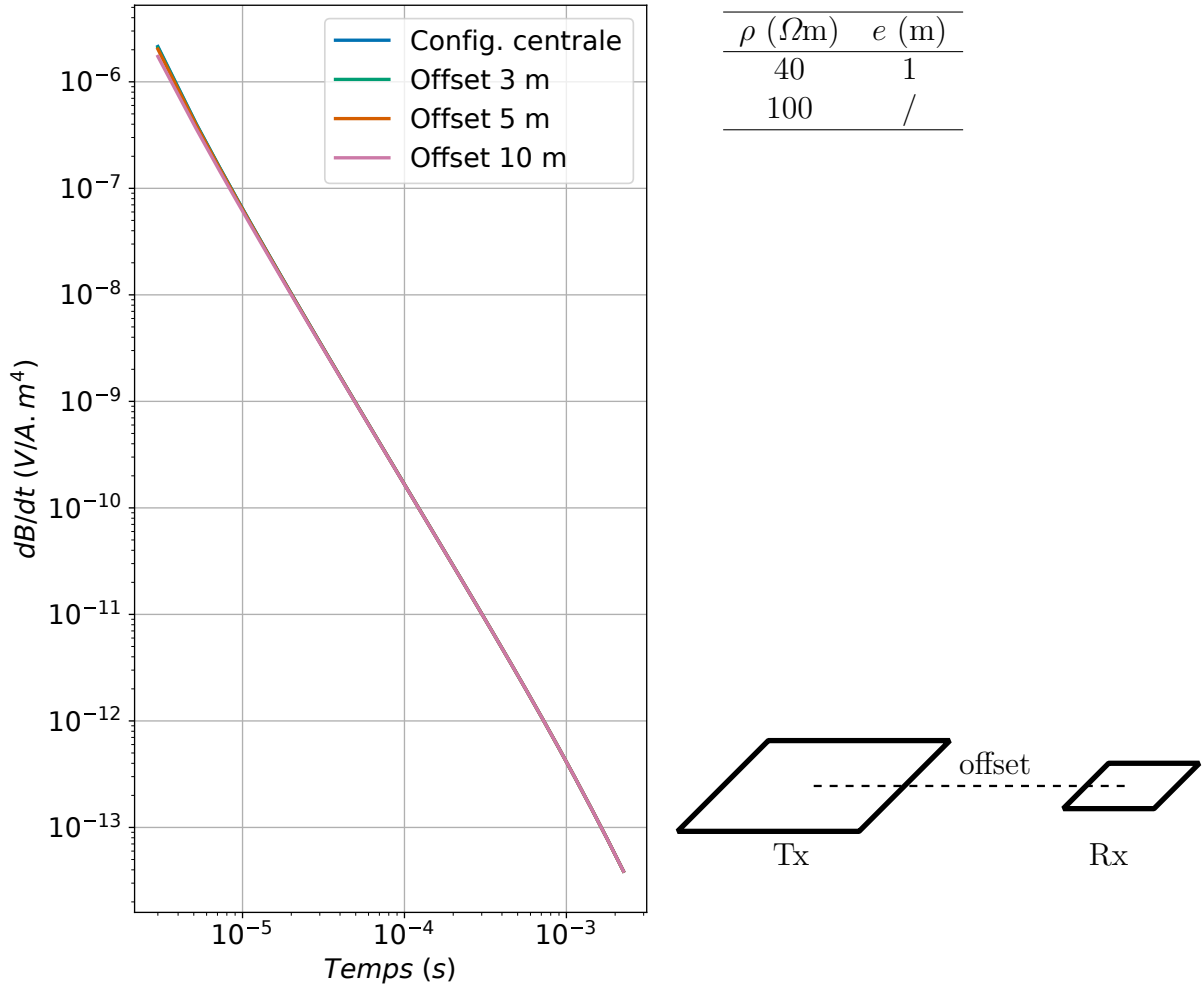


Figure III.3 : Absence d'influence de la distance horizontale entre les boucles d'émission et de réception (offset horizontal) sur la mesure aux temps longs pour un milieu non polarisable amagnétique.

Offset vertical

Sur le milieu de référence non polarisable et amagnétique, l'utilisation d'un dispositif avec offset vertical (boucle de réception surélevée) a peu d'influence sur la mesure (Figure III.4). Dans cette configuration, quelle que soit la hauteur de la boucle de réception ou la conductivité électrique du terrain, aucun changement de signe ne se produira. On observe cependant une déformation des temps courts plus importante que celle causée par l'offset horizontal. En revanche, les temps longs ne sont pas affectés.

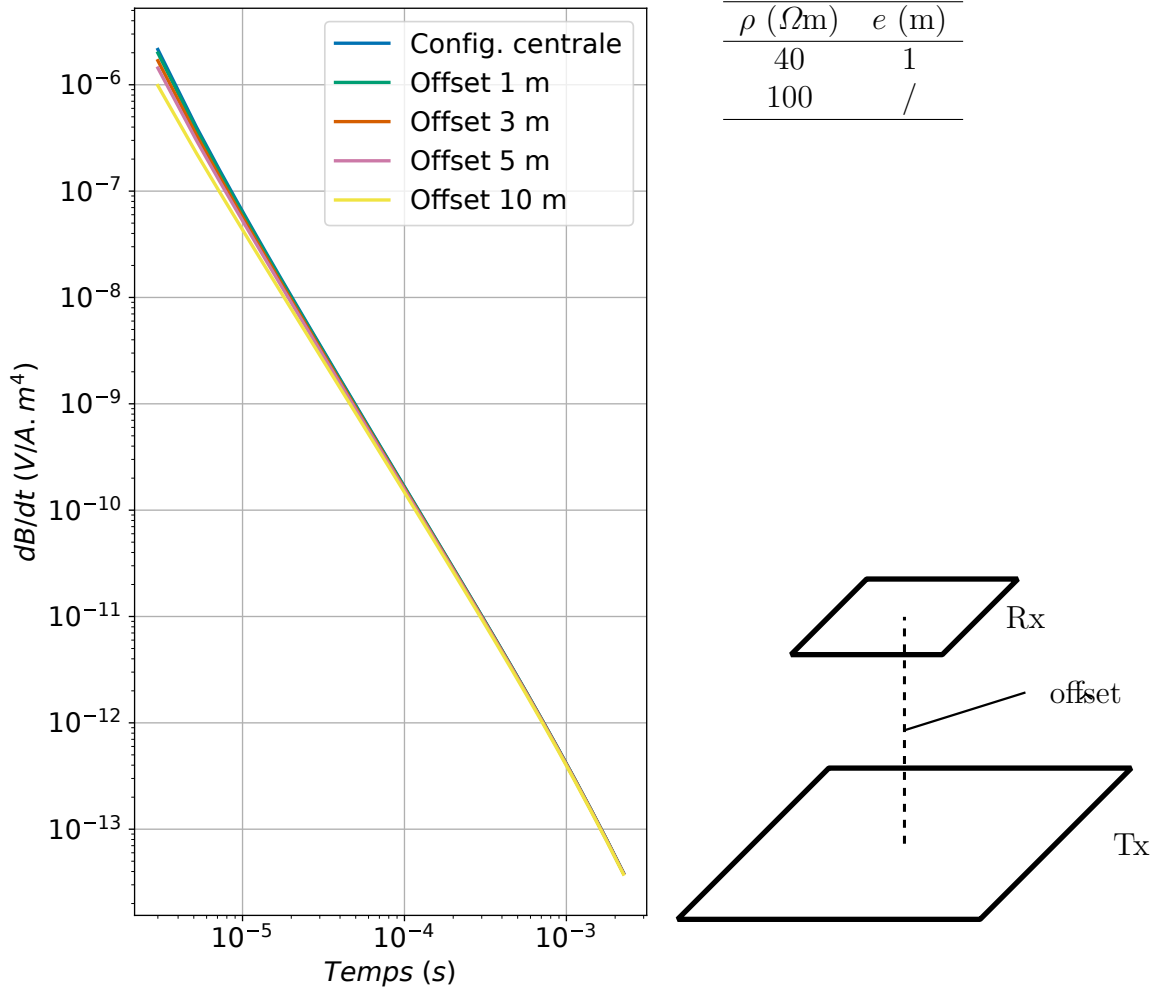
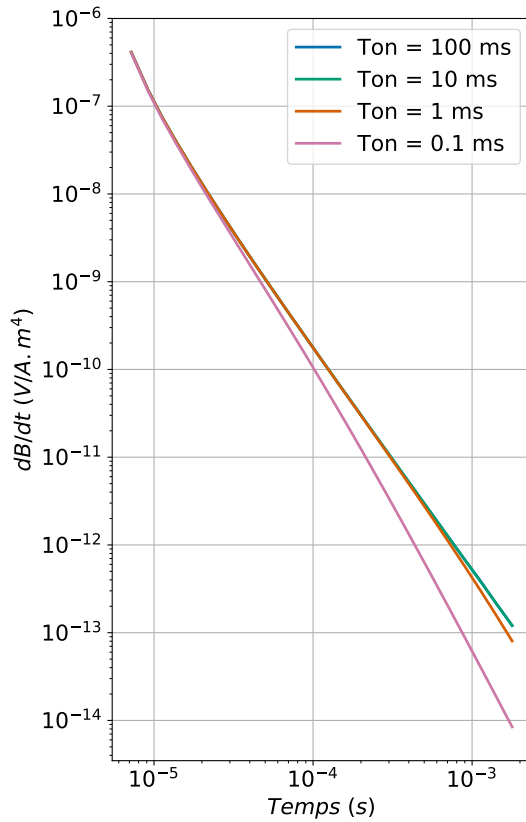


Figure III.4 : Absence d'influence de la distance verticale entre les boucles d'émission et de réception (offset vertical) sur la mesure aux temps longs pour un milieu non polarisable amagnétique.

Sur le milieu de référence, les différentes géométries testées avec des offsets horizontaux ou verticaux, la réponse TDEM n'est déformée que sur les temps courts. On pourra donc considérer par la suite, que les déformations observées sur les temps longs pour des dispositifs avec offset sur des milieux polarisables ou magnétiques (pour des milieux où la résistivité électrique n'est pas extrême *i.e.* $> 5 \Omega m$) sont dues à l'influence de ces paramètres sur la mesure et non au changement de géométrie.

III.2.b Influence de la forme du courant d'injection

Une autre solution pour séparer les contributions de différentes propriétés du sous-sol sera de faire varier non pas la géométrie du dispositif d'acquisition, mais la forme du courant injecté. Le courant est injecté dans l'antenne d'émission sous la forme de créniaux, le plus souvent de signe alterné, entrecoupés de périodes de coupure pendant lesquelles on réalise la mesure TDEM. Des études expérimentales de mesure de la viscosité magnétique sur échantillons ont montré que la longueur du plateau a une influence sur la déformation aux temps longs de la mesure TDEM. En effet, pour un milieu amagnétique la courbe décroît aux temps long en $t^{-5/2}$ alors que pour un milieu de viscosité magnétique non nulle cette pente devient plus faible. Les études expérimentales de [Dabas \(1989\)](#) ont montré que pour un plateau dont la longueur est très courte ($T_{on} \rightarrow 0$) la courbe décroît en t^{-2} et pour un plateau très long ($T_{on} \rightarrow +\infty$) la pente tend à être proportionnelle à t^{-1} .



ρ (Ωm)	e (m)
40	1
100	/

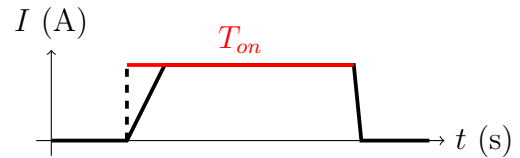
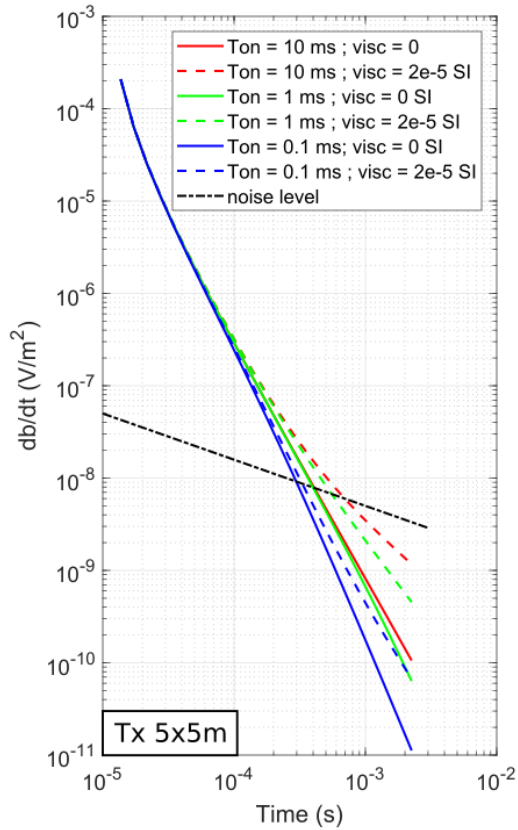


Figure III.5 : Influence de la durée du plateau d'émission (T_{on}) sur la mesure pour un milieu non polarisable amagnétique.

On commence donc par s'intéresser à l'influence de la variation de la longueur du plateau sur la mesure TDEM sur le même modèle bicouche de référence non polarisable et amagnétique (Figure III.5). Contrairement à ce qu'on a observé pour les dispositifs avec offset, les déformations sont cette fois sur les temps longs. Les déformations attendues pour des milieux polarisables et/ou magnétiques sont aussi sur les temps longs (Figure I.9). Cette stratégie de séparation impliquerait donc une superposition sur les temps longs de la déformation liée à l'injection en plus de la déformation due à l'influence de la viscosité magnétique ou de la permittivité diélectrique (Figure III.6). L'influence aux temps longs de la durée du plateau, pour des plateaux de durée inférieure ou égale à 1 ms, étant d'allure similaire avec ou sans la présence de propriété magnétique, il serait difficile d'isoler l'effet de la viscosité magnétique. Les géométries avec offset seront donc privilégiées dans la suite puisqu'elle n'influent pas sur la réponse TDEM aux temps longs (Figure III.3 et III.4).



ρ (Ωm)	κ_{qu} (10^{-5} SI)	e (m)
40	2	1
100	0	/

Figure III.6 : Influence de la durée du plateau d'émission (T_{on}) sur la mesure TDEM sur un terrain présentant une viscosité magnétique non-nulle en configuration centrale

III.3 Résultats pour des milieux polarisables et magnétiques

Après avoir défini et caractérisé les géométries potentiellement intéressantes pour la dissociation des paramètres sur des milieux non polarisables et sans viscosité magnétique, on va maintenant s'intéresser à des milieux d'abord polarisables puis magnétiques.

III.3.a Effet de polarisation

L'effet de polarisation est modélisé ici avec un modèle Cole-Cole (décrit dans la partie [I.2.b](#)) dont on rappelle l'équation :

$$\rho^*(\omega) = \rho_0 \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right] \quad (\text{III.2})$$

avec :

m : la chargeabilité du milieu (en mV/V)

c : la dépendance fréquentielle (sans dimension)

τ : la constante de temps (en s)

ρ^* : la résistivité complexe (en Ωm)

ρ_0 : la résistivité électrique en courant continu (en Ωm)

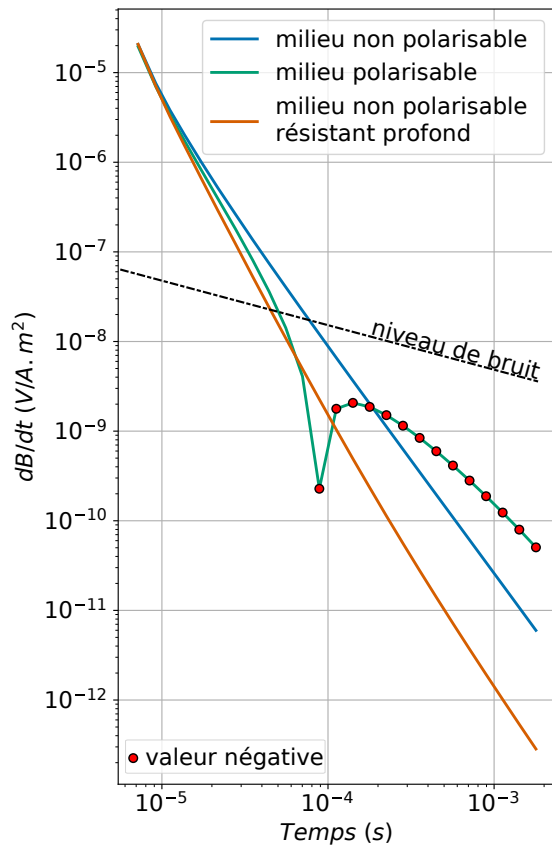
ω : la pulsation (en rad/s) avec $\omega = 2\pi f$ (f la fréquence en Hz)

Le modèle choisi pour ces modélisations est celui d'un modèle bicouche où la couche superficielle correspond à une couche argileuse polarisable. Les valeurs choisies ici sont issue d'une publication de [El-Kaliouby *et al.* \(1995\)](#) dans laquelle les auteurs s'intéressent à l'influence des paramètres Cole-Cole (m , τ et c) des argiles sur la mesure TDEM. Pour cela ils compilent les résultats de mesures expérimentales sur des argiles. Les valeurs utilisées ici sont prises dans la moyenne de celles compilés par [El-Kaliouby *et al.* \(1995\)](#) : $\rho_0 = 40 \Omega\text{m}$, $m = 100 \text{ mV/V}$, $\tau = 0,001 \text{ s}$ et $c = 0,5$.

Équivalences avec la réponse d'un milieu non-polarisable

Avant de chercher à dissocier la contribution de ces paramètres à la mesure, il faut identifier qu'ils y contribuent bien. La caractéristique d'un milieu polarisable sur la mesure

TDEM est, pour un dispositif central ou coïncident, un changement de signe sur les temps longs (*c.f.* Chapitre I). Il arrive cependant que ce changement de signe se produise sous le niveau de bruit, en particulier pour des dispositifs à petite boucle où le moment d'émission et donc le niveau de signal mesuré est plus faible. On observe alors une diminution du niveau de signal à l'approche du niveau de bruit comparable à ce qu'on peut observer sur un milieu non polarisable mais avec une couche résistante en profondeur (Figure III.7). On a donc une équivalence au-dessus du niveau de bruit entre le modèle bicouche avec une couche superficielle argileuse polarisable et le modèle tricouche non polarisable avec une couche résistante en profondeur. Des informations supplémentaires, telles que des données issues d'une autre méthode géophysique sont nécessaires pour pouvoir lever cette équivalence.



ρ (Ωm)	τ (s)	m (mV/V)	c (s.u.)	e (m)
40	0	0	1	1
100	0	0	1	/

ρ (Ωm)	τ (s)	m (mV/V)	c (s.u.)	e (m)
40	0.001	100	0,5	1
100	0	0	1	/

ρ (Ωm)	τ (s)	m (mV/V)	c (s.u.)	e (m)
40	0	0	1	1
100	0	0	1	20
1000	0	0	1	/

Figure III.7 : Équivalence de la réponse TDEM d'un milieu bicouche avec une couche argileuse superficielle polarisable et d'un milieu tricouche non polarisable avec une couche profonde résistante pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m.

Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche polarisable

La sensibilité de la mesure TDEM à la polarisation du milieu varie selon la géométrie d'acquisition utilisée, en plus du type de polarisation. Ainsi, elle est maximale pour les dispositifs central et coïncident, et plus faible pour les dispositifs avec offset (*e.g.* Kaufman *et al.*, 1989 ; McNeill, 1994). Des modélisations numériques permettent de voir que pour le dispositif avec un offset horizontal, la sensibilité diminue rapidement dès que la boucle de réception est en dehors de l'antenne d'émission. En effet, on observe sur la figure III.8a. que pour un offset de 5 m (entre les centres des deux boucles), la déformation des temps longs est retardée d'une décade de temps.

La décroissance de la sensibilité avec la distance s'observe également pour la configuration

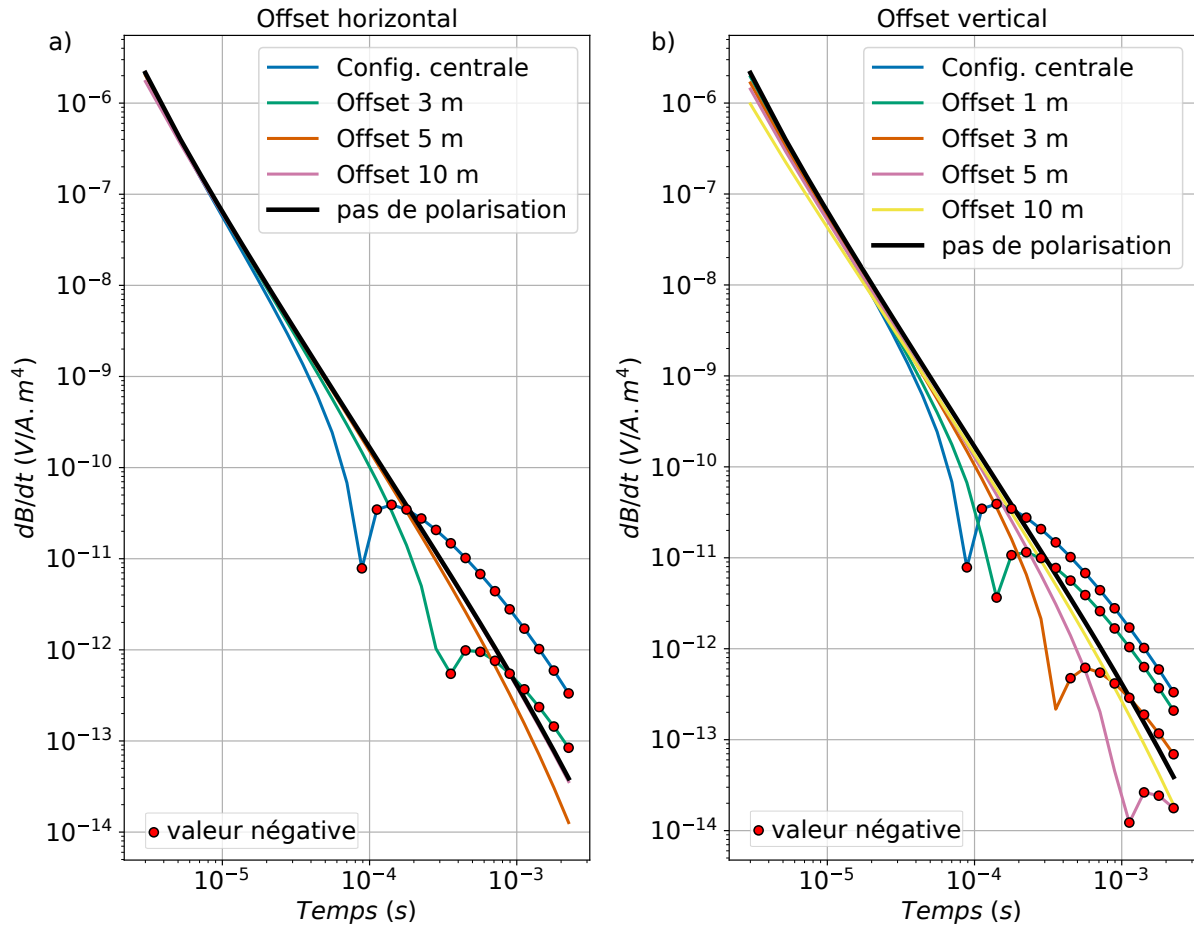


Figure III.8 : a) Réponse TDEM sur un milieu bicouche polarisable pour des géométries avec un offset horizontal allant de 0 m à 10 m. b) Réponse TDEM sur un milieu bicouche polarisable pour des géométries avec un offset vertical allant de 0 m à 10 m. Dans les deux cas la boucle d'émission fait 5 m par 5 m et le modèle bicouche utilisé est : $\rho_1 = 40 \Omega\text{m}$, $m_1 = 100 \text{ mV/V}$, $\tau_1 = 0,001 \text{ s}$, $c_1 = 0,5$, $e_1 = 1 \text{ m}$ et $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$. La courbe noire est la référence pour un milieu non polarisable en configuration centrale.

avec un offset vertical : le changement de signe se produit une décade de temps plus tard pour un offset de 5 m par rapport à la configuration centrale (Figure III.8b.).

III.3.b Effet de la viscosité magnétique

De la même façon, on s'intéresse à présent à la viscosité magnétique à l'aide d'un modèle bicouche similaire avec une couche superficielle ayant une viscosité magnétique de l'ordre de celle d'un sol argileux ou limoneux. On trouve des ordres de grandeur par des mesures expérimentales sur des sols dans de nombreuses publications (*e.g.* Dabas, 1989 ; Thiesson, 2007). Les valeurs mesurées sont de l'ordre de quelques unités $\times 10^{-5}$ SI, on considère ici 2×10^{-5} SI et la même résistivité de $40 \Omega\text{m}$ pour une couche de 1 m d'épaisseur.

Équivalences avec la réponse d'un milieu non-magnétique

Comme pour la polarisation du milieu, l'effet de la viscosité magnétique sur la mesure TDEM peut donner lieu à des équivalences. En effet, le changement de pente associé à l'effet de la viscosité magnétique, passage d'une décroissance en $t^{-5/2}$ à une pente qui tend vers t^{-1} aux temps longs, est semblable à la réponse d'un sous-sol avec une couche conductrice en profondeur (Figure III.9). On a donc là encore une équivalence entre le modèle bicouche avec une couche superficielle argileuse magnétique et le modèle tricouche non magnétique avec une couche conductrice en profondeur et seules des données supplémentaires telles que des mesures de viscosité magnétique (*in situ* ou sur échantillons) permettront de déterminer quel est le meilleur modèle.

Utilisation d'un dispositif avec offset sur un milieu bicouche magnétique

Les mesures de terrain et notamment les expérimentations de Buselli (1982) ont montré que l'effet de la viscosité magnétique sur la mesure TDEM est plus important à proximité des câbles de la boucle d'émission. Ces observations ont été confirmées par les calculs analytiques de Lee (1984). La configuration coïncidente est donc la plus sensible à la viscosité magnétique puisque les boucles d'émission et de réception y sont confondues. En configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m de côté, la boucle de réception est suffisamment proche des câbles de la boucle d'émission pour subir l'influence de la

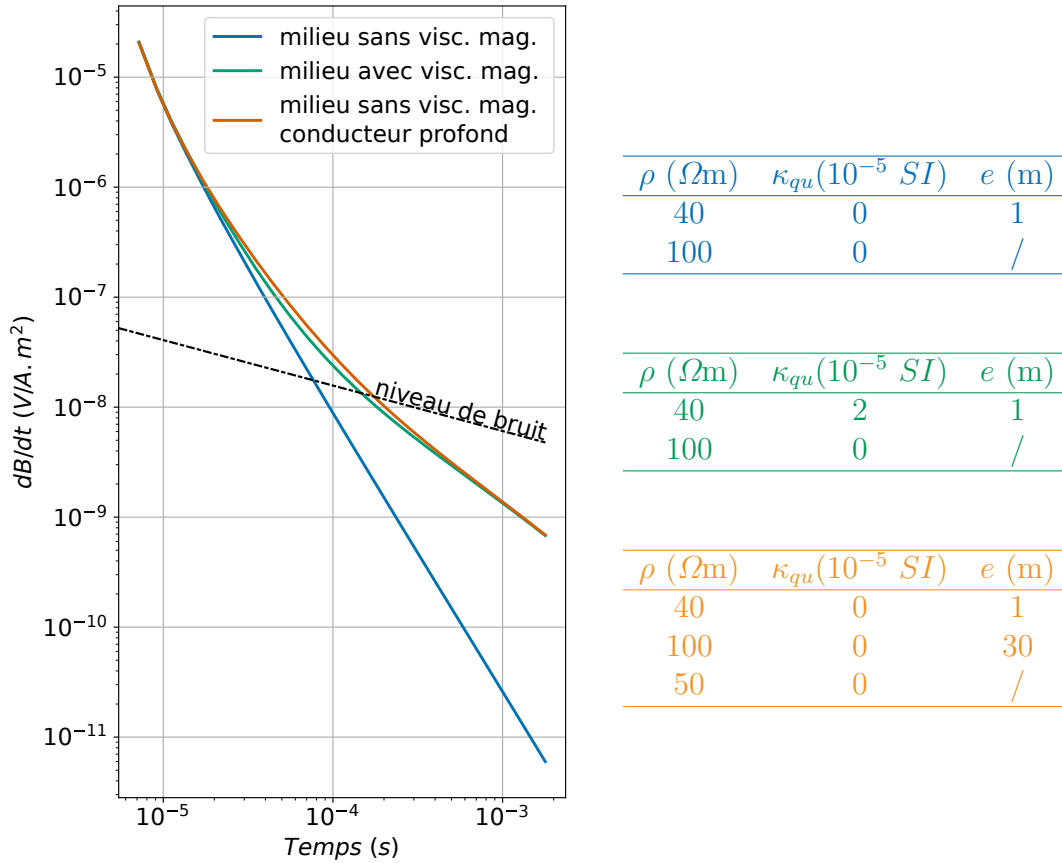


Figure III.9 : Équivalence de la réponse TDEM d'un milieu bicouche avec une couche argileuse superficielle présentant une viscosité magnétique et d'un milieu tricouche sans viscosité magnétique avec une couche profonde conductrice pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m.

viscosité magnétique du terrain (Figure III.9). En revanche avec un offset horizontal, on observe l'apparition de points négatifs aux temps longs (Figure III.10a.). Ce changement de signe s'explique par l'orientation de l'aimantation acquise lors de l'injection. Les domaines magnétiques présents dans le sol s'orientent en fonction du champ magnétique primaire et leur orientation est donc opposée selon qu'ils sont à l'intérieur de la boucle d'émission ou à l'extérieur (Figure III.11). Cela explique bien l'allure des courbes avec un offset horizontal de la figure III.10a. Le signe est positif aux temps courts lorsque la réponse inductive est la plus importante, puis on observe un changement de signe lorsque la relaxation magnétique devient plus importante. On remarque sur cette même figure que la déformation de la courbe est plus importante et surtout plus précoce pour un dispositif avec un offset horizontal de 3 m. La sensibilité à la viscosité magnétique est plus importante dans cette configuration. Avec une boucle d'émission de 5 m de côté et un offset horizontal de 3 m,

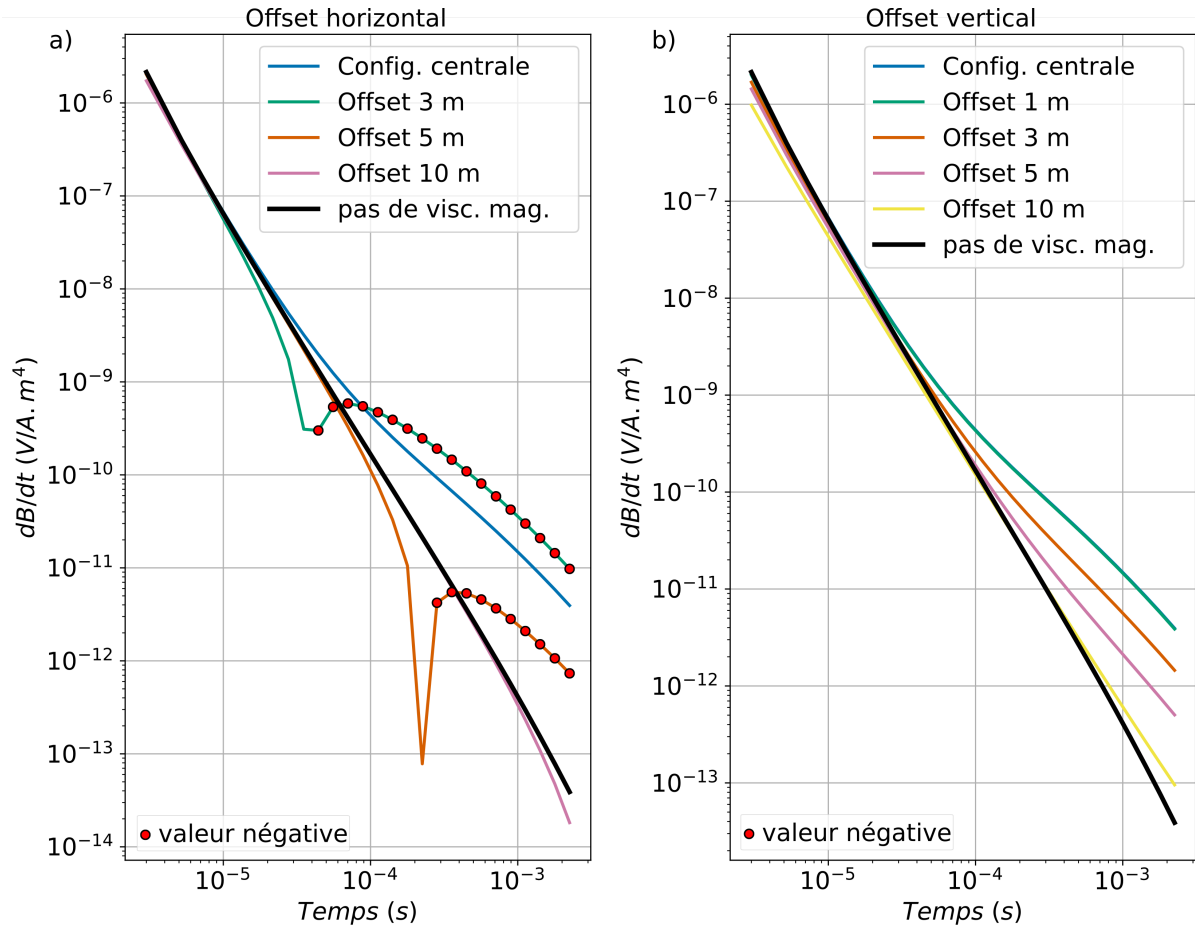


Figure III.10 : a) Réponse TDEM sur un milieu bicouche avec un effet de viscosité magnétique pour des géométries avec un offset horizontal allant de 0 m à 10 m. b) Réponse TDEM sur un milieu bicouche avec un effet de viscosité magnétique pour des géométries avec un offset vertical allant de 0 m à 10 m. Dans les deux cas la boucle d'émission fait 5 m par 5 m et le modèle bicouche utilisé est : $\rho_1 = 40 \Omega m$, $\kappa_{qu} = 2 \times 10^{-5}$ SI, $e_1 = 1$ m et $\rho_2 = 100 \Omega m$. La courbe noire est la référence pour un milieu non magnétique en configuration centrale.

la réception n'est qu'à quelques dizaines de centimètres du câble d'émission et donc plus proche que dans la configuration centrale où la distance au câble est supérieure à 2 m. En revanche pour des offsets plus importants, la déformation intervient plus tardivement. L'utilisation d'un offset horizontal supérieur à 5 m permet bien de diminuer la sensibilité à la viscosité magnétique.

Dans le cas de l'offset vertical (Figure III.10b.), comme la boucle de réception reste toujours au centre de l'antenne d'émission, ce phénomène de changement de signe ne se produit pas. Soulever la réceptrice de 1 m ne suffit pas, dans ce cas, à diminuer la sensibilité à la viscosité magnétique mais le changement de pente aux temps longs se produit bien

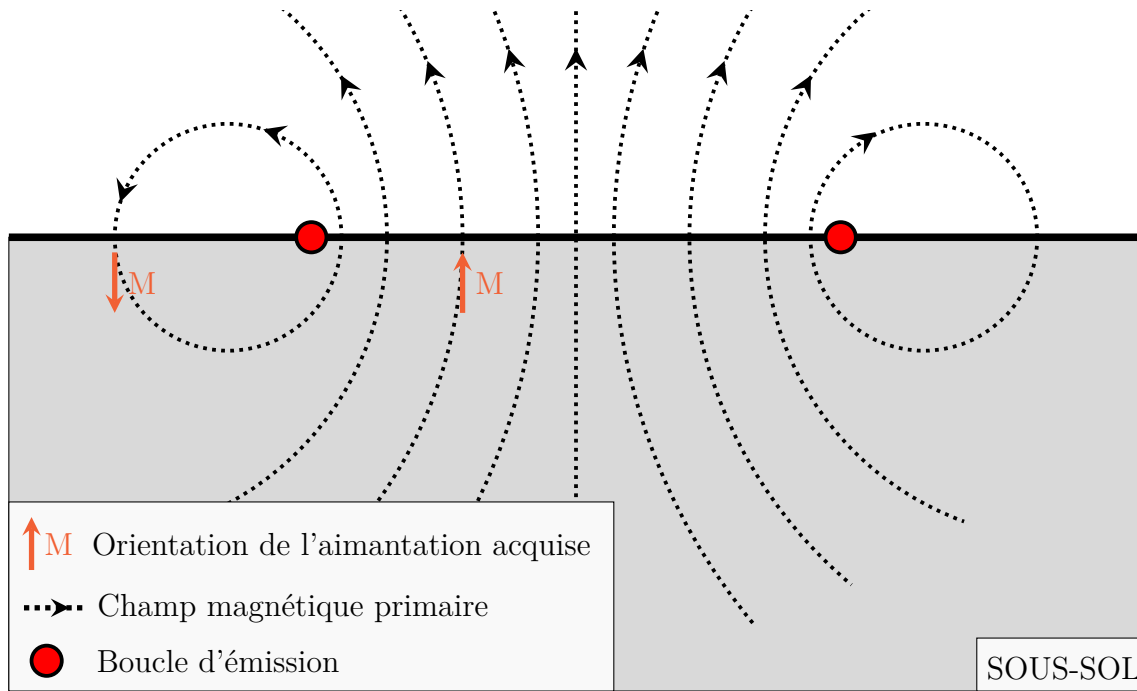


Figure III.11 : Acquisition de l'aimantation du sous-sol pendant l'injection du courant. L'aimantation acquise est de signe opposé à l'intérieur et à l'extérieur de la boucle d'émission. D'après [Descloitres \(1998\)](#).

plus tard pour des offsets plus importants. Il faudrait ainsi soulever la boucle de réception d'au moins 5 m pour voir le changement de pente une décade de temps plus tard.

III.4 Proposition d'une méthodologie pour distinguer les contributions des différentes propriétés géophysiques

L'exploitation des différences de sensibilité aux propriétés électriques, magnétiques et diélectriques selon la géométrie du dispositif d'acquisition est réalisable en utilisant une boucle d'émission de quelques mètres de côté et plusieurs boucles de réception. Une première en configuration centrale qui serait sensible à toutes les propriétés électromagnétiques du sous-sol et une seconde avec un offset horizontal autour de 5 m qui serait sensible principalement à la conductivité électrique du sous-sol (Figure [III.12](#)).

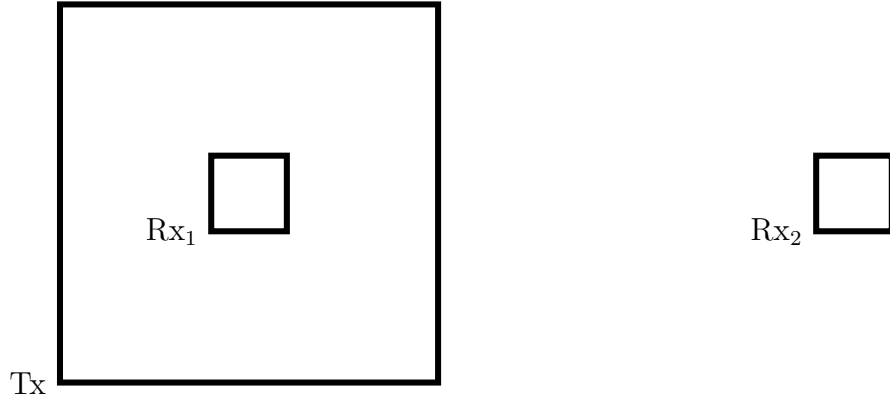


Figure III.12 : Proposition de géométrie de dispositif TDEM pour favoriser la séparation des contributions des propriétés électriques et des propriétés diélectriques et magnétiques du sous-sol avec deux boucles de réception en configurations centrale (Rx_1) et avec offset horizontal (Rx_2).

Résolution des équivalences

L'utilisation d'un offset horizontal en plus d'une configuration centrale peut permettre de lever les équivalences avec des terrains non polarisables et non magnétiques présentées sur les figures III.7 et III.9. Sur des milieux où la conductivité électrique est la seule propriété qui influence la mesure, la courbe aux temps longs n'est pas affectée par le changement de géométrie (Figures III.3 et III.4), ce qui n'est pas le cas pour les milieux polarisables ou magnétiques (Figures III.8a. et III.10a.). Ainsi, si le changement de signe en configuration centrale est situé sous le niveau de bruit, un changement de pente aux temps longs entre les configurations centrales et avec offset indiquerait que la chute du niveau de signal en configuration centrale est due à un effet de polarisation et pas à un résistant profond.

De la même manière, si on observe un changement de signe sur la mesure avec offset, mais qui n'est pas présent en configuration centrale, on pourra dire que le changement de pente aux temps longs de la configuration centrale est causée par un effet de viscosité magnétique et non par un conducteur profond. Même si le changement de signe est sous le niveau de bruit, l'utilisation de ces deux configurations permettra de lever cette équivalence. La pente aux temps longs sera inférieure à $t^{-5/2}$ en configuration centrale et supérieure pour la configuration avec offset. Ces observations à première vue incohérentes s'expliquent en considérant la viscosité magnétique du sol.

Dissociations des contributions à la mesure

L'utilisation conjointe de deux géométries permet d'identifier quels paramètres physiques contribuent à la mesure et par extension de quantifier ces paramètres indépendants. La mesure avec offset permettra dans un premier temps d'obtenir un modèle 1D de résistivité électrique. On pourra ensuite inverser la mesure en configuration centrale à partir de ce modèle de résistivité électrique en considérant les propriétés diélectriques et/ou magnétiques identifiées comme contribuant à la mesure. D'un aspect purement pratique, l'offset horizontal (Figure III.12) semble mieux adapté à notre problématique. Il s'agit en effet de mesures TDEM au sol (ou sur un dispositif tracté) et soulever la boucle de réception plusieurs mètres au dessus de la boucle d'émission ne semble envisageable que dans le cas d'un dispositif aéroporté.

La réponse du système, en particulier les interactions entre les boucles, sont importantes lors de l'utilisation de petites boucles de quelques mètres de côté. La configuration choisie implique une multiplication du nombre de boucles, il conviendra donc d'étudier la réponse du système avec cette géométrie de boucles par des modélisations comme celles décrites au chapitre précédent. Il semble raisonnable de penser que l'influence de la réponse du système sur la mesure en offset sera plus faible qu'en configuration centrale (Auken *et al.*, 2018) et que cette mesure puisse donc permettre également de faciliter la caractérisation des terrains superficiels.

III.5 Conclusion sur la séparation des contributions des paramètres EM

Les dispositifs de mesure TDEM à petites boucles sont plus sensibles aux propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol que les dispositifs à plus grandes boucles. Ils pourraient donc permettre de quantifier la viscosité magnétique et la permittivité diélectrique en plus de la résistivité électrique. Les contributions de ces trois paramètres étant superposées dans la mesure, il faut établir une stratégie d'acquisition ou de traitement pour les dissocier. Une mesure du niveau de bruit sur le site d'acquisition facilitera l'étude des modèles équivalents en fixant un seuil en dessous duquel les données ne sont pas interprétables.

L'utilisation de géométries d'acquisition présentant des sensibilités différentes à ces paramètres semble être une stratégie intéressante pour exploiter au maximum la mesure TDEM. L'utilisation d'un dispositif de mesure muni d'une petite boucle d'émission de 5 m de côté et de deux boucles de réception, l'une en configuration centrale et l'autre avec un offset horizontal, constituerait une stratégie de séparation de la contribution des différents paramètres au moment de l'acquisition des données. Cette configuration nécessite un appareil de mesure multivoies, comme DNT Zonge qui offre la possibilité de mesurer simultanément sur 5 voies, donc avec 5 boucles de réception dans des configurations différentes.

CHAPITRE IV

Expérimentations de terrain sur un site test (Garchy, Nièvre)

Sommaire

IV.1 Introduction	92
IV.2 Description du site test de Garchy (Nièvre)	93
IV.2.a Description géologique des formations superficielles	93
IV.2.b Mesures géophysiques antérieures	93
IV.3 Conception d'un premier prototype	98
IV.3.a Adaptation d'impédance pour la boucle d'émission	99
IV.3.b Adaptation d'impédance pour la boucle de réception	100
IV.4 Mesures TDEM	103
IV.4.a Comparaison des différents appareils d'acquisition (DNT, WalkTEM, TEMFAST)	104
IV.4.b Traitement des sondages petites boucles acquis sur la zone conductrice	108
Mesures acquises avec un dispositif avec offset	110
Estimation de l'influence de la viscosité magnétique sur la mesure en configuration centrale	111
IV.5 Conclusion sur l'expérimentation de terrain	113

IV.1 Introduction

Il s'agit à présent de mettre en œuvre et de valider les développements méthodologiques présentés dans les chapitres II et III avec des mesures de terrain. L'appareil de mesure utilisé dans le cadre de la thèse est le Dynamic NanoTEM (DNT) de Zonge International. De premiers tests d'évaluation du DNT avaient été menés avant le début de la thèse dans le cadre d'une convention de recherche. Ces tests ont soulevé des interrogations quant à la stabilité du courant d'injection et la rapidité de la coupure¹. Ces irrégularités d'injection s'atténuent voire disparaissent cependant lorsque la taille de la boucle d'injection diminue. Les tests présentés ci-dessous avec une boucle de 5 m de côté n'ont pas été perturbés par cela. Le DNT présente aussi l'avantage de disposer de 5 voies électroniquement indépendantes pour brancher autant de boucles de réception, ce qui permet de réaliser simultanément des mesures avec des géométries d'acquisition différentes avec un minimum de couplage. Le DNT est traditionnellement utilisé avec une boucle de 40 m côté pour la réalisation de sondages quantitatifs de résistivité électrique ou une boucle de 10 m×10 m dans une application tractée de type cartographique pour la détection d'objets métalliques tels que des munitions non explosées. L'utilisation de cet appareil avec une boucle d'émission de 5 m de côté, ce qui est l'objectif ici, requiert une adaptation d'ordre électronique pour pouvoir exploiter au mieux les mesures et limiter l'influence du système d'acquisition. Un premier objectif est de réussir à acquérir une courbe de décroissance TDEM exploitable avec un dispositif de taille très réduite afin d'envisager une mise en œuvre de type cartographique à l'avancement.

La plupart des tests et mesures présentés ici ont été acquis à Garchy dans la Nièvre. Ce site a été choisi pour ces expérimentations de terrain car il s'agit d'un site test connu sur lequel des travaux extensifs de géophysique et géotechnique ont été menés par le passé (Cosenza *et al.*, 2006). Dans un premier temps, le site de Garchy sera présenté. On explicitera ensuite les étapes de l'adaptation du DNT pour l'utilisation de notre dispositif à petites boucles. Les premiers sondages de résistivité électrique réalisés avec ce dispositif

1. Une diode de protection a été retirée, sur les conseils du fabricant Zonge, car il est apparu qu'elle rallongeait la durée de la rampe de coupure du courant.

seront ensuite présentés et comparés avec des mesures acquises par d'autres systèmes TDEM au même endroit. Enfin, on appliquera la méthodologie proposée dans les chapitres précédents pour prendre en compte la réponse propre du système puis pour dissocier les contributions des trois propriétés électromagnétiques à la mesure grâce à des géométries d'acquisition différentes.

IV.2 Description du site test de Garchy (Nièvre)

IV.2.a Description géologique des formations superficielles

Le site de Garchy est situé dans le département de la Nièvre, au sud-est du bassin sédimentaire de Paris. Les formations que l'on retrouve dans les premières dizaines de mètres consistent en des dépôts alluviaux du Pliocène déposés sur du calcaire Jurassique (Figure IV.1).

Sur ce site les dépôts Pliocène sont des bancs sableux sur environ 1 m puis argileux sur quelques mètres avant d'atteindre le contact avec le calcaire. La couche de dépôts alluviaux argileux est d'une épaisseur variable sur le site avec une zone où elle a presque disparue et où le calcaire n'est qu'à quelques dizaines de centimètre sous la surface, recouvert uniquement par une couche de sol. On peut ainsi délimiter deux zones : l'une où le calcaire est sub-affleurant que l'on appellera dans la suite la zone *résistante* et la zone où ce calcaire est surplombé de quelques mètres d'argile et que l'on nommera *conductrice* dans la suite (Figure IV.2).

IV.2.b Mesures géophysiques antérieures

L'objectif initial est de cartographier les propriétés électromagnétiques de ces zones avec des mesures réalisées avec d'autres méthodes géophysiques (des mesures électromagnétiques inductives dans le domaine fréquentiel, des mesures électriques en profil (*Electrical Resistivity Tomography* (ERT)) et sous forme de sondages (Electrical Sounding généralement noté VES), des mesures de *Time Domain Reflectometry* (TDR)) afin d'avoir une base de comparaison pour les mesures TDEM acquises par la suite. Les cartographies EMI (Figure IV.3) permettent de distinguer ces deux zones avec une partie à l'est où la résistivité apparente est en moyenne l'ordre de 60 Ωm pour le plus petit écartement et

de 50 Ωm pour le plus grand qui intègre les six premiers mètres du sous-sol d'après le constructeur. Ces mesures sont en accord avec le profil ERT présenté sur la figure IV.4 qui indique également une résistivité électrique de l'ordre de 50 Ωm sur la partie est.

La partie ouest est plus résistante, autour de 600 Ωm sur le profil ERT et 300 Ωm pour la FEM et correspond à la zone où la couche d'argiles disparaît presque entièrement et le calcaire est sub-affleurant. Les méthodes EMI étant très peu sensible aux terrains résistants, on s'approche de la limite de sensibilité de la méthode avec 300 Ωm et la différence avec l'ERT n'est donc pas significative.

Des sondages électriques ont également été acquis sur chaque zone dans les directions nord-sud et est-ouest, aux mêmes positions que les sondages TDEM (Figure IV.2). Dans la zone conductrice (Figure IV.5a) on retrouve la couche argileuse conductrice ($\sim 21 \Omega\text{m}$) sous environ 1,1 m de sol et surplombant le calcaire résistant ($\sim 240 \Omega\text{m}$). De la même manière

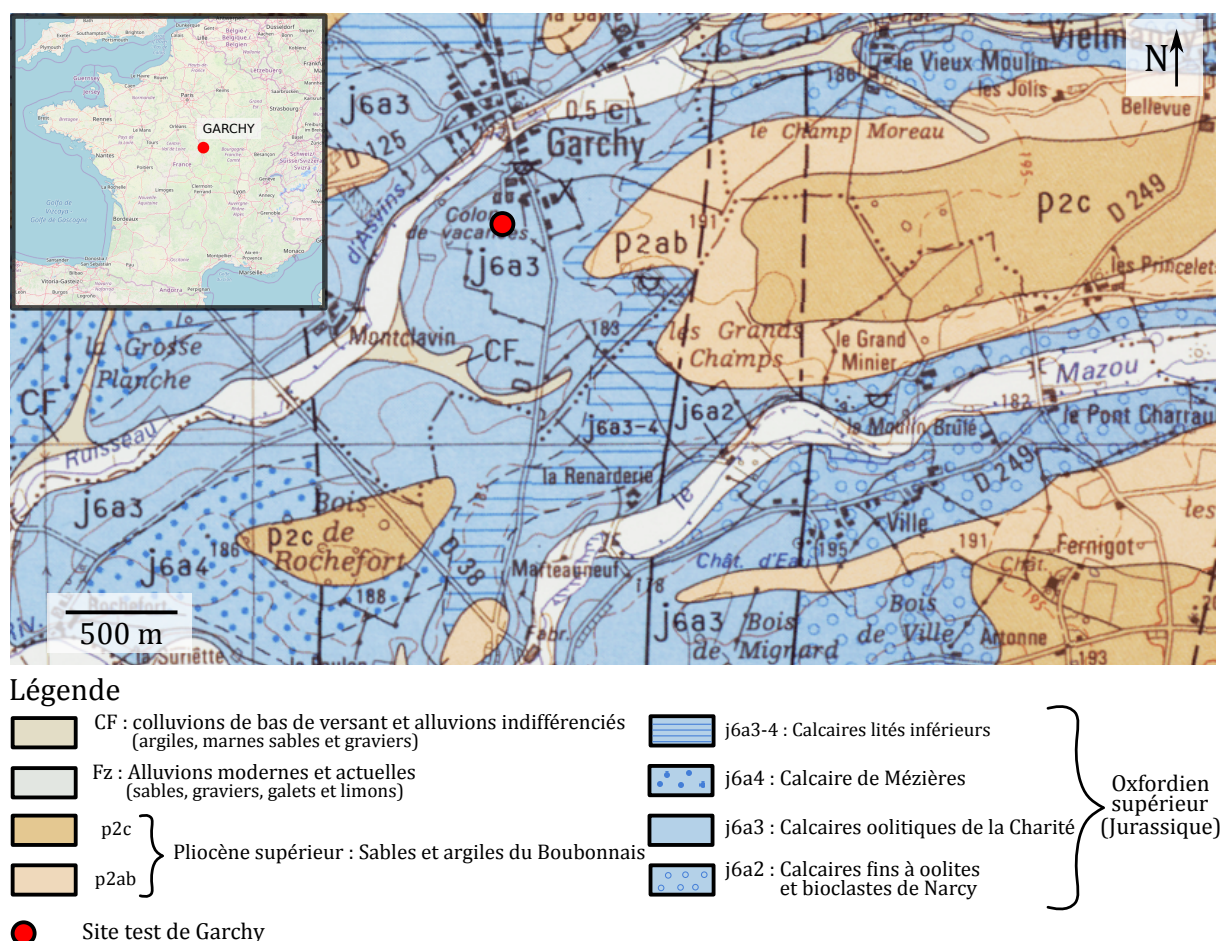


Figure IV.1 : Localisation du site de Garchy (source : Openstreetmap) et extrait de la carte géologique n°494 de la Charité-sur-Loire (Menot et al., 1997)

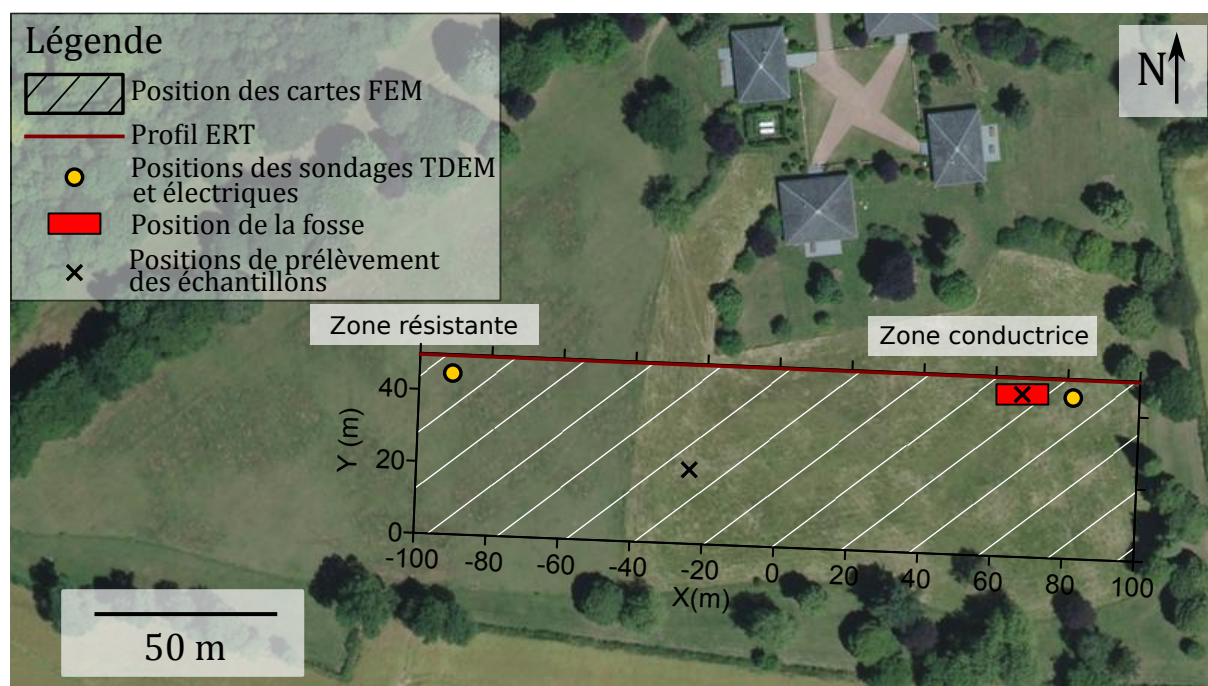


Figure IV.2 : Position des acquisitions géophysiques et des zones dites conductrices et résistantes sur le site test de Garchy

dans la partie résistante, on retrouve une couche très résistante ($\sim 640 \Omega\text{m}$) sous la couche de sol d'environ 1,6 m d'épaisseur (Figure IV.5b). Des sondages réalisés perpendiculairement produisent des résultats très similaires et indiquent une isotropie du milieu aux positions des sondages.

Une fosse de 80 cm de profondeur a été creusée dans la zone conductrice à quelques mètres de la position des sondages électriques et TDEM (Figure IV.2). On y distingue 3 horizons de sol, le plus superficiel fait une vingtaine de centimètres d'épaisseur et est composé de sol sableux, l'horizon suivant est un mélange de sable et de graviers sur environ 50 cm puis des limons à partir de 70 cm. Un sondage à la tarière indique la présence d'argile à partir de 1 m. Une mesure avec la sonde TDR dans l'argile au niveau du contact avec l'horizon H3 indique une résistivité électrique de l'argile de $50 \Omega\text{m}$, ce qui est cohérent avec les cartes FEM et le profil ERT (Figures IV.4 et IV.3).

Des échantillons de sol ont été prélevés au niveau de la fosse ($X = 7 \text{ m}$; $Y = 47 \text{ m}$) et dans la partie résistante aux coordonnées locales $X = -25 \text{ m}$; $Y = 20 \text{ m}$ (Figure IV.2) jusqu'à 1 m de profondeur, donc essentiellement dans la couche de sol. Des mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur ces échantillons avec le MS2 (Bartington Instruments).

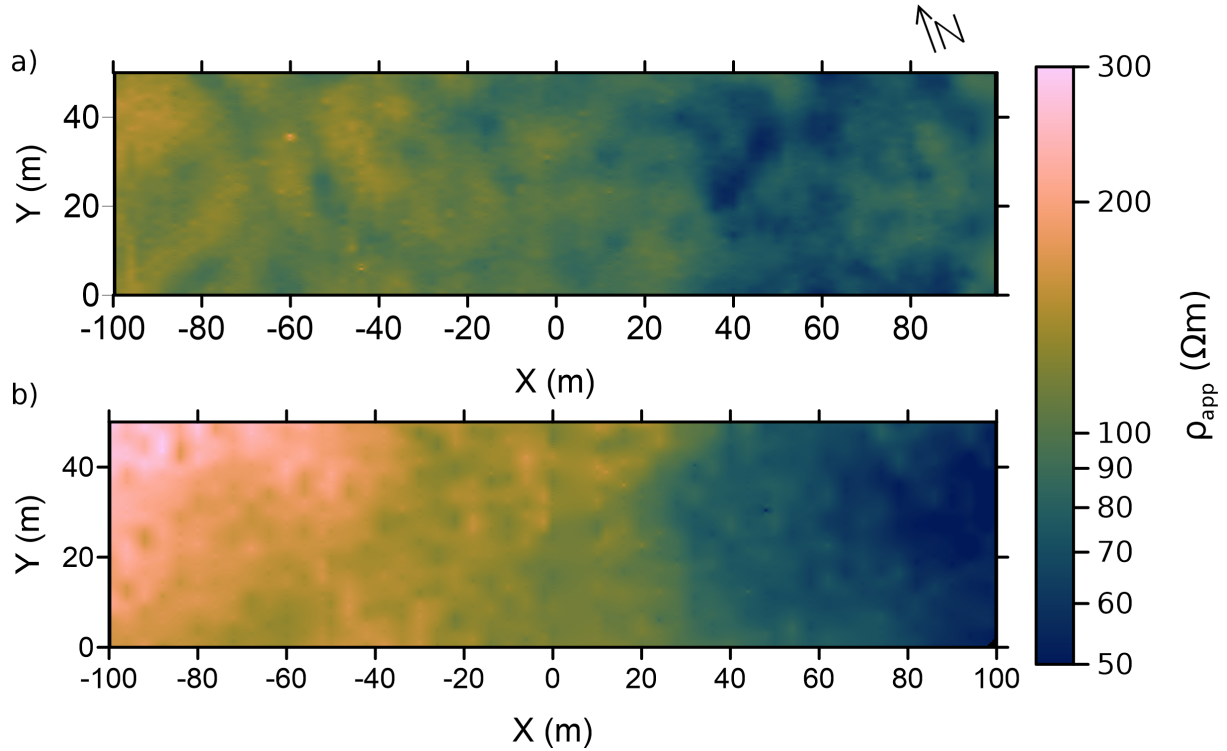


Figure IV.3 : Cartographie FEM de résistivité électrique apparente acquise avec avec les CMD Mini-Explorer et Explorer en configuration (GF Instruments). a) Écartement 1,18 m du CMD Mini-Explorer, les mesures intègrent un volume allant de la surface à $\tilde{1},8$ m de profondeur. b) Écartement 4,49 m du CMD Explorer, les mesures intègrent un volume allant de la surface à $\tilde{6},7$ m de profondeur. Les profondeurs d'investigations données ici sont celles fournies par le constructeur

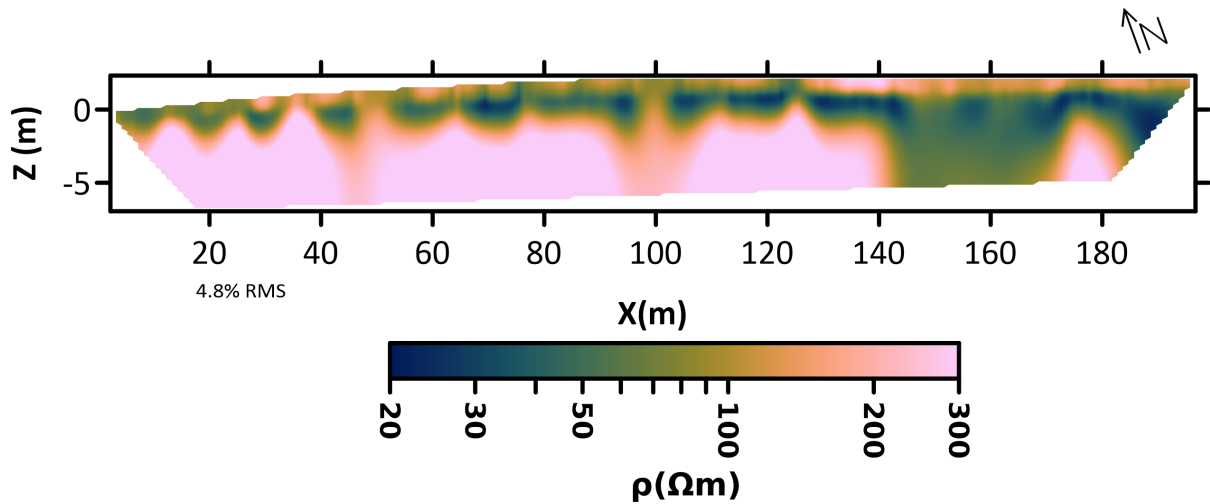


Figure IV.4 : Profil d'imagerie de résistivité électrique acquis sur le profil $Y = 50$ m (cf. Figure IV.2)

Cet instrument permet de réaliser des mesures à deux fréquences, 465 Hz et 4650 Hz et d'estimer la viscosité magnétique avec l'équation 1.23. On observe une différence notable

entre les zones résistante et conductrice (Tableau IV.1) : la zone conductrice présente une viscosité magnétique significative d'abord avec une couche autour de 50 cm de profondeur où sont présents des oxydes de fer puis dans la couche argileuse à partir de 1 m, alors que la zone résistante ne comporte en surface que des terrains ayant une viscosité magnétique (κ_{qu}) plus faible, environ $3 - 4 \times 10^{-5}$ SI. Des mesures TDR ont été réalisées dans les

Zone	Profondeur (cm) (Horizon)	κ_{ph} à 465 Hz ($10^{-5} SI$)	κ_{ph} à 4650 Hz ($10^{-5} SI$)	κ_{qu} ($10^{-5} SI$)	Observations
Conducteur	0-20 (H1)	56.5	52.3	2.9	Sol sableux
Conducteur	50 (H2)	162.1	152.9	6.3	Sable et graviers avec oxydes de fer
Conducteur	80-90 (H3)	87.8	76.3	7.8	Limon
Conducteur	100 (H3)	97.3	88.0	7.8	Limon
Conducteur	110-120	102.5	86.0	11.3	Argile
Résistant	0-20 (H1)	71.7	66.7	3.4	Sol sableux
Résistant	50 (H1)	67.9	62.1	3.9	Sol sableux
Résistant	100 (H1)	67.4	61.9	3.8	Sol sableux

Tableau IV.1 : Mesures de la susceptibilité magnétique sur les échantillons récoltés dans les zones conductrice et résistante. Mesures réalisées à 465 et 4650 Hz qui permettent une estimation de la viscosité magnétique. Les horizons H1, H2 et H3 font référence aux horizons observés sur la paroi de la fosse et présentés sur la figure IV.6

horizons 1 et 3 (les graviers de l'horizon 2 n'ont pas permis l'insertion de la sonde) ainsi que dans l'argile (Figure IV.6). On mesure des permittivités relatives apparentes haute

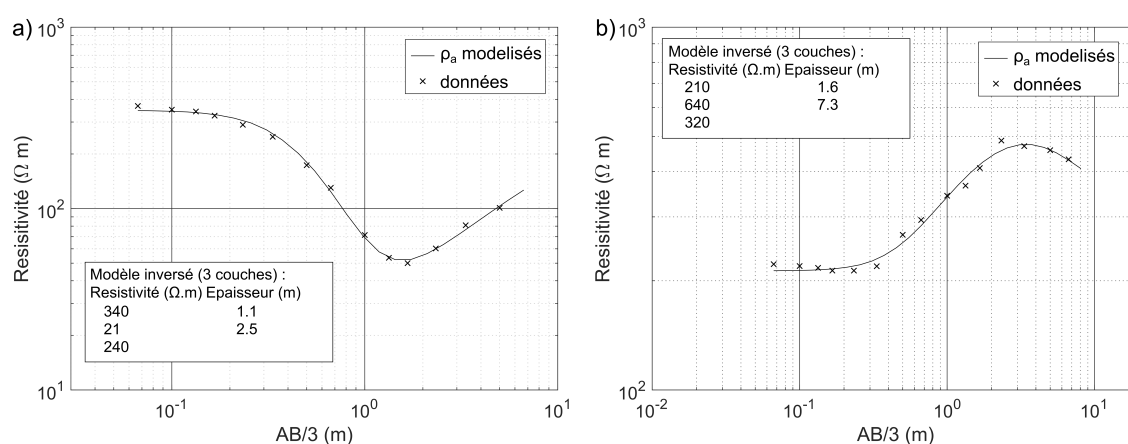


Figure IV.5 : Sondages électriques réalisés a) sur la zone conductrice (Erreur RMS de l'inversion de 4,4 %) et b) sur la zone résistante (Erreur RMS de l'inversion de 3,5 %)

fréquences autour de 15 dans le premier horizon et plus variables dans le troisième avec une valeur à 12,3 et une à 21,4 plus proche de celle mesurée dans l'argile à 20,4. Les valeurs de résistivité électrique issues de la TDR indiquent une couche superficielle résistante (entre 170 et 200 Ωm) et une couche argileuse plus conductrice (autour de 21 Ωm), ce qui est globalement cohérent avec les sondages électriques qui intègrent des volumes du sous-sol plus important, ce qui peut expliquer les différences de valeurs.

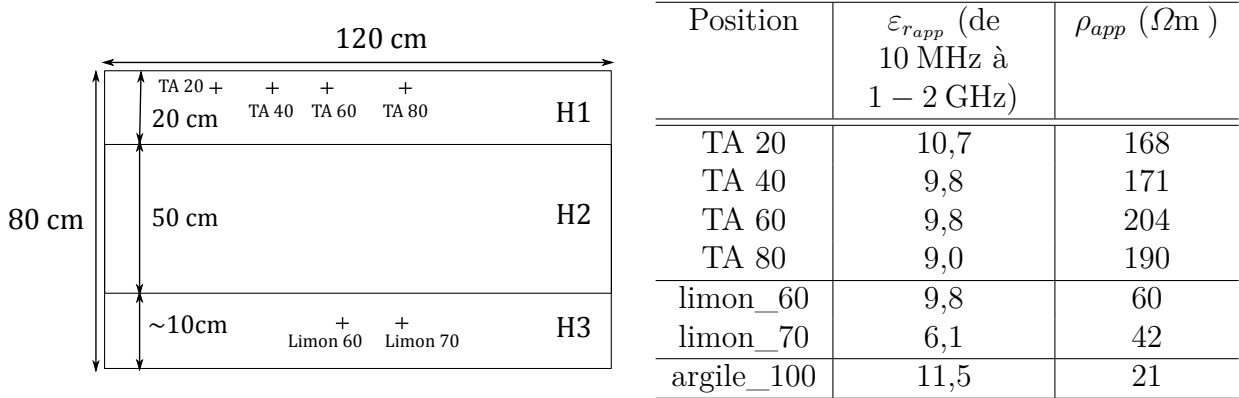


Figure IV.6 : Coupe verticale avec la position des mesures TDR réalisées dans la fosse dans la zone conductrice. La mesure argile_100 à été réalisé au fond d'un sondage à la tarière à 1 m de profondeur

Le site de Garchy présente, dans sa zone Est plus conductrice, un terrain avec des propriétés électriques intéressantes avec un contraste marqué entre l'argile et le calcaire qui devrait se trouver entre 5 et 10 m de profondeur. Le contenu fréquentiel significatif d'une mesure TDR se situe au-delà de 10 MHz et ne permet donc pas de mise en perspective avec les résultats TDEM.

IV.3 Conception d'un premier prototype

Les valeurs de propriétés électrique et magnétique sur le site où est testé le DNT avec les petites boucles ont ainsi été estimées par d'autres méthodes géophysiques. Les valeurs de permittivité diélectrique ont été acquises à trop haute fréquence pour être comparables à celles qu'on obtiendrait par la méthode TDEM. Des mesures de polarisation provoquée, mais surtout aux fréquences intermédiaires (Kessouri *et al.*, 2016) sont prévues sur le site pour compléter les mesures. Ces mesures permettront de compléter les mesures de permittivité diélectrique dans une gamme de fréquence allant de 300 kHz à 3 MHz.

Il est donc à présent question de réaliser l'adaptation de l'appareil aux boucles de quelques mètres qui seront utilisées. Comme évoqué dans les chapitres précédents, la rapidité de la coupure du courant est un paramètre très important puisque en TDEM la mesure est réalisée après celle-ci, et une coupure longue implique directement une perte de résolution en proche surface qui peut être importante. Cette coupure est extrêmement dépendante, entre autres, de la géométrie de la boucle d'émission et de l'impédance qui lui est associée en parallèle et qui permet d'éviter les oscillations du courant dans la boucle. La valeur de cette impédance est propre à chaque boucle, et il nous faut donc adapter une impédance sur nos boucles d'émission et de réception. Pour cela, il faut un système qui permette la mesure du courant circulant dans la boucle d'émission ainsi que la tension.²

IV.3.a Adaptation d'impédance pour la boucle d'émission

Des tests préalables ont été menés avec des boucles de tailles différentes et des intensités de courant injecté différentes, en utilisant des impédances variant entre 50 et 150 Ω . Cette résistance amortit les oscillations qui peuvent se produire lors de la coupure du courant. Une résistance élevée permettra une coupure plus courte, et une résistance plus faible amortira davantage la coupure qui sera plus longue (Figure IV.7). Il s'agit donc d'adapter l'impédance pour qu'elle amortisse bien les oscillations susceptibles d'apparaître lors de la coupure, mais pas trop pour que celle-ci soit tout de même suffisamment rapide. Aucune résistance supérieure à 150 Ω n'a été testée pour la boucle de 20 m de côté, ni au-dessus de 100 Ω avec une injection de 5 A pour ne pas endommager l'appareil de mesure.³ La stabilité des plateaux n'est pas toujours assurée lorsque le courant injecté dans la boucle d'émission est de 5 A. La figure IV.7 montre que leur variation est considérablement plus faible avec la résistance de 50 Ω qu'avec celle de 100 Ω . De plus, la coupure du courant n'étant pas notablement plus courte pour l'émettrice de 5 m de côté, l'impédance de 50 Ω pour la boucle d'émission de 5 m de côté a été préférée.

2. En effet, au moment de la coupure du courant un pic de tension qui peut endommager l'appareil se produit. La diode de protection du DNT a été retirée lors de tests précédents, car il est apparu qu'elle rallonge la durée de la rampe de coupure du courant. Nous avons donc surveillé ces pics en branchant un oscilloscope sur la boucle d'émission.

3. Car le pic de tension associé dépassait déjà pendant une fraction de microseconde les 1200 V que le constructeur (ZONGE) nous a préconisé de ne pas dépasser

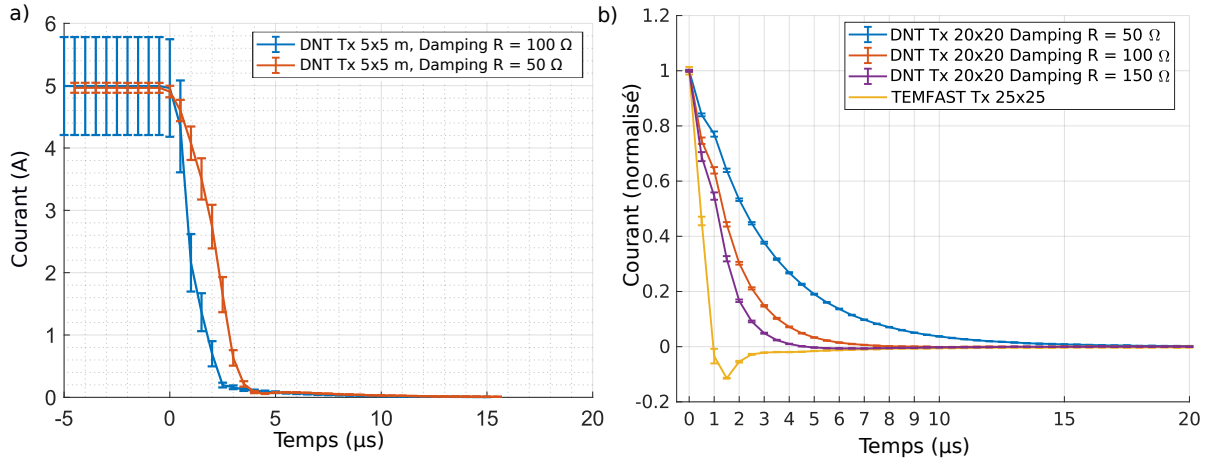


Figure IV.7 : Mesure de la coupure du courant dans la boucle d'émission avec différentes résistances d'amortissement. a) Boucle de 5 m par 5 m sur le DNT. b) Comparaison de la coupure dans une boucle de 20 m par 20 m sur le DNT avec différentes résistances et du TEMFAST (AEMR) avec une boucle de 25 m de côté.

L'augmentation du nombre de tours sur la boucle d'émission permet d'avoir un moment d'émission ($M = N \times S \times I$)⁴ plus important. Celui-ci permet d'augmenter le niveau d'énergie transmis au sous-sol et améliore en théorie le rapport signal/bruit. Les mesures au temps longs sont donc en principe de meilleure qualité et la profondeur d'investigation augmente. En revanche, la coupure du courant s'en trouve rallongée (Figure IV.8a) et les fenêtres de mesure influencées sont beaucoup plus nombreuses. Dans notre cas, la courbe de décroissance se trouve presque entièrement déformée par la réponse du système et le champ primaire (Figure IV.8b).

Il a donc été décidé d'utiliser une boucle d'émission de 5 m de côté avec une impédance en parallèle de 50 Ω et un seul tour de câble. Cette configuration permet une coupure du courant relativement rapide autour de 4 μs (Figure IV.8a).

IV.3.b Adaptation d'impédance pour la boucle de réception

De la même manière que pour la boucle d'émission, l'utilisation d'une boucle de réception particulière nécessite une adaptation d'impédance. Cette boucle se comporte

4. N correspond au nombre de tour de câble, S est la surface de la boucle d'émission et I l'intensité du courant injecté dans celle-ci

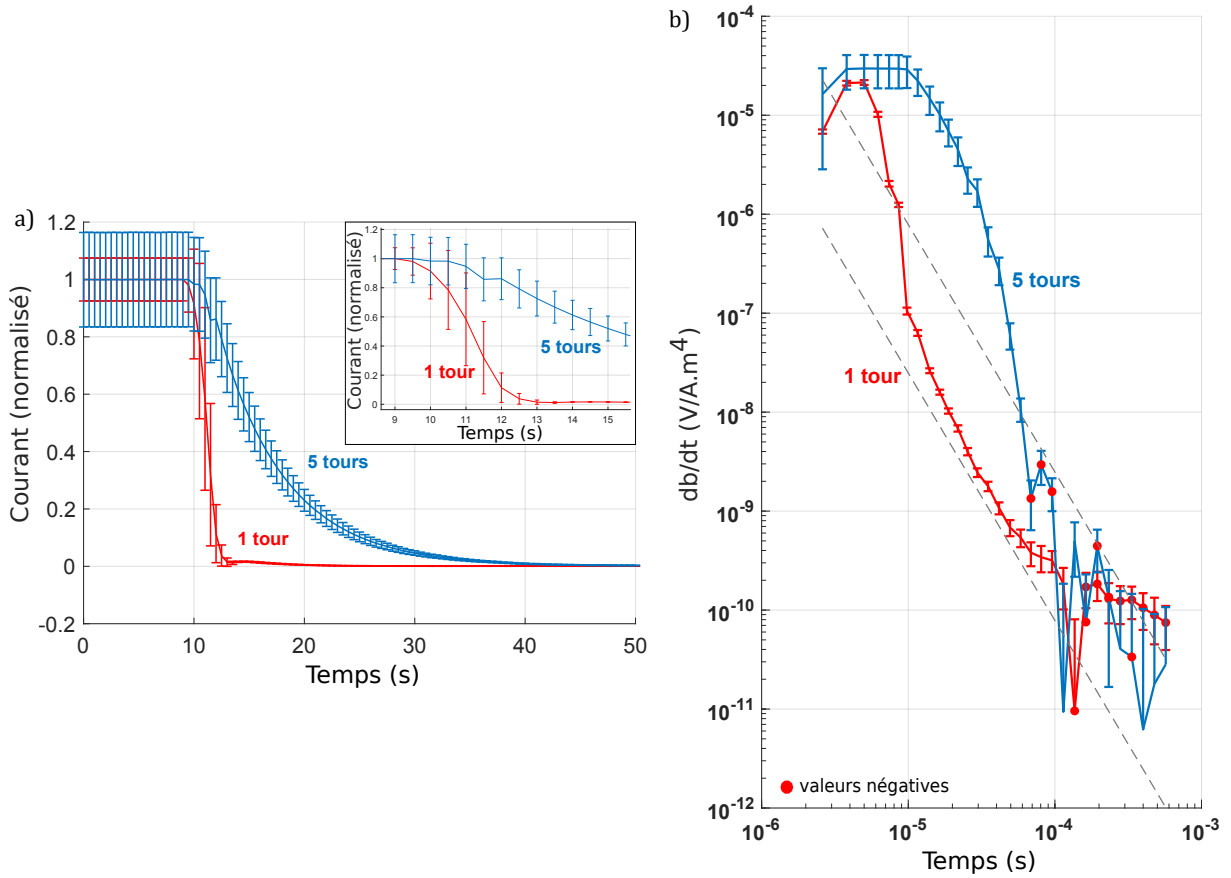


Figure IV.8 : a) Rampe de coupure du courant pour une boucle de 5 m par 5 m sur le DNT avec 1 ou 5 tours de câble. b) Mesures TDEM correspondantes en configuration centrale avec une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 20 tours.

comme un filtre (*cf.* chapitre II) et peut présenter des oscillations sinusoïdales amorties dans le signal de sortie causées soit par la résonance naturelle de la réceptrice, soit par les oscillations de la coupure du courant dans l'émettrice. L'adaptation d'impédance de la boucle d'émission permet d'éviter les oscillations de cette deuxième origine, il est donc important d'adapter l'émettrice en premier.

L'influence directe du système de mesure et de la coupure du courant se manifeste sur le signal acquis aux temps courts. Il s'agit donc d'utiliser une résistance d'amortissement sur la réceptrice qui permet d'amortir cette réponse le plus rapidement possible sans générer d'oscillations. Après une première série de tests sur la zone conductrice (Figure IV.9), la résistance d'amortissement qui permet de réduire l'oscillation du dispositif à la gaussienne la plus courte est 400 Ω . Cette observation est confirmée par des tests similaires sur la zone résistante où la réponse du système est plus importante (par rapport à la réponse du sous-sol) (Figure IV.10). C'est avec cette impédance que la courbe TDEM en échelle

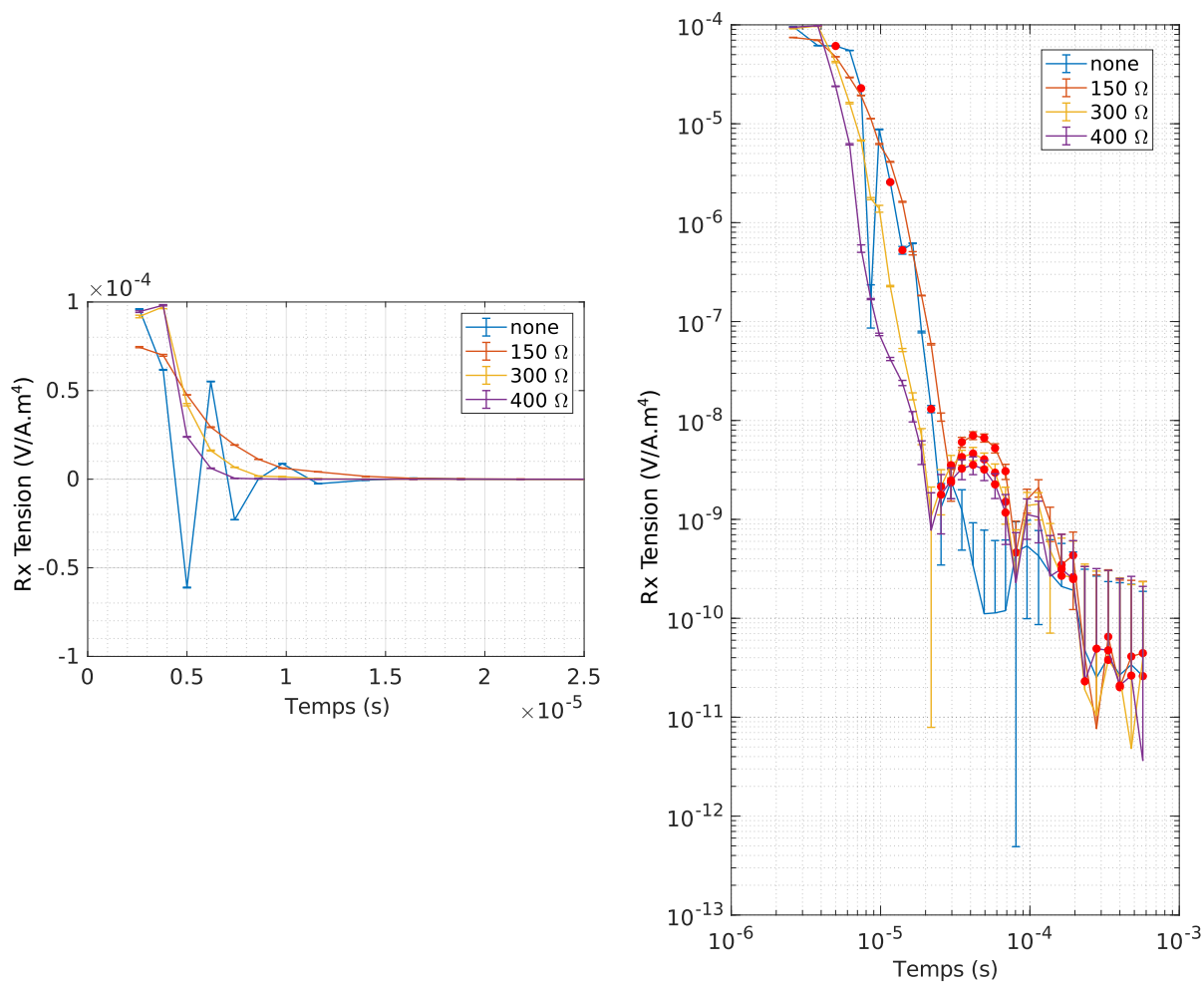


Figure IV.9 : Mesures TDEM avec le DNT sur la zone conductrice. La boucle d'émission fait 5 m de côté et la boucle de réception de 0.5 m de côté avec 20 tours de câble et des résistances d'amortissement comprises entre 0 et 400 Ω .

logarithmique se rapproche le plus rapidement d'une pente de $-5/2$, caractéristique d'une réponse du sous-sol.

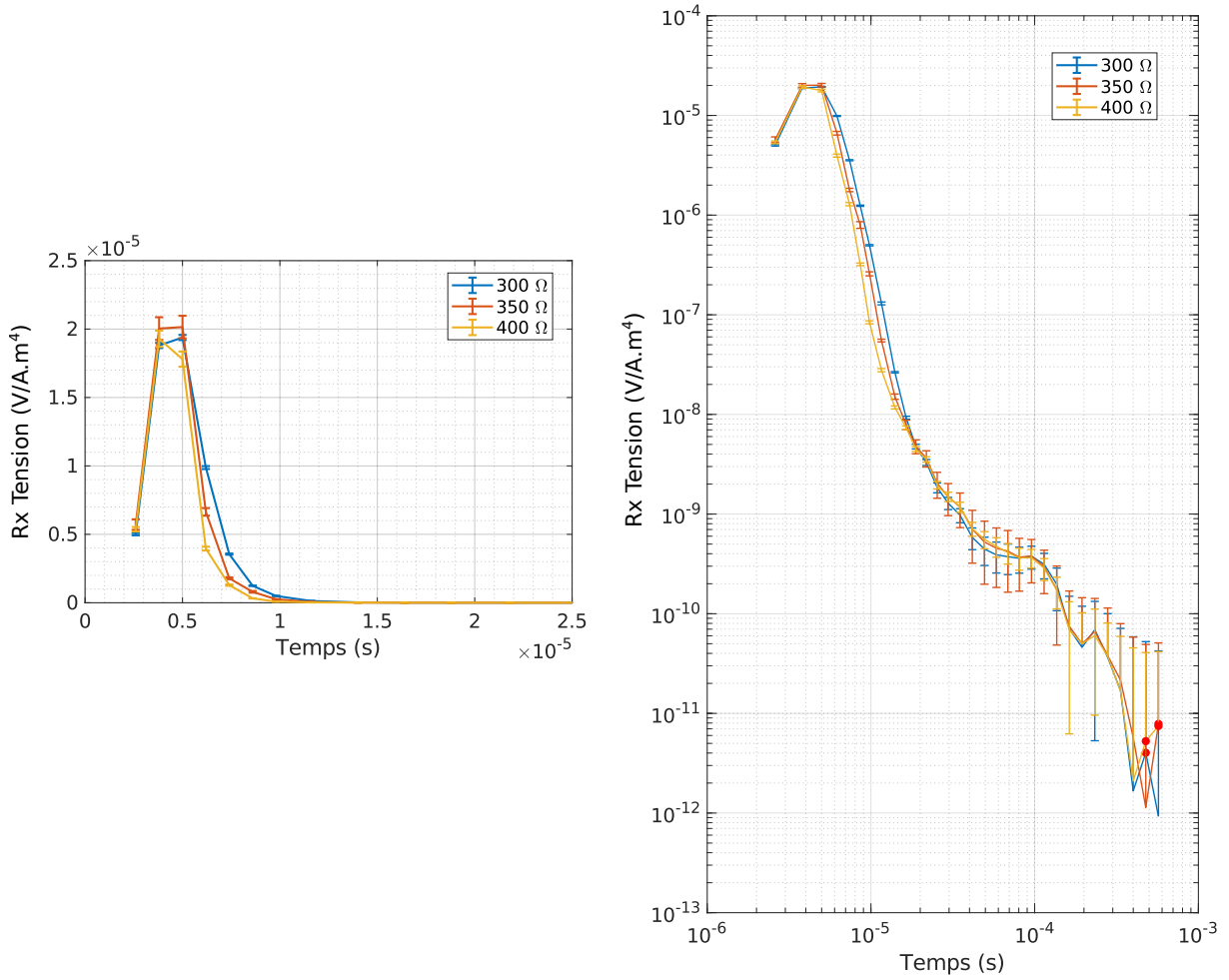


Figure IV.10 : Mesures TDEM avec le DNT sur la zone résistante. La boucle d'émission fait 5 m de côté et la boucle de réception de 0.5 m de côté avec 20 tours de câble et des résistances d'amortissement comprises entre 300 et 400 Ω .

IV.4 Mesures TDEM

Une fois que ces adaptations d'impédance ont été réalisées, on s'intéresse aux acquisitions TDEM elles-mêmes. Des sondages ont été acquis avec le DNT en configuration centrale sur les zones conductrice et résistante (Figure IV.11). La partie *bombée* sur les temps courts est caractéristique de l'influence du système d'acquisition. Pour la zone résistante, la partie où la courbe décroît en $t^{-5/2}$ est très réduite, on passe presque immédiatement d'une période où la réponse propre du système prédomine à une période où les barres d'erreur deviennent conséquentes et la pente diminue, *i.e.* on passe sous le niveau de bruit. On s'intéressera donc surtout à la zone conductrice où la réponse issue du sous-sol est plus significative.

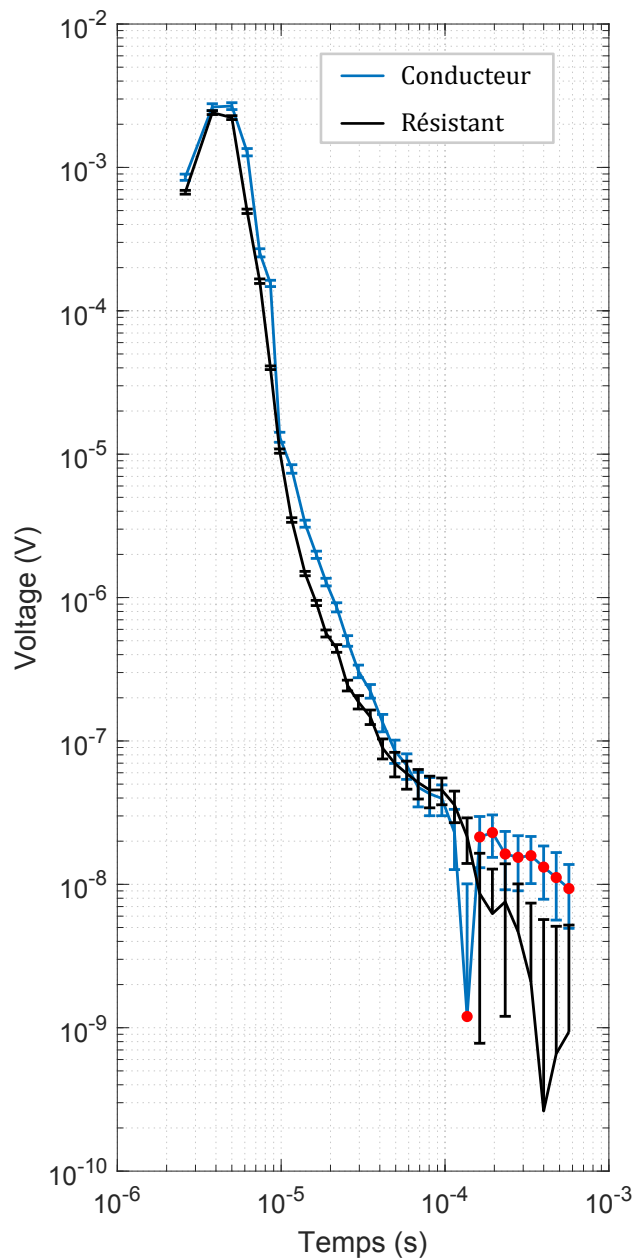


Figure IV.11 : *Acquisitions TDEM avec le DNT sur les zones conductrice (en bleu) et résistante (en noir).*

IV.4.a Comparaison des différents appareils d'acquisition (DNT, WalkTEM, TEMFAST)

Les mesures acquises avec le DNT et la boucle de 5 et 0.5 m et 20 spires sont dans un premier temps comparées avec des mesures TDEM réalisées avec d'autres appareils : le TEMFAST et le WalkTEM (Figure IV.12). Les trois courbes, normalisées par les surfaces effectives des boucles d'émission et de réception ainsi que par l'intensité du courant injecté

pour faciliter la comparaison sont présentées sur la figure IV.12a. Sur la figure IV.12b elles ne sont normalisées que par la surface de la boucle de réception pour une comparaison avec le niveau de bruit mesuré dans la réceptrice du WalkTEM.

Les trois courbes présentent un bombement lié à la réponse du système, mais il est beaucoup moins marqué pour le TEMFAST. Malgré un moment d'émission plus faible la courbe du DNT décroît assez rapidement et est superposée à celle du TEMFAST de 10 μs à 60 μs . La réponse du WalkTEM semble être influencée plus longtemps par la réponse propre du système et ne rejoint les autres courbes qu'à partir de 25 μs .

La réponse du DNT présente le niveau de signal le plus important sur les premières fenêtres de mesure alors que le moment d'émission est le plus faible : 125 Am² pour le DNT, 1250 Am² pour le TEMFAST et 1600 Am² pour le WalkTEM. Une partie des différences sur les premières fenêtres pourrait s'expliquer par les différences dans la coupure du courant, mais celle-ci s'effectue en 4 μs pour le DNT avec la boucle d'émission de 5 m contre ~ 7 μs pour le TEMFAST et le WalkTEM. Le temps de coupure plus court pour le DNT n'explique donc pas ce niveau de signal plus élevé.

Le filtre de la boucle de réception peut lui aussi expliquer cette différence observée sur les premières fenêtres de mesure. Une fréquence de coupure faible induit un bombement plus important des temps courts (Figure II.1). Or on a vu sur la figure II.8 que l'inductance plus élevée et les couplages capacitifs entre les spires de la boucle de réception de 20 tours résultent en une fréquence de coupure basse autour de 200 kHz (à l'air libre) alors qu'elle est autour de 350 kHz pour le WalkTEM et que le manuel du TEMFAST place celle de sa boucle à 1 MHz. On a donc une fréquence de coupure plus basse pour la réceptrice fabriquée au laboratoire ce qui explique le niveau de signal plus fort aux temps les plus courts. La proximité avec les câbles de la boucle d'émission de 5 m utilisée avec le DNT accentue aussi probablement cet effet.

Après cela, vers 60 μs , la courbe du DNT se redresse puis change de signe. Bien que le niveau de signal soit faible et atteigne le niveau de bruit (Figure IV.12b.) et que la taille des barres d'erreur augmente, ce changement de pente pourrait être liée à la viscosité magnétique de la couche argileuse, et le changement de signe pourrait être un effet de polarisation provoquée. Cependant, l'absence de valeurs de permittivité de référence dans la gamme de fréquence associée au TDEM ainsi que niveau du signal lors du changement

de signe équivalent au niveau de bruit, compliquent l'interprétation de ces données en terme de permittivité diélectrique.

La boucle d'émission du DNT étant considérablement plus petite que les deux autres, la mesure avec ce dispositif est beaucoup plus sensible à ces effets. La configuration coïncidente du TEMFAST est *a priori* plus sensible aux effets de la viscosité magnétique que la configuration centrale et il est possible que la différence entre les courbes du WalkTEM et du TEMFAST après $60\ \mu\text{s}$ soit due à cela.

L'inversion⁵ de la courbe acquise avec le TEMFAST, qui présente une décroissance en

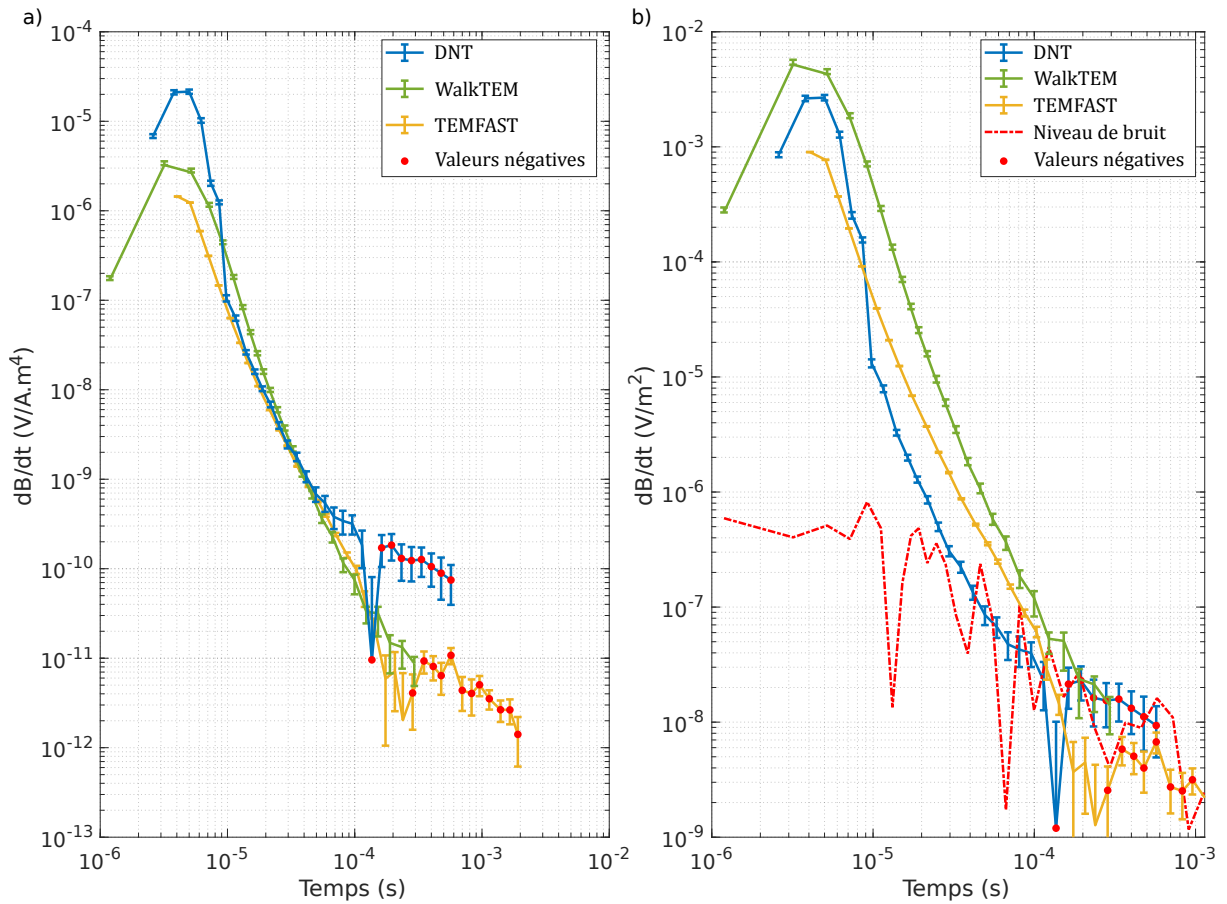


Figure IV.12 : Mesures TDEM sur la zone conductrice avec le DNT (Émission de $5\text{ m} \times 5\text{ m}$, réception de $0,5\text{ m} \times 0,5\text{ m}$ et 20 spires en configuration centrale, $I = 5\text{ A}$), le TEMFAST (Dispositif coïncident avec une boucle de $25\text{ m} \times 25\text{ m}$, $I = 2\text{ A}$) et le WalkTEM (Émission de $40\text{ m} \times 40\text{ m}$, Réception de $0,5\text{ m} \times 0,5\text{ m}$ et 20 spires en configuration centrale, $I = 1\text{ A}$). a) Courbes normalisées par la surface des boucles d'émission et de réception ainsi que par le courant injecté pour permettre la comparaison. b) Courbes normalisées uniquement par la surface de la réceptrice. Niveau de bruit mesuré avec le WalkTEM.

5. L'inversion est menée avec un algorithme (Schamper *et al.*, 2012, 2018) basé sur la théorie du problème inverse linéarisé (Menke, 1989).

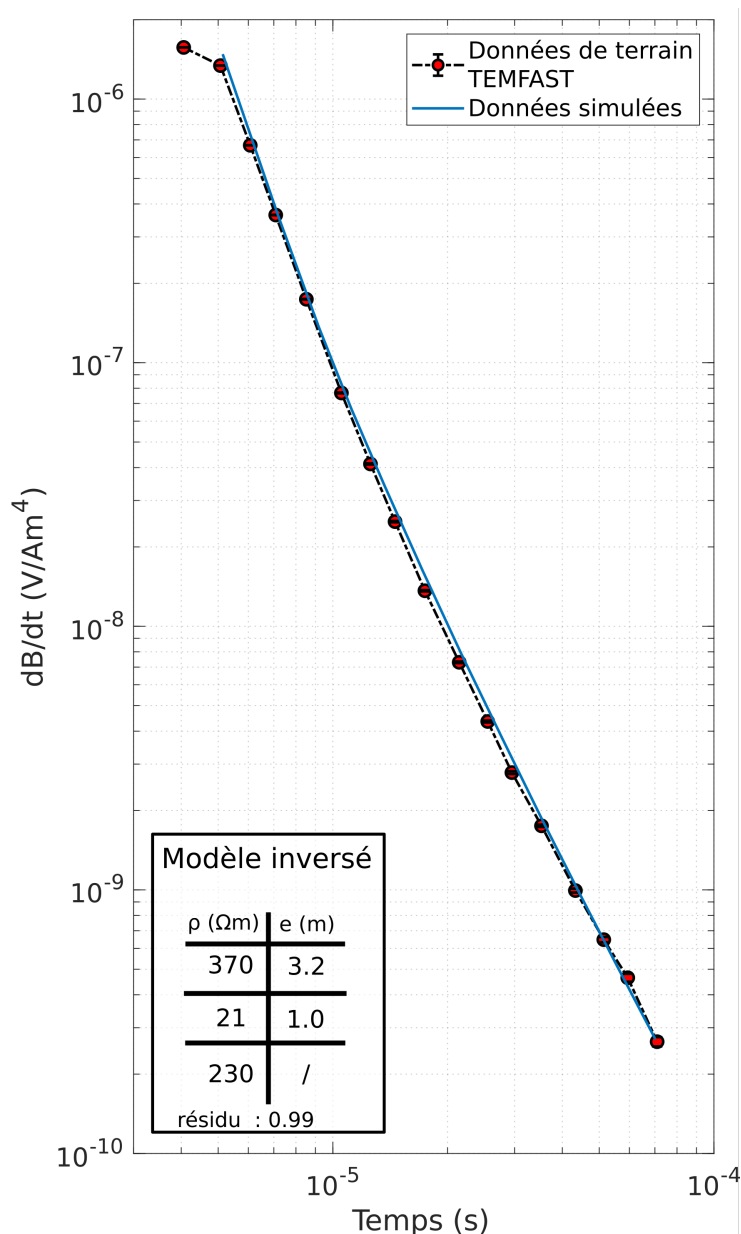


Figure IV.13 : Résultat de l'inversion du sondage réalisé avec le TEMFAST sur la zone conductrice.

$t^{-5/2}$ à partir de $10 \mu\text{s}$ jusqu'à $100 \mu\text{s}$ où elle atteint le niveau de bruit (Figure IV.12), et qui est donc la plus facilement exploitable des 3 courbes, permet d'obtenir un modèle de résistivité électrique du terrain (Figure IV.13) qui servira de référence pour le traitement des sondages acquis avec le DNT et une boucle d'émission de 5 m de côté. On obtient un modèle de résistivité électrique tricouche, cohérent avec celui issu du sondage électrique (Figure IV.5), avec une couche conductrice entre deux couches résistantes (Figure IV.13). L'utilisation de la rampe de coupure mesurée lors de l'acquisition est suffisante pour

reproduire la déformation très légère de la courbe sur les premières fenêtres de mesure. On utilisera ce modèle comme point de départ de l'inversion du sondage DNT.

IV.4.b Traitement des sondages petites boucles acquis sur la zone conductrice

Les temps longs de la mesure avec le DNT où on observe d'abord un changement de pente puis une inversion du signe de la courbe semblent bien indiquer une influence des propriétés magnétiques et diélectriques en plus des propriétés électriques. Les mesures de permittivité diélectrique *in situ* dont nous disposons étant à trop haute fréquence pour servir de référence dans l'interprétation des mesures TDEM, nous nous intéresserons surtout à l'influence de la viscosité magnétique sur la mesure.

Il s'agit d'un site propice aux tests de méthodologie proposées au chapitre III pour la séparation des contributions de la viscosité magnétique et de la conductivité électrique en réalisant des mesures en offset. On cherchera à exploiter le plus possible les mesures des premières fenêtres influencées par le système de mesure en utilisant le filtre issu des simulations EMPIRE et SPICE (*cf.* Chapitre II). La première inversion réalisée a porté uniquement sur le segment de courbe entre 10 et 40 μs où on retrouve la pente caractéristique de la réponse inductive du sous-sol en $t^{-5/2}$ (Figure IV.14a). Le filtre qui est utilisé ici est un filtre Butterworth passe-bas dont la fréquence de coupure de 260 Hz à été calée sur les filtres obtenus par les simulations EMPIRE et SPICE (Figure II.10). Cette partie de la courbe n'étant pas, ou très peu, influencée par le système de mesure, l'inversion est très similaire avec ou sans la prise en compte d'un filtre sur la boucle de réception. On obtient un modèle de résistivité électrique présenté sur la figure (Figure IV.14a) où on retrouve bien un milieu conducteur de quelques mètres d'épaisseur entre deux couches plus résistantes. On cherche ensuite à exploiter quelques fenêtres supplémentaires en utilisant le filtre issu des simulations EMPIRE sur un sol ayant une résistivité 200 Ωm et une permittivité relative de 10. Afin de pouvoir utiliser ce filtre, défini sur une gamme de fréquence réduite (10 kHz à ~ 2 MHz), on cale le gain et la phase d'un filtre théorique correspondant. On pourra ensuite extrapoler sur une gamme de fréquences plus grande. Des tests d'inversion de données de terrain avec les différentes fréquences de coupure (~ 205 kHz, 220 kHz et 260 kHz) issues des simulations du chapitre II, indiquent que le

filtre de fréquence de coupure 260 kHz obtenu en simulant un sol diélectrique est celui qui permet le mieux de reproduire les déformations observées aux temps courts. La valeur de permittivité relative de 10 définie dans cette simulation est assez proche de la valeur moyenne mesurée sur les échantillons dans la fosse (Figure IV.6). On utilisera donc ce filtre pour les inversions présentées ci-dessous.

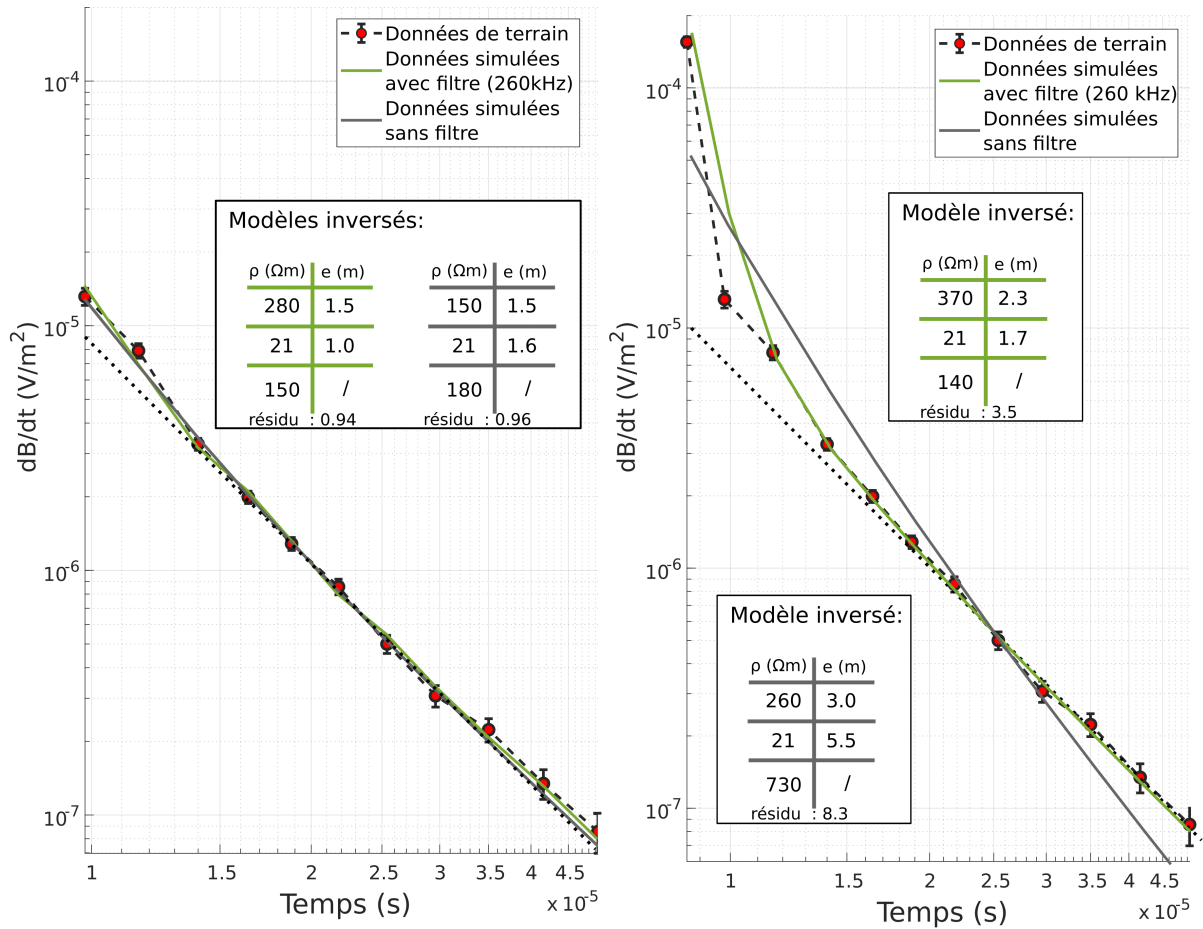


Figure IV.14 : Résultat de l'inversion du sondage réalisé avec le DNT (Émission de 5 m×5 m, Réception de 0,5 m×0,5 m et 20 spires en configuration centrale, $I = 5 A$) sur la zone conductrice en appliquant alternativement aucun filtre et un filtre passe-bas Butterworth du 1^{er} ordre de fréquence de coupure 260 kHz calé sur les simulations de la réponse du système. La courbe en pointillés noir indique la pente en $-5/2$ de la réponse inductive classique. a) Inversion du segment de courbe qui varie en $t^{-5/2}$. b) Inversion en prenant en compte une partie des fenêtres affectées par la réponse propre du système d'acquisition.

Le bombement des temps courts de la courbe est dû à la présence d'un courant primaire. En effet, on observe un changement de signe des temps courts dès que la boucle de réception est placée en dehors de la boucle d'émission (Figure IV.15). L'inversion avec

le filtre Butterworth permet de reproduire le bombement observé aux temps courts sur les données et de produire un modèle de résistivité électrique cohérent où on retrouve bien un terrain conducteur entre deux terrains résistants mais l'adéquation entre les données simulées après l'inversion et les données de terrain n'est pas entièrement satisfaisantes car le résidu normalisé obtenu à l'issue de l'inversion est supérieur à 3⁶. Les données, sur la portion de courbe qui varie en $t^{-5/2}$, sont bien reproduites mais le changement de pente avec la portion affectée par le champ primaire est trop abrupte pour être reproduite lors de la simulation. La réduction du courant résiduel dans la boucle d'émission sera probablement la solution pour améliorer encore l'interprétation de la mesure aux temps courts.

Mesures acquises avec un dispositif avec offset

Des mesures ont été acquises avec plusieurs offsets sur la zone conductrice (Figure IV.2), ces sondages sont présentés sur la figure IV.15. Les valeurs négatives observées sur les premières fenêtres correspondent à la présence d'un champ primaire induit par un courant résiduel présent dans la boucle d'émission. Cela implique un changement de signe lorsque ce champ a disparu, autour de 10 μ s, qui déforme la courbe sur les fenêtres qui suivent avant d'atteindre rapidement le niveau de bruit. En conséquence, la courbe pour les offsets de trois et cinq mètres ne présente aucun segment qui paraît exploitable afin d'obtenir un modèle de résistivité du sous-sol.

6. On considère un modèle comme acceptable lorsque le résidu est inférieur à 1. Dans ce cas, les données simulées à l'issue de l'inversion sont dans les barres d'erreurs des données de terrain (Schamper *et al.*, 2012)

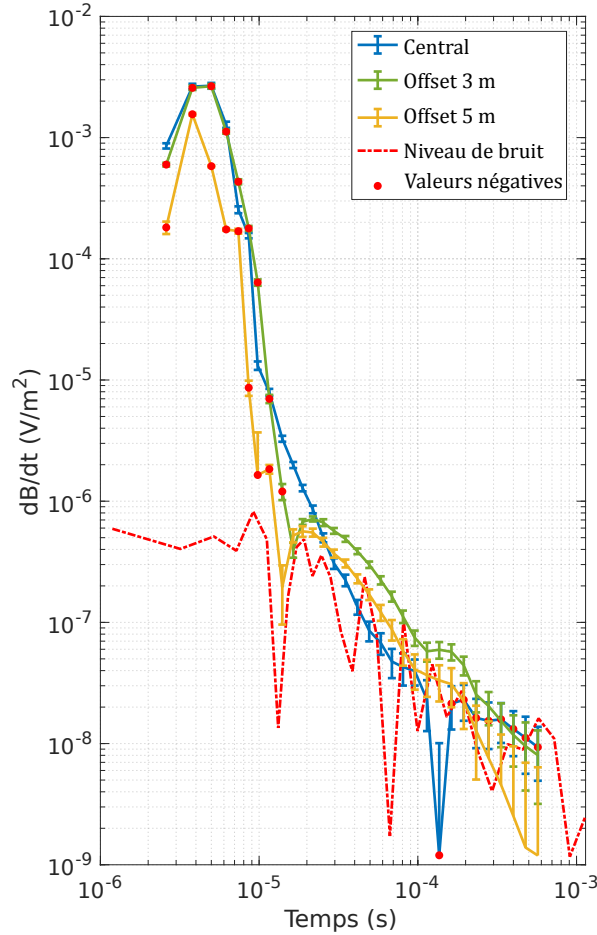


Figure IV.15 : Mesures TDEM sur la zone conductrice avec des dispositifs en configuration centrale puis avec un offset de 3 et 5 m.

Estimation de l'influence de la viscosité magnétique sur la mesure en configuration centrale

On observe un redressement de la courbe acquise avec le DNT en configuration centrale. Ce redressement se produit pour un niveau de signal proche du niveau de bruit, mais pourrait malgré tout être lié à la viscosité magnétique du terrain. Une simulation qui prend en compte le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion ci-dessus et avec la viscosité magnétique mesurée sur les échantillons récoltés à proximité est présentée sur la figure IV.16. On a successivement considéré une viscosité magnétique uniquement dans la couche de sol la plus superficielle puis dans les deux premières couches (argiles et sol). Les courbes correspondante sont très proche, probablement en raison de la profondeur d'investigation limitée pour les propriétés magnétiques. Ces simulations présentent une déformation aux temps longs assez similaire, bien que légèrement surestimée,

à celle observée sur le sondage DNT (Figure IV.16). Les mesures sur échantillons qui sont, par nature, très ponctuelles ne sont peut être pas représentatives de la couche d'argile. Des grains d'oxydes de fer très magnétiques ont été retrouvés dans certains échantillons du sondage à la tarière dont sont issues les valeurs utilisées ici. Leur présence a une influence importante sur les mesures de viscosité magnétique mais n'est potentiellement pas représentative du terrain à plus grande échelle.

On parvient malgré cela à reproduire, sans inversion pour le moment, de manière relativement satisfaisante cette déformation observée aux temps courts. Il s'agira par la suite d'améliorer le traitement des données en rendant exploitables les sondages en configuration avec offset et en ajoutant ces paramètres supplémentaire dans le code d'inversion (notamment en s'appuyant sur le développement de Scylla dans le domaine fréquentiel).

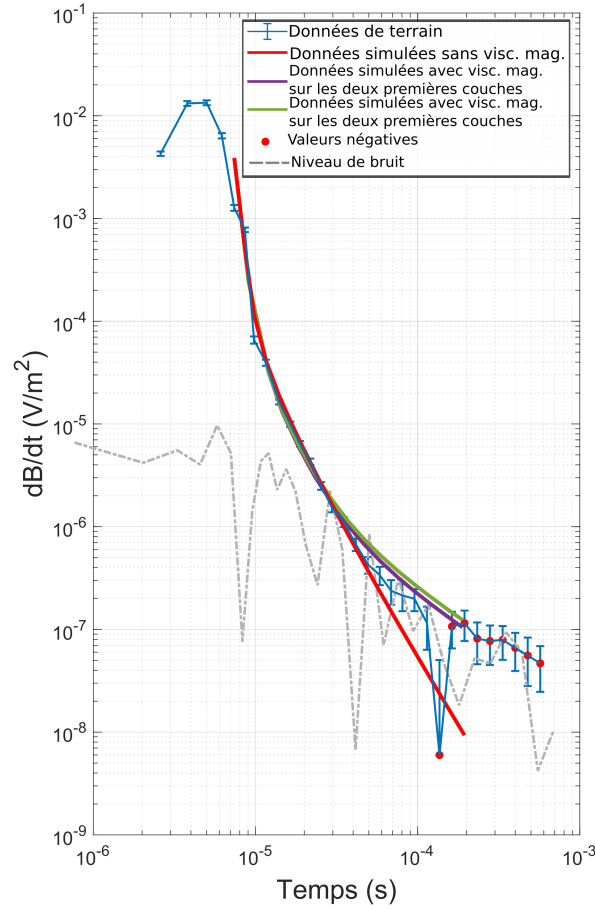


Figure IV.16 : *Modélisations directes en considérant la géométrie utilisée avec le DNT (Émettrice de 5 m par 5 m et réceptrice de 0,5 m par 0,5 m avec 20 spires) comparées avec les données acquises sur le terrain. Le modèle de résistivité électrique utilisé est celui issu de l'inversion de la partie en $t^{-5/2}$: $\rho_1 = 150 \text{ } \Omega\text{m}$, $e_1 = 1,5 \text{ m}$, $\rho_2 = 21 \text{ } \Omega\text{m}$, $e_2 = 1,6 \text{ m}$, $\rho_3 = 180 \text{ } \Omega\text{m}$ et la viscosité magnétique est de 3.10^{-5} SI pour la première couche et de 10.10^{-5} SI pour la deuxième.*

IV.5 Conclusion sur l'expérimentation de terrain

L'utilisation avec le DNT d'une boucle d'émission de 5 m de côté et d'une boucle de réception de 0.5 m de côté avec 20 spires espacées de 1 cm a nécessité une adaptation d'impédance sur chacune des boucles pour optimiser les performances du système d'acquisition. Nous sommes arrivés à une coupure du courant assez rapide de 4 μs et à limiter l'influence de système de mesure lors de l'acquisition. Le bombement restant aux temps courts semble principalement être causé par un courant résiduel présent dans la boucle d'émission et par le filtre passe-bas de la boucle de réception fabriquée au laboratoire. Malgré cela, le sondage petite boucle acquis avec le DNT présente une courbe de décroissance dont on a

pu déduire un modèle de résistivité électrique du terrain qui est proche de celui obtenu avec un autre appareil TDEM, le TEMFAST.

Le niveau de signal est, de par la petite taille de la boucle d'émission, assez faible et atteint assez rapidement le niveau de bruit. On observe tout de même une déformation de la courbe de mesure aux temps longs qui pourrait correspondre à l'effet de la viscosité magnétique de la couche de sol.

Le bombement de la courbe aux temps courts ainsi que le changement du signe qui lui succède avant d'atteindre le niveau de bruit ne permet pas d'obtenir l'interprétation des sondages acquis avec des offsets. Il faudra augmenter le niveau de signal pour pouvoir quantifier toutes les propriétés électromagnétiques du sous-sol. Pour cela, il faut :

1. Augmenter le moment d'émission du système. Ajouter des tours de câbles sur l'émission augmente de manière très importante le temps de coupure du courant, il sera donc préférable d'injecter un courant plus important que 5 A dans la boucle d'émission, ce qui devrait certes augmenter le temps de coupure mais dans une mesure plus raisonnable.
2. Améliorer les performances de la boucle de réception avec une organisation des câbles différente. Une construction des tours de câble en nid d'abeille permettrait de diminuer légèrement l'inductance propre de la boucle mais surtout de réduire les couplages capacitifs entre les spires et il serait donc envisageable de rajouter quelques spires. Une autre piste d'amélioration serait de séparer la boucle en deux parties où le câble serait enroulé dans des sens opposés et connectés par un amplificateur ([Thiesson et al., 2007](#)). L'utilisation d'une boucle de compensation pour annuler l'effet du champ primaire dans la boucle de réception est également une piste de modification du système.

Ces modifications devraient permettre d'obtenir un signal moins déformé à la fois aux temps courts avec une fréquence de coupure de la boucle de réception plus élevée et aux temps longs avec un moment d'émission plus important et un rapport signal/bruit qui devrait être plus favorable après 100 μ s.

Conclusions et perspectives

L'utilisation de dispositifs à petites boucles de quelques mètres de côté en TDEM présente notamment des avantages liés à son encombrement réduit et à sa mise oeuvre qui ne nécessite pas de contact galvanique avec le sol. Cela permet d'envisager de tracter le dispositif de mesure en conservant une profondeur d'investigation de plusieurs dizaines de mètres (le tTEM ([Auken *et al.*, 2018](#)) exploite ces caractéristiques pour établir des cartes de résistivité électrique allant jusqu'à 100 ha par jour). On peut cependant tirer plus d'informations des mesures TDEM avec des dispositifs à petites boucles puisque ces dispositifs en configuration centrale sont plus sensibles aux propriétés magnétiques et diélectriques des premiers mètres du sous-sol que les dispositifs à plus grandes boucles. Cependant, cette configuration apporte aussi des complications supplémentaires dans l'acquisition et le traitement des données puisque les câbles des boucles d'émission et de réception sont plus proches et l'influence de la réponse du système d'acquisition sur les premières fenêtres de mesure est plus importante que pour d'autres configurations. Ainsi, la réponse des couches les plus superficielles du sous-sol est très souvent masquée par cette réponse propre du système. L'objectif ici était donc dans un premier temps, d'obtenir une courbe de décroissance TDEM dont on puisse extraire un modèle de résistivité électrique du sous-sol puis de chercher à exploiter les parties aux temps courts et temps longs de la courbe en considérant les paramètres à l'origine des déformations observées.

Les premières fenêtres de mesure sont déformées par la réponse du système de mesure sur lui-même, la prise en compte de cet effet doit pouvoir permettre de mieux caractériser les terrains superficiels dont la réponse se superpose avec l'influence du système. Pour cela, des modélisations de la géométrie du système et des simulations permettant de déduire les caractéristiques électroniques telles que les fonctions de transfert associées à chaque boucle et au système dans son ensemble sont mises en oeuvre. Ces simulations FDTD menées avec le logiciel EMPIRE demandent un temps de calcul important mais permettent d'obtenir

une estimation du filtre pour les hautes fréquences. L'utilisation de cet outil n'étant pas adapté aux basses fréquences (la formulation FDTD explicite avec un échantillonnage spatial si fin devient instable pour des simulations plus longues), on complète ce filtre aux basses fréquences grâce aux simulations SPICE afin d'obtenir la forme du filtre à appliquer lors de l'inversion. On peut ensuite déterminer un filtre correspondant que l'on utilisera pour l'inversion. Dans le cas présent, des filtres passe-bas Butterworth du 1^{er} ordre ont été suffisants à la fois pour la simulation dans l'air et pour la simulation sur un sol. Ce filtre ne permet pas de reproduire très précisément le changement de pente observé aux temps courts mais permet tout de même de modéliser le bombement de la courbe et le modèle de sous-sol inversé obtenu est cohérent avec les informations additionnelles disponibles. Une coupure du courant plus franche avec des courants résiduels moins importants dans la boucle d'émission devrait permettre de rendre ce changement de pente moins abrupt et faciliter l'interprétation des temps courts.

Des déformations de la courbe de décroissance observées aux temps longs sur les données acquises avec les dispositifs à petite boucle d'émission sont causées par la viscosité magnétique et potentiellement par la permittivité diélectrique du sous-sol, bien que la mise en évidence de l'influence de ce dernier paramètre se soit avérée difficile sur les données acquises à Garchy. Cependant ces effets de polarisation sur la mesure TDEM ont été mis en évidence sur certains sondages acquis en Tunisie ([Finco et al., 2018](#)). Ainsi, les contributions de ces paramètres se superposent dans la mesure TDEM. On propose ici une solution pour séparer les contributions de ces trois paramètres à la mesure. Il s'agit de réaliser (simultanément si possible) deux mesures avec des géométries d'acquisition différentes. La première en configuration centrale qui sera sensible à tous les paramètres électromagnétiques du sous-sol et une deuxième avec un offset horizontal, *i.e.* en plaçant la boucle de réception quelques mètres à l'extérieur de l'émission, qui sera beaucoup moins sensible aux effets des propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol. On pourra ainsi commencer par établir un modèle de conductivité électrique avant de rajouter les autres paramètres et ainsi limiter en partie les équivalences au moment de l'inversion multi-paramètres de la mesure acquise en configuration centrale. Sans aller jusqu'à l'inversion,

cette mesure supplémentaire permet de déterminer si une déformation aux temps longs observée en configuration centrale est due à la conductivité d'une couche en profondeur ou à la viscosité magnétique ou la permittivité diélectrique d'une couche plus superficielle. On peut ainsi lever un certain nombre d'incertitudes et limiter les erreurs d'interprétation.

Dans le cas des données acquises sur le site test de Garchy, on observe bien une déformation et un changement de signe aux temps longs, mais on ne peut pas affirmer avec certitude qu'il s'agisse de l'influence des propriétés magnétiques et diélectriques et pas simplement du niveau de bruit qui est assez élevé en relatif. On peut cependant reproduire la déformation aux temps longs en considérant une viscosité magnétique de la couche la plus superficielle estimée à l'aide de mesures sur échantillons. Les mesures acquises avec un offset n'étaient pas de très bonne qualité, notamment à cause de l'influence du champ primaire issu du courant résiduel dans la boucle d'émission. Celui-ci est à l'origine d'un changement de signe, dans la configuration avec offset, qui vient perturber la courbe sur toutes les fenêtres jusqu'à atteindre le niveau de bruit.

Pour améliorer la qualité des données de terrain et espérer exploiter ces mesures aux temps longs, il faudra donc améliorer les performances de la boucle de réception et augmenter le moment d'émission du système. Une solution pour limiter les couplages liés aux interactions entre les tours de câbles serait d'adopter un type de construction différent, par exemple en nid d'abeille, et d'ajouter un amplificateur (qui nécessiterait cependant une alimentation locale et donc des courants supplémentaires). Augmenter le niveau de signal implique également d'augmenter le moment d'injection avec un courant injecté dans la boucle d'émission plus important. L'augmentation du nombre de tours de câble sur la boucle d'émission n'est en revanche pas une solution retenue puisqu'on a observé une influence très importante de ce nombre de tours sur la durée de la coupure du courant.

Il s'agit également de compléter les codes d'inversion existants pour pouvoir inverser les valeurs de viscosité magnétique et de permittivité diélectrique avec un outil qui permette d'estimer les équivalences entre ces modèles multi-paramètres. Ces efforts de modélisation pourront notamment s'appuyer sur l'outil SCYLLA, développé pour les mesures dans

le domaine fréquentiel. SCYLLA permet l'analyse de sensibilité de la mesure FEM aux paramètres d'acquisition et aux propriétés du modèle de terrain.

Ces aspects numériques de modélisation et d'inversion sont importants pour l'interprétation des acquisitions TDEM de manière générale puisque, bien que les dispositifs à petite boucles soient plus sensibles aux influences du système d'acquisition et des propriétés magnétiques et diélectriques du sous-sol, leurs influences peuvent être observées, dans des circonstances particulières, sur des données acquises avec n'importe quel dispositif TDEM (Descloitres *et al.*, 2000 ; Stognii *et al.*, 2010 ; Kozhevnikov et Antonov, 2006 ; Finco *et al.*, 2018).

Bibliographie

- Archie, G. E., 1942. [The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics](#). *Transactions of the AIME*, Vol. **146**(01), p. 54–62. (Cité en page 12)
- Arps, J., 1953. The effect of temperature on the density and electrical resistivity of sodium chloride solutions. *Journal of Petroleum Technology*, Vol. **5**(10), p. 17–20. (Cité en page 14)
- Asten, M. W., 1987. Full transmitter waveform transient electromagnetic modeling and inversion for soundings over coal measures. *Geophysics*, Vol. **52**(3), p. 279–288. (Cité en page 52)
- Auken, E., Foged, N., Larsen, J. J., Lassen, K. V. T., Maurya, P. K., Dath, S. M., Eiskjær, T. T., 2018. tTEM—A towed transient electromagnetic system for detailed 3D imaging of the top 70 m of the subsurface. *Geophysics*, Vol. **84**(1), p. 13–22. (Cité en pages 45, 54, 88 et 115)
- Auken, E., Sørensen, K. I., Thomsen, P., Effersø, F., 2000. [Optimized model resolution using low pass filters in TDEM soundings](#). Dans : *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2000*. Environment and Engineering Geophysical Society, p. 477–484. (Cité en page 53)
- Barsukov, P., Fainberg, E., 2001. Superparamagnetic effect over gold and nickel deposits. *European journal of environmental and engineering geophysics*, Vol. **6**, p. 61–72. (Cité en page 47)
- Barsukov, P., Fainberg, E., Khabensky, E., 2007. [Shallow investigations by TEM-FAST technique: methodology and examples](#). Dans : *Methods in Geochemistry and Geophysics*. Vol. 40. Elsevier, Chapter 3, p. 55–77. (Cité en pages 24 et 72)
- Behroozmand, A. A., Teatini, P., Pedersen, J. B., Auken, E., Tosatto, O., Christiansen, A. V., 2017. [Anthropogenic wetlands due to over-irrigation of desert areas: a challenging hydrogeological investigation with extensive geophysical input from TEM and MRS](#)

- [measurements](#). *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. **21**(3), p. 1527–1545. (Cité en pages 1, 22 et 30)
- Buselli, G., 1982. [The effect of near-surface superparamagnetic material on electromagnetic measurements](#). *Geophysics*, Vol. **47**(9), p. 1315–1324. (Cité en pages 47, 72 et 83)
- Cavalcante Fraga, L. H., Schamper, C., Noël, C., Guérin, R., Rejiba, F., 2019. [Geometrical characterization of urban fill by integrating the multi-receiver electromagnetic induction method and electrical resistivity tomography: A case study in Poitiers, France](#). *European Journal of Soil Science*, Vol. **70**(5), p. 1012–1024. (Cité en page 1)
- Chapman, D. L., 1913. [A contribution to the theory of electrocapillarity](#). *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, Vol. **25**(148), p. 475–481. (Cité en page 11)
- Chevalier, A., Rejiba, F., Schamper, C., Thiesson, J., Hovhannissian, G., 2016. [TEM systems design: using full Maxwell FDTD modelling to study the transient response of custom-made Tx and Rx coils](#). Dans : *AGU Fall Meeting Abstracts*. Vol. 13. San Francisco (USA). (Cité en pages 58, 59, 60 et xiii)
- Christiansen, A. V., Auken, E., Sørensen, K., 2006. The transient electromagnetic method. Dans : *Groundwater geophysics*. Springer, p. 179–225. (Cité en pages 24, 28 et xii)
- Cole, K. S., Cole, R. H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics I. Alternating current characteristics. *The Journal of chemical physics*, Vol. **9**(4), p. 341–351. (Cité en page 18)
- Comparon, L., 2005. [Etude expérimentale des propriétés électriques et diélectriques des matériaux argileux consolidés](#). Thèse de doctorat, Institut de physique du globe, Paris. (Cité en pages 16 et xix)
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y. J., Tabbagh, A., Charlery, Y., 2006. [Correlations between geotechnical and electrical data: A case study at Garchy in France](#). *Journal of Applied Geophysics*, Vol. **60**(3), p. 165 – 178. (Cité en page 92)

- Dabas, M., 1989. *Comportement magnétique des sols dans les domaines fréquentiel et temporel (ARV). Application à la prospection des sites archéologiques*. Thèse de doctorat, Université Paris 6. (Cité en pages 20, 21, 45, 72, 78 et 83)
- Dabas, M., Jolivet, A., Tabbagh, A., 1992. [Magnetic susceptibility and viscosity of soils in a weak time varying field](#). *Geophysical Journal International*, Vol. **108**(1), p. 101–109. (Cité en page 20)
- Dabas, M., Skinner, J. R., 1993. [Time-domain magnetization of soils \(VRM\), experimental relationship to quadrature susceptibility](#). *Geophysics*, Vol. **58**(3), p. 326–333. (Cité en page 46)
- Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, Vol. **27**(9), p. 1019–1029. (Cité en page 1)
- Debye, P., 1929. Polar molecules, the chemical catalog company. *Inc., New York*, p. 77–108. (Cité en page 16)
- Descloitres, M., 1998. [Les sondages électromagnétiques en domaine temporel \(TDEM\) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo \(Cap Vert\) et du Piton de la Fournaise \(La Réunion\)](#). Thèse de doctorat, Université Paris 6, Paris. (Cité en pages 24, 47, 86, xi et xvi)
- Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A., Ritz, M., 2000. [Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands](#). *Journal of Applied Geophysics*, Vol. **45**(1), p. 1–18. (Cité en pages 48 et 118)
- Effersø, F., Auken, E., Ingvard Sorensen, K., 1999. [Inversion of band-limited TEM responses](#). *Geophysical Prospecting*, Vol. **47**(4), p. 551–564. (Cité en page 52)
- El-Kaliouby, H. M., Hussain, S. A., Bayoumi, A. E.-R., A.El-diwany, E., Hashish, E. A., 1995. [Effect of clayey media parameters on the negative response of a coincident loop1](#). *Geophysical Prospecting*, Vol. **43**(5), p. 595–603. (Cité en page 80)
- Fassbinder, J. W., Stanjek, H., 1993. Occurrence of bacterial magnetite in soils from archaeological sites. *Archaeologia Polona*, Vol. **31**. (Cité en page 21)

- Fassbinder, J. W., Stanjek, H., Vali, H., 1990. Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, Vol. **343**(6254), p. 161. (Cité en page 21)
- Ficai, C., 1959. Caractéristiques des matières argileuses établies en mesurant les constants et les pertes diélectriques dans le domaine de fréquence compris entre 30 kHz et 3 MHz. *Bull. Soc. Franc. Ceram*, Vol. **42**, p. 7–16. (Cité en page 16)
- Finco, C., Pontoreau, C., Schamper, C., Massuel, S., Hovhannissian, G., Rejiba, F., 2018. Time-domain electromagnetic imaging of a clayey confining bed in a brackish environment: A case study in the Kairouan Plain Aquifer (Kelbia salt lake, Tunisia). *Hydrological processes*, Vol. **32**(26), p. 3954–3965. (Cité en pages 116 et 118)
- Finco, C., Schamper, C., Fraga, L. C., Rejiba, F., 2019. A Matlab interface for 1D forward modeling and sensitivity analysis of EMI. *Dans : Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2019*. Society of Exploration Geophysicists and Environment and Engineering, p. 208–211. (Cité en page 48)
- Fitterman, D. V., Anderson, W. L., 1987. [Effect of transmitter turn-off time on transient soundings](#). *Geoexploration*, Vol. **24**(2), p. 131–146. (Cité en page 52)
- Flis, M. F., Newman, G. A., Hohmann, G. W., 1989. [Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements](#). *Geophysics*, Vol. **54**(4), p. 514–523. (Cité en page 47)
- Francés, A., Ramalho, E. C., Fernandes, J., Groen, M., De Plaen, J., Hugman, R., Khalil, M. A., Santos, F. A. M., 2014. Hydrogeophysics contribution to the development of hydrogeological conceptual model of coastal aquifers-Albufeira-Ribeira de Quarteira aquifer case study. *8^a Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica*. (Cité en page 1)
- Gaucher, F. E. S., Smith, R. S., 2017. [The impact of magnetic viscosity on time-domain electromagnetic data from iron oxide minerals embedded in rocks at Opemiska, Québec, Canada](#). *Geophysics*, Vol. **82**(5), p. B165–B176. (Cité en page 2)
- Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., Gilad, D., Melloul, A., 1988. Detection of freshwa-

- ter/seawater interface by the time domain electromagnetic (TDEM) method in Israel. *Naturwet Tijdschr*, Vol. **70**, p. 339–344. (Cité en pages 24 et 30)
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., Melloul, A., 1991. [Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method](#). *Geoexploration*, Vol. **28**(2), p. 153–174. (Cité en page 30)
- Goldman, M., Neubauer, F. M., 1994. [Groundwater exploration using integrated geophysical techniques](#). *Surveys in Geophysics*, Vol. **15**(3), p. 331–361. (Cité en page 22)
- Gonzales Amaya, A., Mårdh, J., Dahlin, T., 2018. [Delimiting a saline water zone in Quaternary fluvial–alluvial deposits using transient electromagnetic: a case study in Punata, Bolivia](#). *Environmental Earth Sciences*, Vol. **77**(2). (Cité en page 22)
- Gouy, M., 1910. Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte. *J. Phys. Theor. Appl.*, Vol. **9**(1), p. 457–468. (Cité en page 11)
- Heathcote, C., 1983. *Applications of magnetic and pulsed induction methods to geophysical prospection at shallow depth: a theoretical and practical study of the responses of some survey systems to the magnetic properties and geometrical configurations of buried features*. Thèse de doctorat, University of Bradford. (Cité en page 21)
- Kamenetsky, F., Oelsner, C., 2000. [Distortions of EM transients in coincident loops at short time-delays](#). *Geophysical Prospecting*, Vol. **48**(6), p. 983–993. (Cité en pages 53, 59 et xiii)
- Kamon, M., Tsuk, M. J., White, J. K., 1994. FASTHENRY: A multipole-accelerated 3-D inductance extraction program. *IEEE Transactions on Microwave theory and techniques*, Vol. **42**(9), p. 1750–1758. (Cité en page 61)
- Kaufman, A. A., Geoltrain, S., Knoshaug, R. N., 1989. [Influence of induced polarization in inductive methods](#). *Geoexploration*, Vol. **26**(2), p. 75–93. (Cité en page 82)
- Keller, G., 1989. Electrical properties; in, Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, RS Carmichael, ed. (Cité en page 16)

- Keller, G. V., Frischknecht, F. C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press. (Cité en page 14)
- Kessouri, P., 2012. *Mesure simultanée aux fréquences moyennes et cartographie de la permittivité diélectrique et de la conductivité électrique du sol*. phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paris. (Cité en pages 10, 15 et xi)
- Kessouri, P., Flageul, S., Vitale, Q., Buvat, S., Rejiba, F., Tabbagh, A., 2016. *Medium-frequency electromagnetic device to measure electric conductivity and dielectric permittivity of soils*. *Geophysics*, Vol. **81**(1), p. E1–E16. (Cité en page 98)
- Knight, J. H., Raiche, A., 1982. Transient electromagnetic calculations using the Gaver-Stehfest inverse Laplace transform method. *Geophysics*, Vol. **47**(1), p. 47–50. (Cité en page 52)
- Kozhevnikov, N., Antonov, E., 2006. *Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies*. *Geophysical Prospecting*, Vol. **54**(4), p. 383–397. (Cité en page 118)
- Kozhevnikov, N., Antonov, E., 2012a. *Fast-decaying inductively induced polarization in frozen ground: A synthesis of results and models*. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. **82**, p. 171–183. (Cité en page 2)
- Kozhevnikov, N. O., Antonov, E. Y., 2012b. *The TEM method in studies of near-surface magnetically viscous rocks*. Dans : *Near Surface Geoscience 2012–18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. (Cité en page 48)
- Le Borgne, E., 1955. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annales de Géophysique*, p. 399–419. (Cité en page 21)
- Lee, T., 1984. *The transient electromagnetic response of a magnetic or superparamagnetic ground*. *Geophysics*, Vol. **49**(7), p. 854–860. (Cité en page 83)
- Lee, T., Lewis, R., 1974. Transient EM response of a large loop on a layered ground. *Geophysical Prospecting*, Vol. **22**(3), p. 430–444. (Cité en page 52)

- Maxwell, J. C., 1865. A dynamical theory of the electromagnetic field. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*(155), p. 459–512. (Cité en page 6)
- McNeill, J., 1994. *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding*. Rap. tech., Geonics. (Cité en page 82)
- Meglich, T., Carlson, N., Urquhart, S., 2011. *Applications of mobile time-domain EM system for conductivity mapping*. Society of Exploration Geophysicists, p. 18. (Cité en page 45)
- Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Rev. ed. Édition. Academic Press, San Diego. (Cité en page 106)
- Menke, W., Menke, J., 2016. *Environmental data analysis with MatLab*. Academic Press. (Cité en page 29)
- Menot, J., Debrand-Passard, S., Clozier, L., Gros, Y., 1997. Carte géologique de la France à 1/50 000. 494, La Charité-sur-Loire,. OCLC: 39174975. (Cité en pages 94 et xvi)
- Milsom, J., 2005. *Field geophysics*, 3^e Édition. The geological field guide series. Wiley, Chichester, oCLC: 255118025. (Cité en pages 11 et xix)
- Mullins, C. E., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science—a review. *European Journal of Soil Science*, Vol. **28**(2), p. 223–246. (Cité en page 21)
- Mullins, C. E., Tite, M. S., 1973. *Magnetic viscosity, quadrature susceptibility, and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblies of magnetite and maghemite*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **78**(5), p. 804–809. (Cité en page 20)
- Nabighian, M. N. (Ed.), 1991. *Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists. (Cité en page 74)
- Nabighian, M. N., Macnae, J. C., 1991. Time Domain Electromagnetic prospecting methods. *Dans : Nabighian, M. N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists, p. 427–520. (Cité en pages 23, 74 et xiv)

- Nabors, K., White, J., 1991. FastCap: A multipole accelerated 3-D capacitance extraction program. *IEEE Transactions on Computer-Aided Design of Integrated Circuits and Systems*, Vol. **10**(11), p. 1447–1459. (Cité en page 60)
- Néel, L., 1949. Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Annales de géophysique*, Vol. **5**, p. 99–136. (Cité en pages 20 et 22)
- Olhoeft, G., 1979. *Tables of room temperature electrical properties for selected rocks and minerals with dielectric permittivity statistics*. Rap. Tech. 79-993, US Geological Survey,. (Cité en page 16)
- Paul, C. R., 2010. *Inductance: loop and partial*. Wiley, Hoboken NJ. (Cité en page 59)
- Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R., Nelson, P. H., 1978. [Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multi-frequency IP](#). *Geophysics*, Vol. **43**(3), p. 588–609. (Cité en page 18)
- Raiche, A. P., 1984. The effect of ramp function turn-off on the TEM response of layered earth. *Exploration Geophysics*, Vol. **15**(1), p. 37–41. (Cité en page 52)
- Sambridge, M., 1998. [Exploring multidimensional landscapes without a map](#). *Inverse problems*, Vol. **14**(3), p. 427. (Cité en page 29)
- Schamper, C., Finco, C., Rejiba, F., 2018. An open-access Python interface for inversion, sensitivity and equivalence analysis of TDEM data. *Dans : Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2018*. Nashville. (Cité en pages 30, 73, 106 et xii)
- Schamper, C., Rejiba, F., Guérin, R., 2012. [1D single-site and laterally constrained inversion of multifrequency and multicomponent ground-based electromagnetic induction data — Application to the investigation of a near-surface clayey overburden](#). *Geophysics*, Vol. **77**(4), p. WB19–WB35. (Cité en pages 73, 106 et 110)
- Schamper, C., Rejiba, F., Tabbagh, A., Spitz, S., 2011. [Theoretical analysis of long offset time-lapse frequency domain controlled source electromagnetic signals using the method](#)

- of moments: Application to the monitoring of a land oil reservoir. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **116**(B3). (Cité en page 48)
- Shaw, D. J., 1992. Introduction to colloid and surface chemistry. (Cité en pages 12 et xi)
- Simandoux, P., 1963. Mesures diélectriques en milieu poreux-Application à la mesure des saturation en eau : étude du comportement des massifs argileux. *Revue de l'Institut Français du Pétrole, Hors-Série*, p. 193–215. (Cité en page 13)
- Snyder, D., Scott, C., 2003. *Final Report : A fast 4-D TEM System for UXO characterization*. Rap. tech., Zonge. (Cité en page 45)
- Spies, B. R., Frischknecht, F. C., 1991. Electromagnetic sounding. Dans : *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists, p. 285–425. (Cité en page 25)
- Stern, O., 1924. [Zur Theorie der Elektrolytischen Doppelschicht](#). *Zeitschrift für Elektrochemie und angewandte physikalische Chemie*, Vol. **30**(21-22), p. 508–516. (Cité en page 12)
- Stognii, V., Kozhevnikov, N., Antonov, E., 2010. [TEM surveys for magnetic viscosity of rocks in situ](#). *Russian Geology and Geophysics*, Vol. **51**(11), p. 1219–1226. (Cité en page 118)
- Tabbagh, A., Dabas, M., 1996. [Absolute magnetic viscosity determination using time-domain electromagnetic devices](#). *Archaeological Prospection*, Vol. **3**(4), p. 199–208. (Cité en page 45)
- Thiesson, J., 2007. *Mesure et cartographie de la viscosité magnétique des sols*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. (Cité en pages 20, 83 et xi)
- Thiesson, J., Tabbagh, A., Flageul, S., 2007. [TDEM magnetic viscosity prospecting using a Slingram coil configuration](#). *Near Surface Geophysics*, Vol. **5**(6), p. 363–374. (Cité en pages 2, 47 et 114)
- Vitale, Q., 2014. *Modélisation et conception d'antennes radar large bande pour la cartographie de la teneur en eau volumique des sols agricoles*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. (Cité en pages 57, 58 et xiii)

- Waxman, M. H., Smits, L., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, Vol. **8**(02), p. 107–122. (Cité en page 13)
- West, G., Macnae, J., 1991. Physics of the electromagnetic induction exploration method. *Dans : Nabighian, M. N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists, p. 5–46. (Cité en page 23)
- Xue, G.-q., Zhou, N.-N., Chen, W.-y., Li, H., Yan, S., 2014. [Research on the application of a 3-m transmitter loop for TEM surveys in mountainous areas](#). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, Vol. **19**(1), p. 3–12. (Cité en page 45)
- Yee, K., 1966. Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, Vol. **14**(3), p. 302–307. (Cité en page 56)

Liste des figures

I.1	a) Modèle de la double couche électrique de Gouy-Chapman avec une seule couche diffuse b) Modèle de Stern avec une première couche de largeur fixe et une deuxième couche diffuse qui correspond à celle du modèle de Gouy-Chapman. D'après Shaw (1992)	12
I.2	Représentation schématique des variations de permittivité diélectrique réelle (ε') et imaginaire (ε'') décomposée en pertes diélectrique (ε''_d) et influence de la conductivité électrique (ε''_c). Les différents mécanismes de polarisation diélectrique sont également représentés en fonction de la fréquence. D'après Kessouri (2012)	15
I.3	Circuit électrique équivalent pour le modèle de Debye et correspondance entre les paramètres du modèle de circuit électrique et le modèle de Debye.	17
I.4	Représentation schématique de la rotation progressive des spins à la paroi de domaines d'orientations opposées. D'après Thiesson (2007)	20
I.5	a) Dispositif et principe de la méthode TDEM. b) Forme du courant injecté dans la boucle d'émission et du champ magnétique secondaire résultant. D'après Descloitres (1998)	24
I.6	a) Réponse théorique d'un terrain conducteur $1\ \Omega\text{m}$ et d'un terrain résistif $100\ \Omega\text{m}$ pour un dispositif central à grande boucle ($40\text{ m} \times 40\text{ m}$). Ces modélisations considèrent une coupure instantanée du courant dans la boucle d'émission. b) Influence de la durée de la coupure du courant sur la mesure TDEM. Exemple sur un semi-espace homogène de résistivité électrique $100\ \Omega\text{m}$ pour des temps de coupure de $0\ \mu\text{s}$, $2\ \mu\text{s}$, $5\ \mu\text{s}$, $10\ \mu\text{s}$. c) Réponses TDEM standard pour un demi-espace homogène de résistivités électriques égales à $100\ \Omega\text{m}$, $50\ \Omega\text{m}$ et $10\ \Omega\text{m}$	26

I.7	Représentation de la densité de courant dans un modèle à trois couches avec la boucle d'émission placée à gauche en surface du modèle pour trois temps après la coupure du courant. La zone la plus sombre indique une densité de courant plus élevée. a) Modèle avec une couche conductrice entre deux couches résistantes b) Modèle avec une couche résistante entre deux couches conductrices. (Figure tirée de Christiansen et al. (2006)) . . .	28
I.8	Les modèles représentés en gris produisent une réponse TDEM similaire à celle produite par le modèle rouge représentant un résistor entre deux conducteurs. ($\rho_1 = 30 \Omega m$, $\rho_2 = 100 \Omega m$, $\rho_3 = 30 \Omega m$, $e_1 = 50 m$ et $e_2 = 50 m$). (Schamper et al., 2018)	30
I.9	a) Influence de la taille de la boucle d'émission sur la mesure TDEM sur un terrain homogène magnétique ($\rho = 100 \Omega m$, $\kappa_q = 2 \times 10^{-5} SI$). b) Influence de la taille de la boucle d'émission sur la mesure TDEM sur un terrain homogène polarisable décrit par un modèle Cole-Cole ($\rho = 100 \Omega m$, $\tau = 1 \times 10^{-3} s$, $m = 100 mV/V$ et $c = 0.5$). La boucle de réception est systématiquement située au centre de l'antenne d'émission (configuration centrale).	46
I.10	Aperçu général de l'interface du code SCYLLA. La zone 1 correspond à la définition des paramètres d'entrée du modèle. La zone 2 lance le calcul et l'affichage du modèle direct. La zone 3 est la zone de définition des paramètres de l'analyse de sensibilité.	49
I.11	a) Analyse de sensibilité où le couple de paramètres étudié est l'épaisseur de la 2e couche et la résistivité de la première couche. Le modèle de sous-sol de référence ($\rho_1 = 100 \Omega m$, $e_1 = 0.15m$, $\rho_2 = 20 \Omega m$, $e_2 = 0.8m$, $\rho_3 = 60 \Omega m$) b) Distribution des modèles de départ dans l'espace des paramètres.	50
II.1	a) Filtre Butterworth du premier ordre avec f_c la fréquence de coupure. b) Influence de l'application d'un filtre passe-bas Butterworth selon la fréquence de coupure. Modèle homogène à $100 \Omega m$	54
II.2	Dispositif utilisé lors des simulations visant à estimer le filtre lié au système d'acquisition	56

II.3	Schéma d'une cellule de Yee (discrétisation FDTD 3D). Les vecteurs $\mathbf{E}$ de champ électrique sont positionnés sur les arêtes et les vecteurs $\mathbf{H}$ de champ magnétique au centre des faces de la cellule. (Vitale, 2014)	57
II.4	Circuit électrique équivalent utilisé pour reproduire les propriétés apparente de chaque boucle. D'après Kamenetsky et Oelsner (2000).	59
II.5	Circuit électrique équivalent du dispositif d'acquisition avec des boucles d'émission et de réception distinctes. Chaque boucle est modélisée par un circuit RLC. (Tx : boucle d'émission, Rx : boucle de réception) D'après Chevalier <i>et al.</i> (2016).	60
II.6	Courant injecté dans le port de la boucle d'émission dans le domaine temporel (à gauche) et dans le domaine fréquentiel (à droite). La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives. On observera des artefacts numériques à ces fréquences.	62
II.7	Filtres a) de la boucle de réception et b) de la boucle d'émission issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 1 spire. Le point rouge indique la position de l'amplitude -3 dB à laquelle est définie la fréquence de coupure. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (<i>cf.</i> figure II.6)	65
II.8	Filtres a) de la boucle de réception et b) de la boucle d'émission issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 20 spires. Le point rouge indique la position de l'amplitude -3 dB à laquelle est définie la fréquence de coupure. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (<i>cf.</i> figure II.6)	65

II.9	Fonctions de transfert issues de simulations FDTD Full-Maxwell (en bleu) et SPICE (en jaune) pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et a) 1 spire ou b) 20 spires. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (<i>cf.</i> figure II.6)	66
II.10	Calage d'un filtre Butterworth du premier ordre de fréquence de coupure 200 kHz sur le filtre de la réceptrice de 0,5 m de côté et 20 spires posée sur un sol de résistivité électrique 200 Ωm	67
II.11	Filtre Butterworth du 1 ^{er} ordre ajusté sur les filtres simulés EMPIRE et SPICE. La fréquence de coupure optimale est 220 kHz. La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (<i>cf.</i> figure II.6)	68
II.12	Fonctions de transfert issues de simulations FDTD Full-Maxwell pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m et une boucle de réception de 0,5 m par 0.5 m et 20 spires posées sur un sol de résistivités 20 Ωm , 200 Ωm , 2000 Ωm et une simulation avec un sol de résistivité 200 Ωm et une permittivité relative de 10 en plus de la référence dans l'air (sans sol). La partie grisée correspond aux fréquences où l'énergie de l'injection devient trop faible pour que les mesures dans les boucles soient significatives (<i>cf.</i> figure II.6)	69
III.1	Application de la méthode TDEM dans une configuration avec offset. D'après Nabighian et Macnae (1991)	74
III.2	Réponse TDEM pour un dispositif avec une boucle d'émission de 5 m $\times$ 5 m et un offset de 10 m sur des modèles homogènes de résistivités électriques différentes (100 Ωm , 50 Ωm , 10 Ωm , 1 Ωm).	75
III.3	Absence d'influence de la distance horizontale entre les boucles d'émission et de réception (offset horizontal) sur la mesure aux temps longs pour un milieu non polarisable amagnétique.	76

III.4	Absence d'influence de la distance verticale entre les boucles d'émission et de réception (offset vertical) sur la mesure aux temps longs pour un milieu non polarisable amagnétique.	77
III.5	Influence de la durée du plateau d'émission (T_{on}) sur la mesure pour un milieu non polarisable amagnétique.	78
III.6	Influence de la durée du plateau d'émission (T_{on}) sur la mesure TDEM sur un terrain présentant une viscosité magnétique non-nulle en configuration centrale	79
III.7	Équivalence de la réponse TDEM d'un milieu bicouche avec une couche argileuse superficielle polarisable et d'un milieu tricouche non polarisable avec une couche profonde résistante pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m.	81
III.8	a) Réponse TDEM sur un milieu bicouche polarisable pour des géométries avec un offset horizontal allant de 0 m à 10 m. b) Réponse TDEM sur un milieu bicouche polarisable pour des géométries avec un offset vertical allant de 0 m à 10 m. Dans les deux cas la boucle d'émission fait 5 m par 5 m et le modèle bicouche utilisé est : $\rho_1 = 40 \Omega\text{m}$, $m_1 = 100 \text{ mV/V}$, $\tau_1 = 0,001 \text{ s}$, $c_1 = 0,5$, $e_1 = 1 \text{ m}$ et $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$. La courbe noire est la référence pour un milieu non polarisable en configuration centrale.	82
III.9	Équivalence de la réponse TDEM d'un milieu bicouche avec une couche argileuse superficielle présentant une viscosité magnétique et d'un milieu tricouche sans viscosité magnétique avec une couche profonde conductrice pour un dispositif en configuration centrale avec une boucle d'émission de 5 m par 5 m.	84

III.10	a) Réponse TDEM sur un milieu bicouche avec un effet de viscosité magnétique pour des géométries avec un offset horizontal allant de 0 m à 10 m. b) Réponse TDEM sur un milieu bicouche avec un effet de viscosité magnétique pour des géométries avec un offset vertical allant de 0 m à 10 m. Dans les deux cas la boucle d'émission fait 5 m par 5 m et le modèle bicouche utilisé est : $\rho_1 = 40 \Omega\text{m}$, $\kappa_{qu} = 2 \times 10^{-5} \text{ SI}$, $e_1 = 1 \text{ m}$ et $\rho_2 = 100 \Omega\text{m}$. La courbe noire est la référence pour un milieu non magnétique en configuration centrale.	85
III.11	Acquisition de l'aimantation du sous-sol pendant l'injection du courant. L'aimantation acquise est de signe opposé à l'intérieur et à l'extérieur de la boucle d'émission. D'après Descloitres (1998)	86
III.12	Proposition de géométrie de dispositif TDEM pour favoriser la séparation des contributions des propriétés électriques et des propriétés diélectriques et magnétiques du sous-sol avec deux boucles de réception en configurations centrale (Rx ₁) et avec offset horizontal (Rx ₂).	87
IV.1	Localisation du site de Garchy (source : Openstreetmap) et extrait de la carte géologique n°494 de la Charité-sur-Loire (Menot et al., 1997)	94
IV.2	Position des acquisitions géophysiques et des zones dites conductrices et résistantes sur le site test de Garchy	95
IV.3	Cartographie FEM de résistivité électrique apparente acquise avec avec les CMD Mini-Explorer et Explorer en configuration (GF Instruments). a) Écartement 1,18 m du CMD Mini-Explorer, les mesures intègrent un volume allant de la surface à 1,8 m de profondeur. b) Écartement 4,49 m du CMD Explorer, les mesures intègrent un volume allant de la surface à 6,7 m de profondeur. Les profondeurs d'investigations données ici sont celles fournies par le constructeur	96
IV.4	Profil d'imagerie de résistivité électrique acquis sur le profil $Y = 50 \text{ m}$ (<i>cf.</i> Figure IV.2)	96
IV.5	Sondages électriques réalisés a) sur la zone conductrice (Erreur RMS de l'inversion de 4,4 %) et b) sur la zone résistante (Erreur RMS de l'inversion de 3,5 %)	97

IV.6	Coupe verticale avec la position des mesures TDR réalisées dans la fosse dans la zone conductrice. La mesure argile_100 à été réalisé au fond d'un sondage à la tarière à 1 m de profondeur	98
IV.7	Mesure de la coupure du courant dans la boucle d'émission avec différentes résistances d'amortissement. a) Boucle de 5 m par 5 m sur le DNT. b) Comparaison de la coupure dans une boucle de 20 m par 20 m sur le DNT avec différentes résistances et du TEMFAST (AEMR) avec une boucle de 25 m de côté.	100
IV.8	a) Rampe de coupure du courant pour une boucle de 5 m par 5 m sur le DNT avec 1 ou 5 tours de câble. b) Mesures TDEM correspondantes en configuration centrale avec une boucle de réception de 0.5 m par 0.5 m et 20 tours.	101
IV.9	Mesures TDEM avec le DNT sur la zone conductrice. La boucle d'émission fait 5 m de côté et la boucle de réception de 0.5 m de côté avec 20 tours de câble et des résistances d'amortissement comprises entre 0 et 400 Ω . .	102
IV.10	Mesures TDEM avec le DNT sur la zone résistante. La boucle d'émission fait 5 m de côté et la boucle de réception de 0.5 m de côté avec 20 tours de câble et des résistances d'amortissement comprises entre 300 et 400 Ω . .	103
IV.11	Acquisitions TDEM avec le DNT sur les zones conductrice (en bleu) et résistante (en noir).	104
IV.12	Mesures TDEM sur la zone conductrice avec le DNT (Émission de 5 m×5 m, réception de 0,5 m×0,5 m et 20 spires en configuration centrale, I = 5 A), le TEMFAST (Dispositif coïncident avec une boucle de 25 m×25 m, I = 2 A) et le WalkTEM (Émission de 40 m×40 m, Réception de 0,5 m×0,5 m et 20 spires en configuration centrale, I = 1 A). a) Courbes normalisées par la surface des boucles d'émission et de réception ainsi que par le courant injecté pour permettre la comparaison. b) Courbes normalisées uniquement par la surface de la réceptrice. Niveau de bruit mesuré avec le WalkTEM.	106
IV.13	Résultat de l'inversion du sondage réalisé avec le TEMFAST sur la zone conductrice.	107

IV.14	Résultat de l'inversion du sondage réalisé avec le DNT (Émission de 5 m×5 m, Réception de 0,5 m×0,5 m et 20 spires en configuration centrale, I = 5 A) sur la zone conductrice en appliquant alternativement aucun filtre et un filtre passe-bas Butterworth du 1 ^{er} ordre de fréquence de coupure 260 kHz calé sur les simulations de la réponse du système. La courbe en pointillés noir indique la pente en -5/2 de la réponse inductive classique. a) Inversion du segment de courbe qui varie en $t^{-5/2}$. b) Inversion en prenant en compte une partie des fenêtres affectées par la réponse propre du système d'acquisition.	109
IV.15	Mesures TDEM sur la zone conductrice avec des dispositifs en configuration centrale puis avec un offset de 3 et 5 m.	111
IV.16	Modélisations directes en considérant la géométrie utilisée avec le DNT (Émettrice de 5 m par 5 m et réceptrice de 0,5 m par 0,5 m avec 20 spires) comparées avec les données acquises sur le terrain. Le modèle de résistivité électrique utilisé est celui issu de l'inversion de la partie en $t^{-5/2}$: $\rho_1 = 150 \Omega\text{m}$, $e_1 = 1,5 \text{ m}$, $\rho_2 = 21 \Omega\text{m}$, $e_2 = 1,6 \text{ m}$, $\rho_3 = 180 \Omega\text{m}$ et la viscosité magnétique est de $3.10^{-5}SI$ pour la première couche et de $10.10^{-5}SI$ pour la deuxième.	113

Liste des tableaux

I.1	Ordre de grandeur de résistivité électrique pour des terrains de nature différente. D'après Milsom (2005)	11
I.2	Valeurs de permittivité diélectriques relatives mesurées à différentes fréquences pour différents minéraux dont trois minéraux argileux. D'après Comparon (2005)	16
II.1	Valeurs des paramètres apparents R, L et C calculées avec FastHenry et FastCap pour la modélisation des boucles par des circuits RLC	64
IV.1	Mesures de la susceptibilité magnétique sur les échantillons récoltés dans les zones conductrice et résistante. Mesures réalisées à 465 et 4650 Hz qui permettent une estimation de la viscosité magnétique. Les horizons H1, H2 et H3 font référence aux horizons observés sur la paroi de la fosse et présentés sur la figure IV.6	97

Résumé

La méthode géophysique électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM) est employée dans de nombreux domaines tels que l'hydrologie ou l'exploration minière et permet l'établissement de modèles de résistivité électrique du sous-sol. L'application de cette méthode avec des dispositifs d'acquisition réduits, avec des boucles de quelques mètres de côté, rend la mesure plus sensible aux autres paramètres électromagnétiques : la permittivité diélectrique et la viscosité magnétique. L'objet du travail de recherche présenté ici est de réaliser des sondages TDEM avec des dispositifs d'acquisition réduits et d'en extraire non seulement un modèle de résistivité électrique du sous-sol, mais aussi de permittivité diélectrique et de viscosité magnétique.

L'acquisition d'un sondage TDEM avec des dispositifs à petites boucles implique également une sensibilité à la réponse du système sur lui-même, plus importante notamment à cause de la distance réduite entre les boucles d'émission et de réception. Des simulations de cette réponse ont été menées afin de pouvoir l'estimer le plus précisément possible et la prendre en compte lors du traitement des données.

Une géométrie d'acquisition des mesures est ensuite proposée pour rendre l'interprétation multi-paramètres de la mesure plus accessible. Les effets des propriétés électromagnétiques se superposent sur la mesure en configuration centrale. L'utilisation de géométries avec une sensibilité plus faible à la permittivité diélectrique et la viscosité magnétique permettra de séparer les contributions des différents paramètres.

Ces développements méthodologiques ont enfin été testés lors d'acquisitions sur le site test de Garchy. Les résultats sont encourageants mais des développements sont encore nécessaires, notamment des développements numériques pour prendre en compte les paramètres magnétiques et diélectriques lors de l'inversion des sondages TDEM. Pour cela, on pourra s'appuyer sur des travaux existants dans le domaine fréquentiel.

Mots-clés : *Caractérisation des propriétés (géo)physiques des sols*, géophysique appliquée, TDEM à petites boucles, conductivité électrique, viscosité magnétique, permittivité diélectrique.